

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

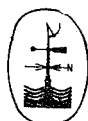
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

Доклады
конференции
молодых ученых
и специалистов

*Под редакцией
д-ра геогр. наук
И. В. Попова
и канд. техн. наук
В. И. Замышляева*

Ленинград, ГГИ
Февраль 1985 г.



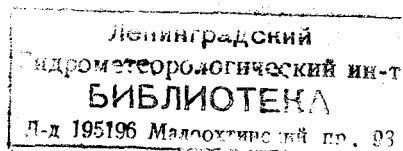
Ленинград Гидрометеиздат 1988

УДК 556.5

Сборник содержит доклады конференции молодых ученых и специалистов, состоявшейся в феврале 1985 г. В нем отражены вопросы, связанные с исследованием водных ресурсов, речного стока, русловых процессов, мелиорации, гидрофизики, возможных изменений климата под влиянием антропогенных воздействий. Группа статей посвящена вопросам охраны водных объектов, оценки качества вод и исследованиям водного режима водохранилищ.

Представляет интерес для специалистов в области гидрологии, метеорологии, гидрогеологии, гидрохимии и мелиорации.

342752



В 1805040700-043 26-88(1)
069(02)-88

© Государственный гидрологический институт
(ГГИ), 1988 г.

ISBN 5-286-00035-5

Н. Г. Самбук (ГГИ)

РЕЗУЛЬТАТЫ СОВМЕСТНОГО РАССМОТРЕНИЯ ВОДНЫХ БАЛАНСОВ АТМОСФЕРЫ И СУШИ

Настоящая работа представляет собой краткий комментарий некоторых результатов, полученных на разных этапах исследований водного баланса системы «атмосфера—гидросфера суши», проводимых в ГГИ. Подробный анализ уравнений водного баланса атмосферы (ВБА) при решении задач гидрологии и обзор достижений в этом направлении дан в работах [2, 4, 5]. Ограничимся рассмотрением основных уравнений, описывающих в общем виде динамику влаги в системе «атмосфера—гидросфера суши».

Для исследуемой части земной поверхности уравнение баланса атмосферной влаги можно записать в следующем виде:

$$\overline{\nabla F} - \overline{\Delta W} = (\overline{P} - \overline{E}), \quad (1)$$

где $\overline{\nabla F}$ — дивергенция потока атмосферной влаги; $\overline{\Delta W}$ — изменение влагосодержания атмосферы; $\overline{P}$ — атмосферные осадки; $\overline{E}$ — суммарное испарение.

Из уравнения (1) следует, что осредненное над рассматриваемой территорией значение $\overline{(P-E)}$ определяется изменением массы атмосферной влаги, заключенной в рассматриваемом объеме атмосферы, и разностью между притоком и оттоком атмосферной влаги. Составляющие левой части выражения (1) определяются с помощью аэрологической информации [1].

Рассматривая любое замкнутое пространство (например, площадь водосбора), запишем уравнение водного баланса подстилающей поверхности в следующем виде:

$$\overline{R} + \overline{\Delta S} = (\overline{P} - \overline{E}), \quad (2)$$

где $\overline{R}$ — речной сток; $\overline{\Delta S}$ — изменение поверхностных и внутрипочвенных влагозапасов. Средняя разность «осадки минус испарение» объединяет уравнения (1) и (2) и устанавливает связь между наземной и атмосферной ветвями гидрологического цикла.

Совместное решение уравнений (1) и (2) позволяет рассчитать, привлекая данные осадкомерных измерений, значения суммарного испарения за интервалы времени, для которых рассчитаны значения изменения влагосодержания атмосферы и дивергенции потока влаги. С другой стороны, использование аэрологической информации и данных гидрометрических наблюдений дает возможность оценить изменения поверхностных и внутрипочвенных влагозапасов. Для многолетнего периода годовой баланс влаги в системе «атмосфера—гидросфера суши» можно выразить следующим образом:

$$(\sum F^+ - \sum F^-) - \Delta \bar{W} - \bar{P} + \bar{E} = 0, \quad (3)$$

где $(\sum F^+ - \sum F^-)$ — дивергенция потока атмосферной влаги, выраженная как разность между притоком и оттоком ее с изучаемой территории [3].

Как известно, основная часть атмосферной влаги поступает на территорию страны через Европейскую территорию СССР (ЕТС). Этим обстоятельством объясняется традиционно повышенный интерес к этому региону при анализе динамики атмосферной влаги. Кроме того, ЕТС является наиболее освещенной аэрологической информацией частью СССР. Исходными данными для расчета составляющих ВБА для ЕТС послужили результаты срочных радиозондирований атмосферы на 43-х станциях за период 1961—1970 гг.

Проблема оценки погрешности определения составляющих ВБА довольно широко освещена в отечественной и зарубежной литературе [2, 4, 5]. Тем не менее, помимо самых общих выводов, в этом вопросе существует исключительное разнообразие оценок, основанных как на воднобалансовых расчетах, так и на полуэмпирических зависимостях. Для выяснения связи погрешности расчета значений дивергенции потока от длины периода осреднения и площади исследуемой территории были получены эмпирические зависимости вида

$$\delta \bar{\nabla} F_{(s, \tau)} = \frac{\delta \bar{F}_{(s, \tau)}}{\sqrt{NM}} \cdot \frac{p}{s} \tau, \quad (4)$$

где $\delta \bar{\nabla} F_{(s, \tau)}$ — погрешность расчета дивергенции потока атмосферной влаги, связанная с пространственным или временным осреднением; $\delta \bar{F}_{(s, \tau)}$ — погрешность расчета потока атмосферной влаги, обусловленная осреднением; N — количество аэрологических станций; M — количество зондирований; p — периметр, образованный контуром аэрологических станций; s — площадь исследуемого района; τ — интервал времени, для которого определяются погрешности.

Из анализа полученных зависимостей следует, что, как и следовало ожидать, точность расчета дивергенции потока прямо пропорциональна площади исследуемой территории и интервалу осреднения. Оценка погрешности расчета элементов ВБА произ-

водилась как для годового интервала времени, так и для теплого и холодного периодов в диапазоне исследуемых территорий от 4×10^4 до 4×10^6 км². Для территорий с линейными размерами порядка 1000 км (и больше) годовые значения составляющих ВБА определяются с удовлетворительной точностью (около 16 мм, что составляет менее 10 % годового стока р. Волги). Для холодного периода такая точность обеспечивается для территорий с линейными размерами порядка 500 км. Это обстоятельство весьма важно, поскольку позволяет надежно рассчитать составляющие водного баланса за период осенне-зимнего влагонакопления для территорий порядка 250 000 км². В зависимости $\delta \nabla F$ от периода t , для которого производится осреднение исходных характеристик, не наблюдается столь резкого скачка от «приемлемых» погрешностей к «недопустимым», что вполне естественно и легко объяснимо. Следует отметить, что осреднение за 4—5 лет дает удовлетворительную погрешность в 10—15 мм (для территорий с линейными размерами порядка 1200 км).

Помимо построения эмпирических зависимостей, для оценки точности расчета элементов водного баланса «аэрологическим методом», определенный интерес представляет прямое их сопоставление с измеренными величинами. Одним из наилучших критериев надежности расчета элементов ВБА может служить речной сток, измеряемый с относительно небольшой погрешностью.

Так, сравнение среднегодовых значений $(P-E)$, полученных аэрологическим методом, и среднегодовых значений речного стока за тот же период для ЕТС и бассейна р. Волги дали отклонения соответственно 8 % и 5 %. Было также произведено сравнение измеренных сумм атмосферных осадков по 25 месяцам холодного

периода с соответствующими месячными значениями $(P-E)$, полученными на основе аэрологической информации (для бассейна р. Волги). Результаты сопоставления этих значений еще раз подтвердили справедливость использования уравнения ВБА и достаточную надежность полученных характеристик. Коэффициент корреляции между $\bar{P}$ и $(\bar{P}-\bar{E})$ составил 0,973, а в уравнении связи $\bar{P} = 7,60 + (\bar{P}-\bar{E})$ значение коэффициента 7,60 (в мм) следует интерпретировать как среднемесячное значение суммарного испарения с бассейна за холодный период.

Из расчета элементов ВБА для ЕТС за 10-летний период следует, что в целом за год преобладание положительного баланса влаги наблюдается по всей западной границе от Мурманска до Ужгорода. Из 9340 км³/год влаги, поступающей на ЕТС, 50 % приходится на западную, 30 % — на южную границы, на восточную и северную границы приходится соответственно 13 % и 7 %. Максимум притока влаги (1074 км³) приходится на август, когда максимально прогревается суша и океан. В это время с территории Западной Европы и с Атлантики поступают воздушные

массы, наиболее насыщенные влагой. Минимальное значение притока (475 км^3) наблюдается в феврале, совпадая с минимумом результирующего потока атмосферной влаги над ЕТС. Суммарный отток атмосферной влаги, повторяя в общих чертах распределение притока в течение года и в сумме за год равный 8341 км^3 , по границам региона распределен следующим образом: 18 % — проходит через западную границу, 8 % — через северную, 52 % — через восточную и 22 % — через южную. Таким образом, среднегодовое значение дивергенции потока атмосферной влаги над ЕТС приблизительно в 8 раз меньше количества влаги, переносимой над этой территорией. Несмотря на это, полученное значение (211 мм) незначительно отличается от значения среднего многолетнего речного стока с ЕТС (199 мм).

При оценке возможных климатических изменений, связанных с водохозяйственными мероприятиями, существенный интерес представляет анализ динамики составляющих ВБА, рассмотренный в комплексе с особенностями водного режима речных бассейнов. Подобный анализ представляет особый интерес в аномальные по водности годы. Для бассейна р. Волги расчет составляющих баланса влаги в системе «атмосфера—гидросфера суши» произведен для периода 1963—1967 гг. Два последних года из рассмотренного пятилетия явились аномальными по водности, а именно: 1965/66 г. — многоводный, 20 %-ной обеспеченности, 1966/67 г. — маловодный, 95 %-ной обеспеченности. Различия в годовых значениях речного стока этих лет составляет 86 мм, или 45 % среднего многолетнего значения, различия же в годовых суммах атмосферных осадков равняется 174 мм, или 26 % от нормы. Следует отметить, что суммарное испарение этих лет отличается на 25 мм (5 % от среднемноголетнего). Таким образом, расхождение в значениях речного стока значительно больше (в процентном отношении) расхождений в суммах атмосферных осадков. Очевидно, решающую роль в формировании весеннего стока в бассейне в рассматриваемые годы сыграло внутригодовое распределение атмосферных осадков и, в частности, их осенне-зимнее накопление.

Располагая значениями $(P-E)$, полученными на основе аэрологической информации, были рассчитаны значения суммарного испарения и изменения влагозапасов в бассейне для месячных интервалов времени. Из анализа годового хода этих характеристик можно сделать вывод о решающей роли осенне-зимнего увлажнения в формировании водного режима бассейна. Рассчитанные значения поверхностных и внутрипочвенных влагозапасов, достигнув максимума в марте (215 и 136 мм) значительно отличаются в рассматриваемые годы. В то же время суммы речного стока в марте различаются незначительно: 69 и 52 мм. Но уже начиная с марта—апреля,—времени активного снеготаяния, решающую роль в формировании речного стока начинает играть упомянутая выше разница между значениями влагозапасов в марте. Так, уже в июне разность между суммами реч-

ного стока составила 84 мм, т. е. практически то значение, на которое отличаются годовые значения стока 1965/66 и 1966/67 гг. и довольно близкое к разности между значениями влагозапасов в марте (79 мм), рассчитанными на основе аэрологической информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере.— Л.: Гидрометеиздат, 1963.— 314 с.
2. Кузнецова Л. П. Атмосферный влагообмен над территорией СССР.— М.: Наука, 1983.— 171 с.
3. Самбук Н. Г. Возможность оценки составляющих водного баланса крупного речного водосбора на основе анализа горизонтального переноса влаги.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Л., Гидрометеиздат, 1982, с. 56—63.
4. Peixoto J. P. Atmospheric vapour flux computations for hydrological purposes, Report N 20 on WMO/IHD Project.— Geneva, WMO, 1973.— 83 p.
5. Rasmusson E. M. Hydrological application of atmospheric vapour flux analyses, Report N 11 (WMO—N 476), Operational Hydrology, Geneva, 1977.— 50 p.

А. М. Воронова, В. И. Швейкина (ИВП АН СССР)

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ОРТОГОНАЛЬНЫХ ФУНКЦИЙ ДЛЯ АНАЛИЗА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Пространственно-временная изменчивость среднегодового стока рек ЕТС определяется, во-первых, территориальной неоднородностью стокоформирующих, и прежде всего климатических факторов, а во-вторых, многолетними изменениями последних в пределах отдельных районов. Преобразование исходной информации с целью выделения основных особенностей изучаемых процессов и исключения мелких деталей и «шумов» составляет одну из главных задач исследования.

Метод главных компонент достаточно хорошо известен в гидрометеорологии как метод разложения по естественным ортогональным функциям (е. о. ф.) [1, 3, 4]. Основная идея его применения заключается в получении функций, статистически обобщенных по пространству и времени, т. е. в представлении исходных гидрометеорологических полей $Y_{i,k}$ в виде произведения двух функций:

$$Y_{i,k} = \sum_{j=1}^n T_{j,k} X_{j,i},$$

где $X_{j,i}$ — собственные векторы корреляционной матрицы; $T_{j,k}$ — коэффициенты разложения по X_j .

Функции $T_{j,k}$ и $X_{j,i}$ ортогональны и находятся статистически по совокупности рассматриваемых полей. Условие минимума средней квадратической ошибки разложения по всем точкам данной совокупности служит основой определения данных функций. Временная функция T_j , соответствующая собственному вектору X_j , рассчитывается по соотношению

$$T_{j,k} = \sum_{i=1}^n Y_{i,k} X_{j,i}$$

с использованием условия нормирования $\sum_{j=1}^n X_{j,i}^2 = 1$, где n равно общему числу точек поля. Коэффициенты разложения $T_{j,k}$ часто называют «главными компонентами» (термин введен Хотеллингом), что дало название и самому методу. В данной работе рассматриваются особенности функций, обобщенных по времени и имеющих пространственное распределение.

Для исследования поля стока рек ЕТС, полей осадков и температуры воздуха были использованы соответственно данные по среднегодовым расходам воды на 67 створах с 1938 по 1980 г., годовым суммам осадков и среднегодовой температуре воздуха по 65 метеостанциям с 1900 по 1980 г.

Представленные пространственные распределения первых собственных векторов корреляционной матрицы (рис. 1, 2) являются статистическим обобщением по времени рассмотренных рядов. Данные распределения наглядно отражают характер воздействия отдельных не известных, но реальных факторов, которые определенным образом обуславливают общую изменчивость рассматриваемого процесса. Считаем, что полную информацию об изменчивости процесса дает сумма дисперсий $\sum \sigma_i^2$ рядов и первые 3—4 собственных вектора, или естественных ортогональных функций, которые описывают значительную часть этой суммарной дисперсии. Так, для стока первые 4 собственных вектора дают 78 % $\sum \sigma_i^2$, температуры воздуха — 75 % $\sum \sigma_i^2$ и несколько меньше для осадков — 45 % $\sum \sigma_i^2$. Представленные на рис. 1, 2 распределения X_1 , X_2 , X_3 показывают, что по мере увеличения порядкового номера уменьшаются масштабы процессов, описываемых векторами. Если воспользоваться терминологией, приведенной в работе [4] и определить область одного знака в полях е. о. ф., как «пучность», то можно отметить соответствующее увеличение количества таких пучностей у собственных векторов более высокого порядка.

Достаточно однородное распределение X_1 речного стока, определяющего 35 % $\sum \sigma_i^2$ с пучностью одного знака на всей территории региона (рис. 1), является, на наш взгляд, следствием интегрального характера стока и однотиповой его реакции на воздействие определенного фактора. Можно предположить, что отри-

цательные значения X_1 возникают для тех областей, где нарушаются общие закономерности рассматриваемых процессов на данной территории. Распределение X_2 ($16\% \sum \sigma_i^2$) и X_3 ($10\% \sum \sigma_i^2$) несколько отличаются от полученных Н. В. Смирновым (1973),

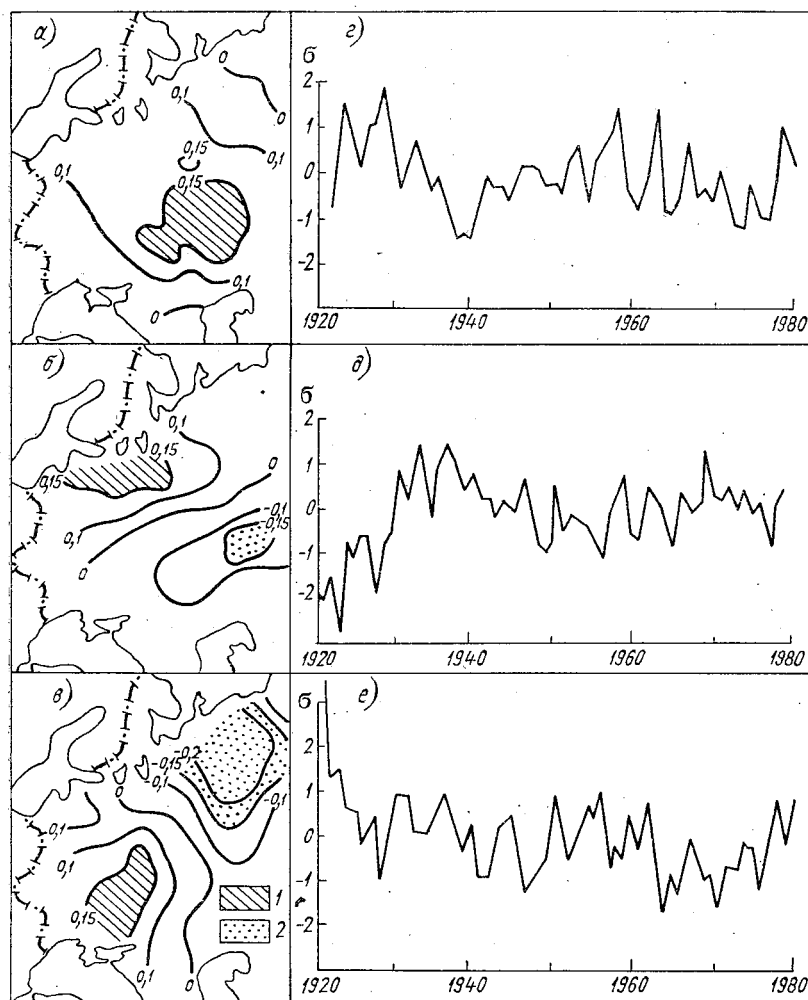


Рис. 1. Первые естественные составляющие (а — X_1 , б — X_2 , в — X_3) и главные компоненты (з — T_1 , д — T_2 , е — T_3) для поля стока.

1 — область положительных значений, 2 — область отрицательных значений.

что может быть объяснено увеличением объема исходной информации. Из анализа данных распределений можно заключить, что поле второго собственного вектора в целом отражает характер барического поля на ЕТС, а третьего — достаточно хорошо согла-

суется с общей термической тенденцией на территории региона в течение года. Кроме того, полученные распределения могут свидетельствовать об определенной асинхронности в гидрологическом

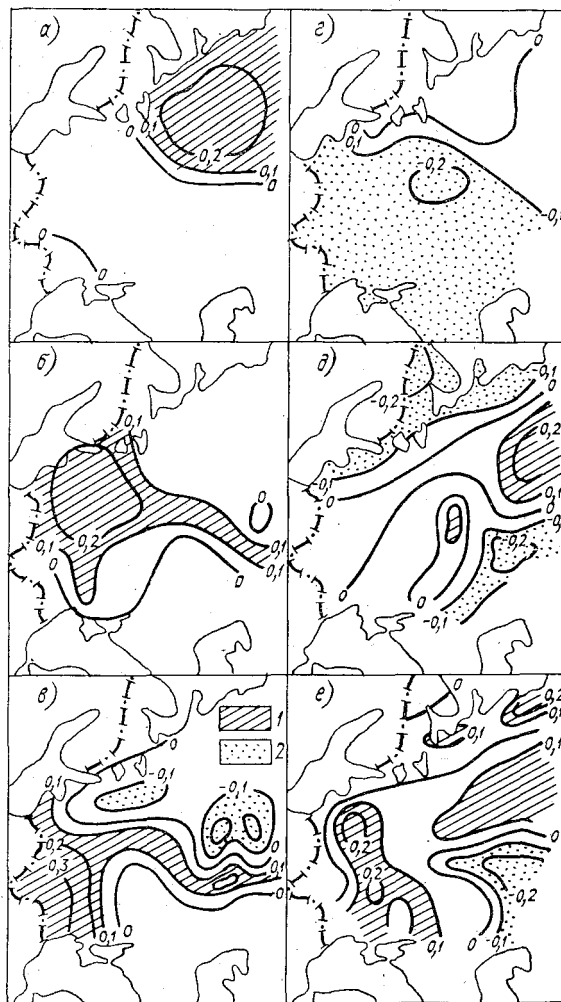


Рис. 2. Первые естественные составляющие для поля температуры воздуха (а— X_1 , б— X_2 , в— X_3) и для поля осадков (г— X_1 , д— X_2 , е— X_3).

Усл. обозн. см. на рис. 1.

режиме периферийных областей ЕТС, северо-восточной и юго-западной, северо-западной и юго-восточной, что совпадает с выводами ряда авторов [2, 3].

Сравнение распределений собственных векторов среднегодового стока, среднегодовой температуры воздуха и годовых сумм

осадков показывает, что они отражают специфику своих полей. Во-первых, об этом свидетельствует характер распределения X_1 , X_2 , X_3 , большее число пучностей и более сложная структура составляющих поля осадков по сравнению с X_1 , X_2 , X_3 поля температуры. Во-вторых, вклады собственных векторов в суммарную дисперсию: на первые четыре вектора поля температуры приходится 75 %, а поля осадков — 45 % дисперсии. По знаку своих значений вектор X_1 поля температуры, на который приходится значительная поля дисперсии (32 %), делит территорию на две части, однако отрицательные значения X_1 малы по абсолютному значению ($< 0,1$) и поэтому можно говорить о его однородности. Кроме того и X_2 можно считать однородным на всей территории, что говорит о большей устойчивости поля годовых сумм температуры воздуха по сравнению с полем годовых сумм осадков. Такое соответствие в распределении естественных ортогональных функций гидрометеорологических полей определяет направления дальнейших исследований. Учитывая, что каждому такому распределению X_i соответствует свой временной ряд T_i , который является статистическим обобщением по пространству, поиск устойчивых связей между стоком и факторами его обуславливающими можно вести, рассматривая зависимости между отдельными ортогональными функциями разложения их полей по естественным составляющим, т. е. главными компонентами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. Аналитическое представление полей. Труды ЦИП, 1959, вып. 74.
2. Кузин П. С. Циклические колебания стока рек северного полушария.— Л.: Гидрометеониздат, 1970.— 179 с.
3. Смирнов Н. П. Пространственные закономерности многолетних колебаний стока рек ЕТС.— Водные ресурсы, 1973, № 2, с. 21—32.
4. Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Е. И. Естественные составляющие метеорологических полей.— Л.: Гидрометеониздат, 1976.

Н. М. Тиморшин (ГГИ)

МЕТОД ОЦЕНКИ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ КРУПНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Как отмечается в ряде работ [2, 3, 4], наиболее часто применяющийся для определения стока неизученных рек метод гидрологической аналогии не всегда обеспечивает необходимую для практики точность оценки стока, что связано с несовершенством и субъективностью существующих методов подбора рек-аналогов. Кроме того, метод аналогии не имеет количественных критериев качества расчета и поэтому не может быть полностью реализован на ЭВМ.

Необходимость использования методов, полностью формализуемых на ЭВМ, выдвигается также необходимостью перехода от среднемноголетних оценок водных ресурсов к ежегодным, сезонным и месячным. Одним из таких методов может быть метод последовательной комплексной регрессии (ПКР), который обеспечивает расчет речного стока на основании последовательного учета обуславливающих его факторов и установления регрессионных соотношений, которые используются для оценки стока с неизученных территорий.

Метод расчета неизученного бокового притока в водохранилище, разработанный в ГГИ В. Ф. Крюковым, по нашему мнению, с рядом доработок может использоваться для оперативной оценки водных ресурсов крупных территорий.

Для практической проверки применимости метода ПКР были рассчитаны водные ресурсы Саянского ТПК за годовые и месячные интервалы за период с 1967 по 1981 г. В расчетах был использован постоянный набор стокоформирующих факторов: высотно-координатные характеристики центра тяжести водосбора, расчетного створа, истока основной реки и двух наиболее крупных притоков, площади и лесистости водосбора. Эти факторы легко определяются по топографическим картам.

Для получения устойчивых решений проводилось комплексирование физически связанных аргументов. Это позволило отбросить около 80 % физически необоснованных связей в матрице парных коэффициентов корреляции, которые привели бы к неустойчивости решения при использовании обычной множественной корреляции. В нашем расчете одной комплексной регрессии участвуют 7 уравнений множественной корреляции. Первые 5 уравнений вида (1) используются для получения пяти комплексных аргументов от 15-ти высотно-координатных факторов:

$$y = y' = A_1 X_1 + A_2 X_2 + A_3 X_3 + A_4, \quad (1)$$

где y — измеренные расходы воды, $\text{м}^3/\text{с}$; y' — рассчитанные расходы воды по уравнению вида (1) (или комплексные аргументы); X_1, X_2, X_3 — аргументы одного комплекса факторов; A_1, A_2, A_3, A_4 — коэффициенты и свободный член уравнения регрессии.

Шестое уравнение (2) от полученных пяти комплексных аргументов позволяет оставить один блочный комплексный аргумент, максимально сохраняющий особенности исходных 15-ти факторов:

$$y = y'' = B_1 y'_1 + B_2 y'_2 + B_3 y'_3 + B_4 y'_4 + B_5 y'_5 + B_6, \quad (2)$$

где y'' — рассчитанные расходы воды по уравнению вида (2) (или блочные комплексные аргументы); $y'_1, y'_2, y'_3, y'_4, y'_5$ — комплексные аргументы; B_1, B_2, B_3, B_4, B_5 и B_6 — коэффициенты и свободный член уравнения регрессии.

Окончательное седьмое уравнение (3) объединяет блочный комплексный аргумент с оставшимися двумя внекомплексными

факторами — площадью и лесистостью водосбора:

$$y = y''' = C_1 y'' + C_2 X_{16} + C_3 X_{17} + C_4, \quad (3)$$

где y''' — рассчитанные расходы воды; X_{16} — площадь водосбора реки; X_{17} — лесистость бассейна реки; C_1 , C_2 , C_3 и C_4 — коэффициенты и свободный член уравнения регрессии.

Всего за весь расчетный период установлено 195 комплексных регрессий. Качество расчетов характеризуется сводными коэффициентами корреляции между измеренными и рассчитанными расходами воды.

Для практических расчетов водных ресурсов территории с участием автора создана на ЭВМ ЕС 1022 программа под названием «PRITOK», которая позволяет оценивать приток, местный сток и отток для отдельной территории. Каждая составляющая водных ресурсов определяется независимо от другой. Это дает, с одной стороны, дополнительную возможность оценки точ-

Годовые и месячные значения водных ресурсов Саянского ТПК, 1967—1981 гг.

Интервал времени	R	П	М	ОР	О	Δ
1967	0,914	1274	1570	2845	3047	+7,1
1968	0,925	1012	1190	2202	2278	+3,4
1969	0,897	1180	1735	2916	3156	+8,2
1970	0,923	1498	1878	3376	3479	+3,1
1971	0,900	1023	1276	2300	2456	+6,8
1972	0,904	1052	1585	2637	2908	+10,3
1973	0,884	1243	1661	2904	3215	+10,7
1974	0,867	829	1101	1930	2144	+11,1
1975	0,871	1161	1528	2690	2899	+7,8
1976	0,945	1025	1221	2246	2549	+13,5
1977	0,855	1140	1527	2668	2890	+8,3
1978	0,865	912	1391	2303	2450	+6,4
1979	0,889	946	1475	2421	2575	+6,4
1980	0,883	1230	1662	2892	3053	+5,6
1981	0,895	900	1180	2080	2282	+9,7
Январь	0,888	455	466	921	1054	+14,4
Февраль	0,871	432	443	875	949	+8,4
Март	0,863	458	471	929	1032	+11,1
Апрель	0,862	646	1806	2452	2530	+3,2
Май	0,808	2063	4049	6112	5804	-5,0
Июнь	0,863	1642	1913	3556	3592	+1,0
Июль	0,880	1334	1107	2440	2308	-5,4
Август	0,887	1424	1149	2574	2337	-9,2
Сентябрь	0,916	1360	1515	2874	3434	+19,5
Октябрь	0,925	790	1085	1876	2000	+6,6
Ноябрь	0,938	579	610	1189	1219	+2,5
Декабрь	0,900	502	547	1049	1081	+3,1

Примечание. R — сводный коэффициент корреляции; П — приток, м³/с; М — местный сток, м³/с; ОР — общие ресурсы, м³/с; О — отток, м³/с, Δ — невязка рассчитанных водных ресурсов (О/ОР), %.

ности расчетов путем сравнения суммы притока с оттоком, с другой стороны, выявляет роль неучтенных факторов. Так, например, при оценке водных ресурсов Саянского ТПК невязка общих ресурсов и оттока в основном лежала в пределах 10—15 % как за отдельные годы, так и за отдельные месяцы. Исключение за весь 15-летний период составили зимние месяцы, когда резко возрастает роль подземного питания, доля которого зависит от размеров площади водосбора реки.

Сопоставление площадей водосборов рек Саянского ТПК показало, что приток формируется в основном малыми реками, отток — средними и крупными. Это несоответствие, по нашему мнению, является причиной значительного превышения оттока над притоком и местным стоком. Для увязки составляющих водных ресурсов в зимние месяцы на примере Саянского ТПК предлагается способ оценки подземного притока на участке реки, пересекающей контур расчетной территории. Подземный приток при этом определяется по разности расходов воды, измеренных на створах до и после границы, за вычетом поверхностного притока к участку, рассчитанному по методу ПКР за отдельные годы и месяцы (см. таблицу).

В отношении принятых стокоформирующих факторов можно отметить, что они не являются обязательными и могут варьировать в зависимости от конкретных физико-географических и климатических условий территорий. Так, например, для оценки неизученного притока в Ангарские водохранилища нами использовалось шесть факторов: пять из приведенных выше (три фактора первого комплекса и два внекомплексных фактора) и шестой — объем нормы осадков на водосборе [1].

Для более полного обоснования применимости метода ПКР, как для оценки водных ресурсов отдельных территорий, так и для расчета неизученного притока к водохранилищам, необходимо провести дополнительные расчеты в новых районах, более значительно отличающихся по физико-географическим условиям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вуглинский В. С., Тиморшин Н. М. Использование метода последовательной комплексной регрессии для оценки притока воды в Ангарские водохранилища. — В кн.: Тезисы докладов к конференции «Научные и практические основы управления техническим состоянием Ангарских водохранилищ». Братск, 1984, с. 22.
2. Крюков В. Ф. Количественные статистические методы разграничения территории на аналоговые районы. Расчет притока воды в водохранилище за различные интервалы времени. — Труды ГГИ, 1976, вып. 231, с. 17—35.
3. Крюков В. Ф. Критический обзор методов расчета притока воды в водохранилища. — Труды ГГИ, 1976, вып. 231, с. 36—46.
4. Крюков В. Ф. Методика последовательной комплексной регрессии. Расчеты притока воды в озера и водохранилища за различные интервалы времени (на примере водохранилищ Красноярской и Саяно-Шушенской ГЭС).

В. В. Шадрина (УралНИИВХ)

МЕТОДИКА РАСЧЕТА БЕСПЕРЕБОЙНОГО МНОГОЛЕТНЕГО РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА МАЛЫХ РЕК ЗАУРАЛЬЯ

Интенсивное развитие народного хозяйства предопределяет непрерывно возрастающую потребность в воде со стороны многих отраслей, заключающуюся в увеличении общего уровня водопотребления. Общая ограниченность водных ресурсов рек и требования обеспечения водоподачи диктуют необходимость строительства гидротехнических сооружений, выравнивающих природную неравномерность поверхностного стока, обеспечивающих восстановление качества воды.

Путем многолетнего регулирования стока местных рек, большая часть которых относится к категории малых, можно получить значительное количество свежей воды.

В практике водохозяйственного проектирования широко применяются расчетные графики Я. Ф. Плешкого и Н. В. Гуглия [2] по определению многолетней емкости водохранилищ многолетнего регулирования. Кроме того, имеются аналогичные номограммы Г. Г. Сванидзе, А. Ш. Резниковского, В. В. Зубарева [3], построенные для фиксированных значений коэффициента корреляции (от 0,0 до 0,6) с интервалом 0,1 и при различных соотношениях C_s/C_v (1, 5, 2 и 4). Ш. Ч. Чокин, В. А. Григорьев и В. К. Редькин [4] предприняли попытку обобщить и уточнить имеющиеся в настоящее время множества расчетных графиков. Номограммы представлены для шести переменных (C_s , C_v , r , $\beta_{\text{мн}}$, α , P) при достаточно широком диапазоне их изменения.

Сезонная емкость при многолетнем регулировании определяется по формуле С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля. Данной формулой можно пользоваться только в случае наличия многолетних данных о стоке.

Заметим, что по объему расчетных операций определение многолетней емкости по номограммам и сезонной емкости по формуле С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля оказывается трудоемким. Для малых рек методика не подходит из-за весьма существенных затруднений по обоснованному определению расчетных параметров.

Предлагаемая автором методика основана на генетическом методе и позволяет определить значения $W_{\text{мн}}$, $W_{\text{сез}}$, $W_{\text{полез}}$ для малых рек.

Многолетнее регулирование стока водохранилищами состоит в сопоставлении притока и потребления в особо маловодный период, который принимается за расчетный.

Всестороннее исследование многолетнего хода колебаний уровней и водности озер в Западной Сибири проведено лабораторией озераведения АН СССР. Отмечено, что самый маловодный

период начался в тридцатых годах XX в. с минимумом уровней в 1935—1937 гг. В 1941—1942 гг. уровни снова стали устойчиво повышаться [5]. В работе Берга [1], в частности, для бассейна Тобола в многолетнем разрезе отличается то же чередование маловодных и многоводных лет, при этом наиболее длительный маловодный период приходится на 1933—1940 гг. Исследования колебаний водности малых рек бассейна Тобола осуществлялись по 43 гидрологическим пунктам с наиболее достоверными сведениями о стоке. По этим данным построены графики хода годовых модульных коэффициентов K за период 1933—1980 гг. В последнее 50-летие наблюдался еще один маловодный период — 1974—1980 гг. Был проведен анализ этих двух периодов по дефицитам, в результате самым маловодным оказался период 1933—1940 гг., который и был взят за расчетный для определения многолетней емкости водохранилища.

Для обеспечения бесперебойного водопотребления в течение периода регулирования необходимо иметь многолетнюю емкость

$$W_{\text{мн}} = \alpha T W_0 - \sum_{i=1}^{i=T} K_{H_i} W_0, \quad (1)$$

где $W_{\text{мн}}$ — многолетняя емкость водохранилища; α — коэффициент зарегулирования стока; T — количество лет в периоде регулирования ($T=8$); W_0 — средний многолетний объем стока в створе плотины с частного водосбора; $\sum_{i=1}^{i=T} K_{H_i}$ — сумма годовых модульных коэффициентов в период регулирования.

В расчетном периоде регулирования $T=8$ лет, поэтому

$$W_{\text{мн}} = \alpha T W_0 - \sum_{i=1}^{i=T} K_{H_i} W_0. \quad (2)$$

Сезонную емкость следует определять по году, сток которого равен или несколько больше отдачи в пределах точности гидрометрического измерения, т. е. 20 %. При этом имеется в виду, что если бы этот сток был меньше отдачи, то он относился бы к маловодному периоду и не являлся расчетным по определению $W_{\text{сез}}$.

Для определения бесперебойного водопотребления необходимо иметь сезонную емкость

$$W_{\text{сез}} = T' \frac{\alpha W_0}{12} - \sum_{i=1}^{i=T'} K'_{H_i} \frac{W_0}{12}, \quad (3)$$

где $W_{\text{сез}}$ — сезонная емкость водохранилища; T' — период летне-осенней и зимней межени; $\sum_{i=1}^{i=T'} K'_{H_i}$ — меженный сток расчетного года с частной площади водосбора за T' месяцев.

Период летне-осенней и зимней межени (T') равен 10 месяцам, поэтому

$$W_{\text{сез}} = 0,08W_0 \left(10\alpha - \sum_1^{10} K'_H \right). \quad (4)$$

Таким образом, для обеспечения бесперебойного водопотребления необходима полезная емкость

$$W_{\text{полез}} = W_{\text{мн}} + W_{\text{сез}}. \quad (5)$$

С учетом выражений для многолетней (1) и сезонной (3) ее составляющих полезная емкость вычисляется по формуле

$$W_{\text{полез}} = W_0 \left[8,8\alpha - \left(\sum_1^8 K_H + 0,08 \sum_1^{10} K'_H \right) \right]. \quad (6)$$

Между поверхностным стоком и климатическими факторами существует тесная связь, позволяющая отобразить различные характеристики стока, в том числе и модульные коэффициенты K , на карте в виде изолиний. Расчетный приток можно рассматривать как интегральную за некоторый промежуток времени характеристику стока, которая обладает всеми его свойствами, в том числе и плавностью изменения по территории в обычных условиях. Это обстоятельство дает возможность отобразить расчетный приток на карте, подобно любой другой характеристике стока в виде изолиний (рис. 1, 2).

На сток малых рек косвенно может влиять площадь водосбора из-за слабого эрозийного вреза речной сети и уменьшенного по этой причине дренирования грунтовых вод.

Для определения степени такого влияния на расчетный приток в маловодный период и для внесения соответствующих поправок построены графические зависимости стока от площади водосбора. Значение расчетного притока, снятое с карт (рис. 1, 2), для расчета многолетней и сезонной емкостей пересчитываются в соответствии с районными поправочными зависимостями:

для многолетней емкости —

$$\text{1-й район } \sum_1^8 K_H = \sum_1^8 K_K (F/5000)^{0,21} \quad \text{при } F \leq 5000 \text{ км}^2,$$

$$\text{2-й район } \sum_1^8 K_H = \sum_1^8 K_K (F/8000)^{0,29} \quad \text{при } F \leq 8000 \text{ км}^2,$$

$$\text{3-й район } \sum_1^8 K_H = \sum_1^8 K_K (F/20000)^{0,49} \quad \text{при } F \leq 20000 \text{ км}^2,$$

где $\sum_1^8 K_K$ — значение притока, снятое с карты (рис. 1);

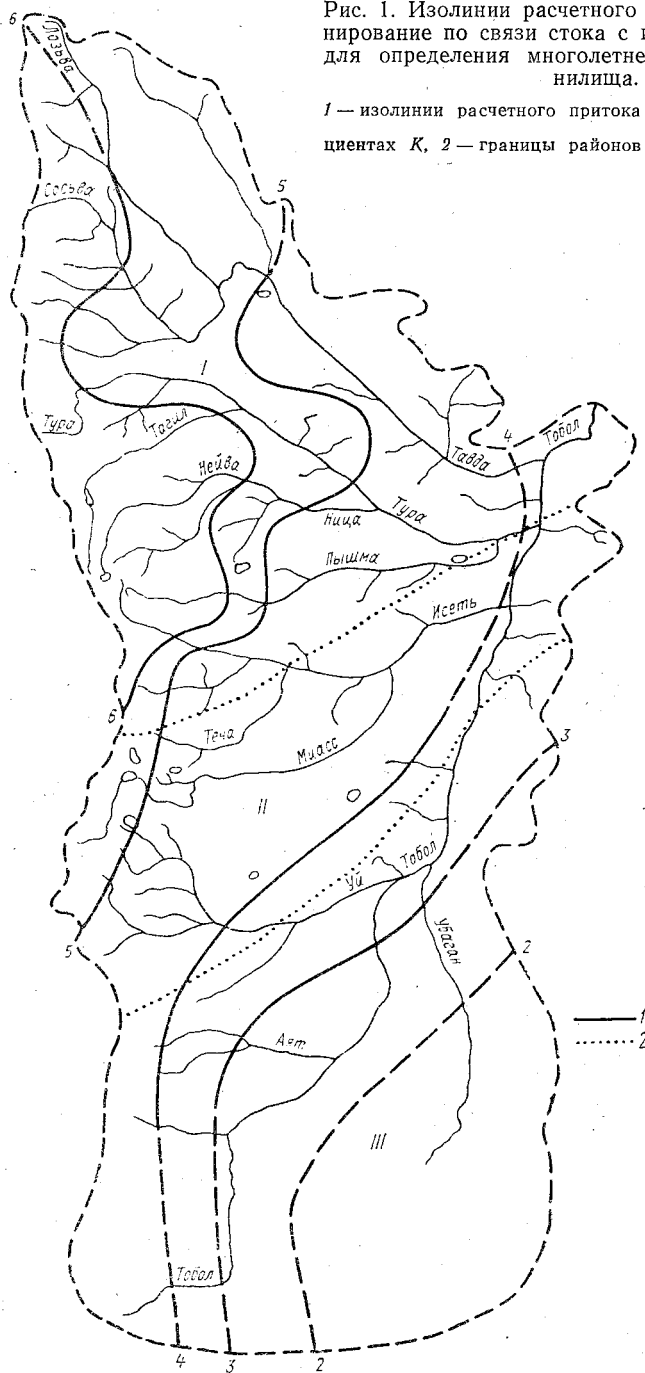
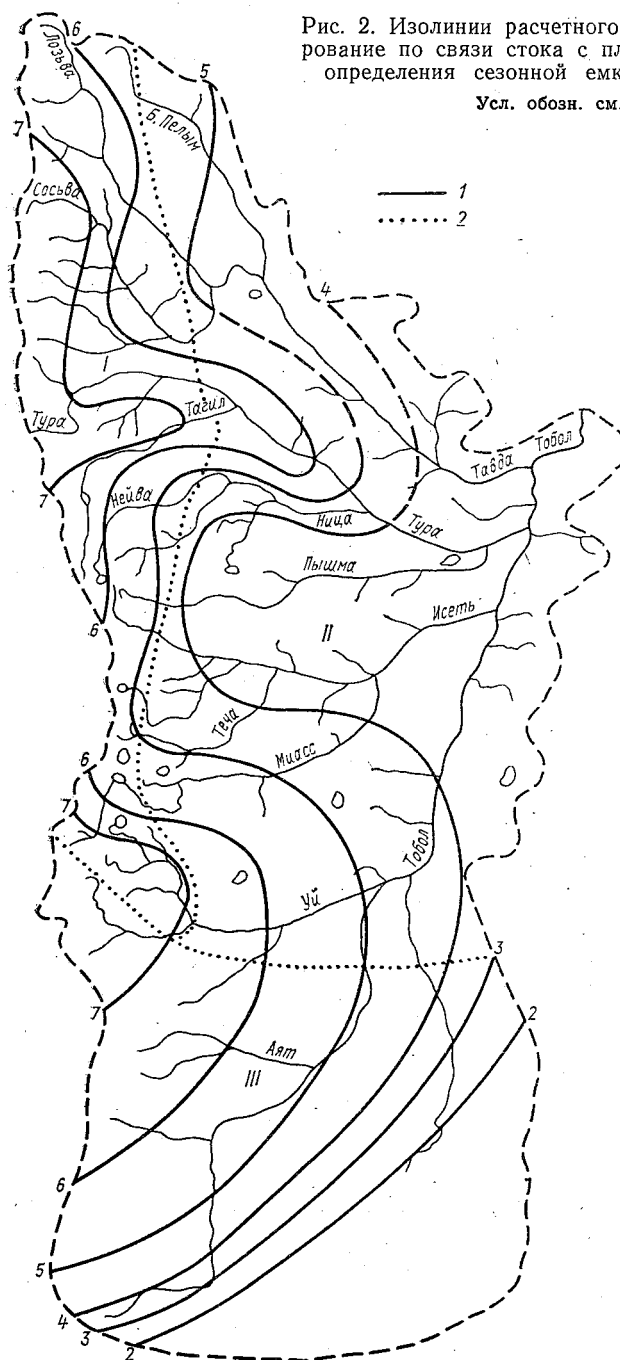


Рис. 1. Изолинии расчетного притока и его районирование по связи стока с площадью водосбора для определения многолетней емкости водохранилища.

1 — изолинии расчетного притока в модульных коэффициентах K , 2 — границы районов влияния $\sum_{i=1}^8 K_H = f(F)$.

Усл. обозн. см. на рис. 1.



для сезонной емкости —

$$\text{1-й район } \sum_1^{10} K'_H = \sum_1^{10} K'_K (F/3000)^{0,68} \quad \text{при } F \leq 3000 \text{ км}^2,$$

$$\text{2-й район } \sum_1^{10} K'_H = \sum_1^{10} K'_K (F/6000)^{0,74} \quad \text{при } F \leq 6000 \text{ км}^2,$$

$$\text{3-й район } \sum_1^{10} K'_H = \sum_1^{10} K'_K (F/20000)^{1,3} \quad \text{при } F \leq 20000 \text{ км}^2,$$

где $\sum_1^{10} K'_K$ — значение притока, снятое с карты (рис. 2). Предло-

женная методика по определению полезной емкости сравнивалась с методикой Ш. Ч. Чокина. Сравнение объемов емкостей водохранилищ показывает, что для одних и тех же водоотдач, определяемых коэффициентом зарегулирования α , предлагаемый метод позволяет обосновывать значительно меньшие емкости, чем методы математической статистики. Емкости, рассчитанные по данной методике, оказались в 1,5 раза меньшими. Иными словами, при одинаковых полезных емкостях водохранилищ предлагаемая методика обеспечивает в 1,5 раза большее водопотребление.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берг Л. С. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. — с. 270.
2. Плешков Я. Ф. Регулирование речного стока. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. — с. 559.
3. Сванидзе Г. Г., Резниковский А. Ш., Зубарев В. В. Графики для расчета водохранилищ многолетнего регулирования. — Труды института энергетики Грузинской ССР, 1963, т. 17, с. 51—57.
4. Чокин Ш. Ч., Григорьев В. А., Редькин В. К. Обобщенные номограммы для определения многолетней составляющей емкости водохранилища. — В кн.: Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства. Вып. 10. Алма-Ата, Наука, 1973, с. 65—70.
5. Шнитников А. В. Внутригодовые колебания уровней степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимости от климата. — Труды лаборатории озераведения АН СССР, 1940, т. 1, с. 18—27.

Н. Г. Сербов (ОГМИ)

О ВЛИЯНИИ МЕСТНЫХ ФАКТОРОВ НА МАКСИМАЛЬНЫЙ СЛОЙ СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ РЕК ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Местные факторы, такие как залесенность, заболоченность, наличие на водосборе озер, прудов и водохранилищ, оказывают существенное влияние на формирование и величину максимального стока половодья.

В расчетных формулах максимального стока учет влияния этих факторов обычно производится при помощи введения в конечный результат одного или нескольких поправочных коэффициентов. Такой подход может давать вполне удовлетворительные результаты, но в то же время не объясняет влияние местных факторов на различных этапах формирования талого стока. С методической точки зрения более правильным следует считать разделение совокупности факторов на две категории — склоновые и русловые.

К факторам склонового регулирования стока можно отнести залесенность, заболоченность, наличие на водосборе легко проницаемых пород и карста. Их воздействие на максимальный сток проявляется главным образом через продолжительность и объем притока. Озера руслового типа, водохранилища и пруды широких пойм благодаря наличию регулирующих емкостей оказывают непосредственное влияние на максимальную ординату руслового гидрографа.

Объективное существование в природе факторов регулирования стока на склонах и непосредственно в русловой сети, естественно, требует соответствующего отражения этого процесса и в расчетных схемах. Раздельный учет факторов склонового и руслового регулирования стока позволяет более правильно построить структуру формулы и на этом основании оценить направление и размеры влияния отдельных факторов, что весьма важно при управлении водными ресурсами. Кроме того, раздельный учет важен и при построении схем обратного расчета тех или иных параметров максимального стока.

В настоящей работе для территории Западно-Сибирской равнины проведено исследование влияния факторов склонового регулирования на общий слой (объем) стока половодья.

Западно-Сибирская равнина — открытая к северу низменность со слегка приподнятыми краями, занимающая площадь более 2,5 млн. км², представляет собой классический образец территории с ясно выраженной широтной зональностью в особенностях климата, распределения почв, растительности и ландшафтов. Четко выраженная зональность распределения тепла и влаги в сочетании с равнинностью территории, в свою очередь, предопределяет и широтный характер изменения основных характеристик гидрологического режима водных объектов.

Учитывая, что величины снегозапасов для большей части территории являются характеристиками, предопределяющими величины слоев стока половодья, а также широтный характер их распределения, в настоящем исследовании выполнено разграничение территории Западно-Сибирской равнины на районы, однородные по значениям средних величин снегозапасов, с использованием критерия Стьюдента [55]:

$$t = \frac{\bar{Y} - \bar{X}}{\sqrt{n_x \sigma_x^2 + n_y \sigma_y^2}} \sqrt{\frac{n_x n_y (n_x + n_y - 2)}{n_x + n_y}}, \quad (1)$$

где σ_x и σ_y — средние квадратические отклонения рассматриваемых рядов, n_x и y_y — число членов исходных рядов.

Анализ данных по 165 метеорологическим станциям, сравнительно равномерно освещающим рассматриваемую территорию, позволил выделить 7 районов, однородных по значениям средних величин снегозапасов.

Учет влияния различных факторов на сток половодья проводился на основе анализа зависимостей слоев стока 1 %-ной обеспеченности от величин озерности, заболоченности и лесистости водосборов. Учитывалось также возможное влияние на сток половодья таких характеристик, как средняя высота, площадь, уклон водосбора, процент распаханности его территории.

Поправки, учитывающие влияние озер на слои стока половодья, определялись из уравнения

$$Y_{1\%}^{oz} = Y_{1\%}^0 - n \lg(f_{oz} + 1), \quad (2)$$

где n — тангенс угла наклона линии связи; $Y_{1\%}^{oz}$ — слой стока половодья 1 %-ной обеспеченности при нулевой озерности водосбора; f_{oz} — озерность водосбора, %.

Выполняя ряд простейших преобразований, из уравнения (2) получим выражение для расчета параметра α_{oz} , учитывающего степень влияния озер на слой стока половодья:

$$\alpha_{oz} = n/Y_{1\%}^0 = \left[1 - \frac{Y_{1\%}^{oz}}{Y_{1\%}^0} \right] / \lg(f_{oz} + 1). \quad (3)$$

Учет влияния заболоченности проводился по аналогичной схеме, но в расчет вводились слои стока с поправкой на географическое положение и процент озерности водосбора, рассчитанные по формуле

$$Y_{1\%}^{бол} = Y_{1\%}^{oz} / [1 - \alpha_{oz} \lg(f_{oz} + 1)]. \quad (4)$$

Построенные по данным 140 постов зависимости позволили увязать значения поправочных коэффициентов α_{oz} и α_b с широтой местности (см. рисунок).

Полученные результаты подтверждаются исследованиями целого ряда авторов [2, 4], которыми было установлено, что болотно-озерные ландшафты Западно-Сибирской равнины аккумулируют значительные объемы талого стока в пониженных формах рельефа, а также в толще торфяной залежи. Вследствие низких коэффициентов фильтрации существенная часть аккумулированной влаги в стоке не участвует, но расходуется на испарение, причем потери на испарение с поверхности озер превышают испарение с болот на 15—40 %. В свою очередь, испарение с болотных ландшафтов Западной Сибири в весенний период в среднем на 15—20 % больше, чем с поля.

Влияния леса на слои стока половодья не обнаруживается. Это, по-видимому, связано с тем, что испарение с лесных масси-

вов не превышает испарения с открытых участков, а для некоторых типов леса даже меньше [3].

Поскольку полученные значения потерь связаны с аккумуляцией значительной части талого стока и расходованием ее на испарение и транспирацию, то естественно, что наибольшая часть

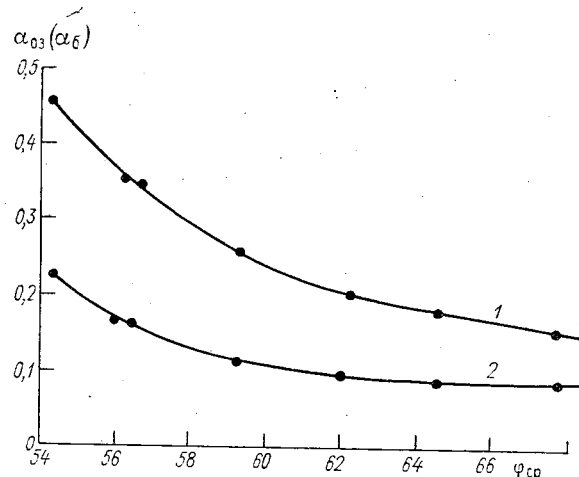


Рисунок. Зависимость параметров α_{03} (1) и α_6 (2) от средней широты $\varphi_{ср}$.

потерь стока приходится на спад половодья, не оказывая влияния на формирование максимального расхода.

Этот вывод особенно важен при построении схем обратного расчета элементов максимального стока [1], которые позволяют учитывать влияние различных факторов на максимальный модуль стока. Вот почему в условиях Западно-Сибирской равнины картирование слоев стока половодья возможно только после восстановления их значений с учетом редуцирующего влияния озер и болот.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гопченко Е. Д., Симонова Т. А. О расчете максимальных расходов весеннего половодья в бассейне Оки.— Водные ресурсы, 1981, № 6, с. 54—61.
2. Иванов К. Е., Новиков С. М. Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 447 с.
3. Крестовский О. И., Постников А. Н., Сергеева А. Г. Оценка испарения с леса в ранний весенний период.— Труды ГГИ, 1979, вып. 259, с. 75—87.
4. Крестовский О. И., Хатькова Н. Г. Потери талых вод на заболоченных водосборах лесной зоны ЕТС и возможности их прогноза.— Труды ГГИ, 1980, вып. 265, с. 74—82.
5. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 424 с.

Б. В. Киндюк (УкрНИИ)

РАСЧЕТ ГИДРОГРАФОВ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ НА МАЛЫХ РЕКАХ УССР И МССР

Расчет гидрографа дождевого паводка является одной из актуальных проблем современной гидрологии. При отсутствии данных наблюдений вычисление гидрографа производят по различным геометрическим фигурам или уравнениям. Вполне понятно, что такие способы не могут отразить присущие каждому бассейну особенности формирования дождевого стока.

Исследования процесса формирования паводочного стока, выполненные А. В. Огиевским, показали, что при решении этого весьма сложного вопроса возможен учет только основных решающих звеньев или укрупненных показателей. Это послужило основой для создания макрогенетической теории стока [3].

Дальнейшее развитие теории Огиевского было выполнено И. А. Железняком, который предложил уточненную генетическую формулу стока

$$Q_i = (M_i f_{\tau} \pm \Delta W_{\tau} / \Delta t) + (M_{i-1} f_{\tau-1} \pm \Delta W_{\tau-1} / \Delta t) + \\ + \dots + (M_{i-t_c+1} f_i \pm \Delta W_{1-\tau} / \Delta t), \quad (1)$$

где Q_i — расходы за принятый расчетный интервал времени Δt , M_i — модули водоотдачи, f_i — значения межизохронных площадей, $\Delta W_i / \Delta t$ — части стока с каждой площади одновременного стекания, расходующиеся на заполнение русловой емкости в период подъема и опорожнение в период спада [1].

Формула (1) позволяет выполнить моделирование процесса формирования дождевого стока по расходам воды в замыкающем створе. Водоотдача по формуле (1) определяется подбором, т. е. решение обратной задачи заменяется многократным решением прямых. Подбор выполняется до тех пор, пока не будет достигнуто приближенное равенство между суммами вычисленных $\sum Q_v$ и наблюдаемых $\sum Q_n$ расходов воды.

Значения межизохронных площадей определяют по гидрограмме бассейна, которая отражает особенности гидрографического строения водосбора. Одним из основных этапов подбора водоотдачи является определение времени добегания τ , от чего зависит количество межизохронных площадей и точность вычисления гидрографа. Величина τ определяется по кривым русловой емкости, построенным по данным о расходах воды в период спада гидрографа [1].

В качестве высоких приняты дождевые паводки, обеспеченность максимального срочного расхода которых меньше 15 %. По данным учтенных наблюдений за уровнями воды в периоды прохождения высоких дождевых паводков и по кривым зависимостей между расходами воды Q и уровнями H был восстановлен внутри-

суточный ход стока каждого паводка. В работе использованы данные о ливневом стоке по 143 опорным пунктам, расположенным на территории Украины и Молдавии.

Гидрометеорологические условия формирования дождевого стока находят свое отражение в форме графика водоотдачи (ГВ). Достоверность полученных в результате математического моделирования ГВ подтверждается следующими соображениями: 1) значения вычисленных модулей водоотдачи, умноженные на площадь водосбора, дают приток в речную сеть, максимум которого всегда больше фактического максимального расхода; 2) ход вычисленных графиков водоотдачи хорошо совпадает с данными, полученными по стоку бассейнов-индикаторов; 3) вычисленные по этим ГВ гидрографы близки к наблюдаемым.

Анализ гидрометеорологических условий формирования высоких дождевых паводков позволил выделить на исследуемой территории отдельные районы, в пределах каждого из которых эти условия примерно однородны. Для каждого створа по данным о вычисленной водоотдаче за 3—4 высоких дождевых паводка получен обобщенный ГВ, выраженный в процентах от максимальной ординаты. Они были подвергнуты пространственному обобщению и по ним для каждого из районов установлен типовой график водоотдачи. В качестве характеристик графиков водоотдачи приняты ее общая продолжительность t_c , соотношение периодов подъема

и спада t_n/t_{cn} , площадь фигуры $\sum_0^{t_c} M_T$, коэффициент асимметрии

K_s , равный соотношению объема за период подъема к объему стока за паводок. Эти характеристики отражают особенности поступления воды в речную сеть, обусловленные факторами формирования высокого дождевого стока, свойственными данному району.

Рассматривая речной водосбор как динамическую систему с сосредоточенными параметрами, можно, используя способ релаксации, установить для каждого высокого дождевого паводка ординаты функции влияния P . Входной функцией являются графики водоотдачи, полученные по формуле (1), а выходной — наблюдаемые гидрографы дождевых паводков. Сопоставление вычисленных при одном Δt ординат ФВ различных дождевых паводков показало, что для близких по высоте паводков они мало отличаются (см. таблицу). Это дало основание для их надежного обобщения с целью установления для отдельных водосборов расчетных кривых $\bar{P}(N)$.

И. А. Железняком [2] было показано, что функция влияния, являясь гидравлично-морфометрической характеристикой речного бассейна, отражает закономерности трансформирующего влияния русловой емкости на график притока воды в речную сеть. Так как русловая емкость тесно связана с геоморфологическим строением водосбора, то должна существовать зависимость между числом ординат функции влияния N и временем добегания τ . Это пред-

Ординаты функций влияния высоких дождевых паводков для различных водосборов

Год	Дата паводка	Максимальный расход за расчетный интервал времени, м³/с	Ординаты ФВ			
			1	2	3	4
р. Рика — пгт Межгорье ($F=550 \text{ км}^2$, $\Delta t=2 \text{ ч}$, $\tau=5 \text{ ч}$)						
1968	18—20.IX	468	0,318	0,411	0,267	
1959	14—16.VI	317	0,312	0,420	0,262	
1974	27—30.VI	282	0,342	0,407	0,264	
$\bar{P}(N)$			0,33	0,410	0,26	
р. Обиточная — с. Шевченко ($F=390 \text{ км}^2$, $\Delta t=6 \text{ ч}$, $\tau=18 \text{ ч}$)						
1968	13—16.VIII	36,0	0,324	0,343	0,264	0,071
1969	26.VI—3.VII	35,0	0,320	0,332	0,266	0,078
1959	4—9.VII	30,0	0,324	0,337	0,235	0,086
$\bar{P}(N)$			0,32	0,34	0,26	0,08
р. Ушица — с. Зиньков ($F=525 \text{ км}^2$, $\Delta t=6 \text{ ч}$, $\tau=17 \text{ ч}$)						
1969	12—16.VII	224	0,293	0,359	0,267	0,077
1974	18—26.VII	154	0,302	0,345	0,226	0,099
1955	9—14.VIII	140	0,332	0,354	0,153	0,128
$\bar{P}(N)$			0,32	0,35	0,22	0,11

положение И. А. Железняк применительно к дождевым паводкам подтвердилось. В выполненном исследовании были построены графики зависимостей $N=f(\tau)$ для различных физико-географических областей.

Форма речного бассейна и характер его гидрографической сети находят свое отражение в форме идограммы бассейна построенной по ней интегральной кривой нарастания площади водосбора по длине реки $\sum f(L)$, координаты которой выражены в процентах от их абсолютных значений. Это позволило сравнивать между собой кривые $\sum f(L)$ для различных по площади бассейнов и установить зависимость их формы от так называемой критериальной площади — площади идограммы, которая соответствует заданной длине, равной $0,5L$ [2].

Сопоставление величин первых ординат функций влияния P_1 и критериальных площадей $F_{кр}$ при заданном значении расчетного интервала показало, что между ними существует однозначная обратная пропорциональная зависимость

$$P_1 = f(F_{кр}), \quad (2)$$

а вторая и последующие ординаты ФВ определяются размерами предыдущих $P_2=f(P_1)$, $P_3=f(P_1+P_2)$, за исключением последней,

которая находится как дополнение до единицы суммы предыдущих ординат.

Расчетные графики водоотдачи и функции влияния высоких дождевых паводков получены при $\Delta t = 1, 2$ и 4 ч на горных реках и $6, 12$ ч — для остальных районов Украины и Молдавии. Эти обобщения выполнены применительно к приближенным равенствам $N/\Delta t \approx \tau$ и $T/\Delta t = 15 \dots 20$, где T — общая продолжительность паводка.

При отсутствии данных наблюдений за стоком расчет гидрографа дождевого паводка заданной вероятности превышения сводится к следующим вычислениям: пересчету ординат графика водоотдачи из относительных значений в процентах в их абсолютные значения, определению по одной из известных формул времени добегания τ , назначению расчетного интервала времени Δt , выбору расчетной ФВ в соответствии с количеством ее ординат N и размером критериальной площади $F_{кр}$. Координаты гидрографа дождевого паводка (при известном слое стока) определялись по формуле

$$Q_i = M_i P_1 + M_{i-1} P_2 + \dots + M_{i-(N+1)} P_N. \quad (3)$$

Сравнение максимальных расходов в вычисленных и наблюдаемых гидрографах стока для 143 опорных пунктов показало, что в 82 % случаев ошибка в определении максимального расхода не превышает ± 30 %.

Это позволяет удовлетворительно оценить достоверность описанного способа расчета гидрографа дождевого паводка при отсутствии данных наблюдений в заданном створе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Железняк И. А. Математическое моделирование и расчет характеристик ливневого стока. — Труды САРНИГМИ, 1972, вып. 1 (82), с. 23—39.
2. Железняк И. А. Метод расчета гидрографа весеннего половодья. — Водные ресурсы, 1983, № 6, с. 119—127.
3. Огиевский А. В. Гидрология суши. — М.: Сельхозгиздат, 1952. — 515 с.

А. Б. Шухободский (ГГИ)

ОБОСНОВАНИЕ ВЫБОРА РАСЧЕТНОГО ИНТЕРВАЛА ВРЕМЕНИ ПРИ МАТЕМАТИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ГИДРОГРАФОВ СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА ПРИМЕРЕ РЕК НИЖНЕДЕВИЦКОЙ ВБС

При математическом моделировании процессов речного стока возникает необходимость выбора расчетного интервала времени (интервала дискретизации) для входной ($\Delta t_{вх}$) и выходной ($\Delta t_{вых}$) функций модели.

В наиболее общем виде расчетные интервалы времени определяются следующими условиями:

$$\Delta t_{\text{вх}i} \leq \max \Delta t_{\text{вх}i} \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (1)$$

$$\Delta t_{\text{вых}} \leq \max \Delta t_{\text{вых}}, \quad (2)$$

где i — индекс входной функции; $\max \Delta t$ — максимально допустимый расчетный интервал времени (при значениях $\Delta t > \max \Delta t$ точность описания функции или ее параметров ниже заданной).

При формировании паводочного и половодного стока изменчивость осадков (водоотдачи из снега) во времени значительно больше, чем изменчивость расходов воды в замыкающем створе, и, следовательно, при моделировании справедливо условие:

$$\max \Delta t_{\text{вх}} \leq \max \Delta t_{\text{вых}}, \quad (3)$$

если на входе модели одна единственная функция, а если на входе модели несколько функций, то условие (3) выполняется хотя бы для одной из них.

Условия (1) и (2) определяют выбор расчетной методики, используемой в модели, так как

$$\min \Delta t_p \leq [\Delta t_{\text{вх}i}, \Delta t_{\text{вых}i}] \leq \max \Delta t_p, \quad (4)$$

где $\min \Delta t_p$ и $\max \Delta t_p$ — соответственно минимально и максимально допустимые интервалы времени, обусловленные методом расчета (сходимостью решения, устойчивостью решения и т. д.).

Однако, поскольку водоотдача из снега является рассчитываемой, а не измеряемой величиной, при моделировании весеннего половодья характерна и обратная связь условий (1), (2) и (4), выражающаяся в том, что чем меньше величина $\Delta t_{\text{вых}}$, тем, как правило, сложнее расчетная схема, а чем она сложнее, тем больше функций требуется на входе модели и, следовательно, изменяется условие (1).

Анализ взаимосвязи всех трех расчетных интервалов ($\Delta t_{\text{вх}}$, $\Delta t_{\text{вых}}$ и Δt_p) показывает, что определяющее значение в их выборе играет $\max \Delta t_{\text{вых}}$, который является косвенным показателем степени изменчивости стока во времени и определяет возможность использования той или иной методики. Величина $\max \Delta t_{\text{вых}}$ для данного створа зависит от допустимой ошибки определения отдельных ординат гидрографа стока (в особенности максимальной ординаты ΔQ_m) или их суммы (объема половодья ΔV), вызванной дискретизацией непрерывной функции. Таким образом, существует возможность определения $\max \Delta t_{\text{вых}}$ на основе роста ошибок ΔQ_m и ΔV в зависимости от увеличения $\Delta t_{\text{вых}}$. Однако при таком подходе необходимо иметь данные наблюдений за стоком за длительный период по каждому исследуемому створу, что значительно сужает рамки использования модели. В то же время существующая методика определения $\Delta t_{\text{вх}}$ при моделировании дождевых паводков свидетельствует о наличии связи расчетного интервала времени с морфометрическими характеристиками водо-

сбора (Л. С. Кучмент. Математическое моделирование речного стока. Л., Гидрометеиздат, 1972).

Расчеты по приближенной формуле Кучмента—Нэша

$$\left. \begin{aligned} [1 + 152A^{0,6}S^{-0,6}L^{-0,2}\omega_m^2]^{-1,2L^{0,1}} &= 0,1 \\ \Delta t &\leq 1/2\omega_m, \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

(где A — площадь водосбора, км²; S — средний уклон водосбора, умноженный на 10⁴; L — длина водосбора, км; ω_m — максимальная частота входной функции, пропускаемая водосбором) показывают, что в широком диапазоне изменений длин и уклонов водосборов эта многофакторная зависимость с достаточной точностью может быть представлена связью $\Delta t_{\text{вх}}$ с площадью водосбора. Наличие такой связи предполагает возможность определения $\max \Delta t_{\text{вых}}$ для неизученных водосборов на основе районных зависимостей $\max \Delta t_{\text{вых}} = f(A)$.

Учитывая, что в настоящее время непрерывная запись гидрографа стока производится на большинстве малых рек страны, а такие же данные по составляющим теплового и радиационного баланса отсутствуют, целесообразно при определении расчетного интервала времени модели (Δt_m), исходить из допущения

$$\Delta t_m = \Delta t_p = \max \Delta t_{\text{вх}} = \max \Delta t_{\text{вых}}, \quad (6)$$

т. е. выполнения предельных условий в формулах (3) и (4).

Схема определения Δt_m на основе связи расчетного интервала времени с площадью водосбора с учетом ошибок ΔQ_m и ΔV была разработана на основе материалов по стоку рек Нижнедевицкой ВБС. В целях упрощения анализа были сделаны следующие допущения:

- 1) выходная функция модели полностью совпадает с наблюдаемой, за которую принят гидрограф стока, вычисленный по данным самописца уровня воды;
- 2) отсутствуют ошибки измерения и расчета расходов воды;
- 3) для принятой модели ввод входных данных с определенным интервалом дискретизации равнозначен вычислению выходной функции в середине этих интервалов;
- 4) при построении гидрографа стока используется только линейная интерполяция.

Ошибки определения максимальных расходов воды ($\Delta Q_{m\Delta t}$) и объемов стока ($\Delta V_{\Delta t}$) за половодье в зависимости от Δt_m рассчитывались по формулам:

$$\Delta Q_{m\Delta t} = \frac{Q_{m\Delta t} - Q_{m\phi}}{Q_{m\phi}}, \quad (7)$$

$$\Delta V_{\Delta t} = \frac{V_{\Delta t} - V_{\phi}}{V_{\phi}}, \quad (8)$$

где $Q_{m\Delta t}$ и $V_{\Delta t}$ — максимальный (мгновенный) расход воды и объем стока половодья, вычисленные при расчетном интервале

времени Δt_m ; $Q_{m\phi}$ и V_ϕ — фактический максимальный расход и объем стока половодья, за которые приняты значения, полученные при $\min \Delta t_m = 5$ мин (точность дешифровки ленты самписца уровня воды).

Учет ошибки в определении максимального расхода воды, возникающей за счет отнесения его к середине интервала, производился с помощью показателя $R_{\Delta t}$ по формуле

$$R_{\Delta t} = \frac{\max Q_{\text{ср}\Delta t} - Q_{m\phi}}{Q_{m\phi}}, \quad (9)$$

где $\max Q_{\text{ср}\Delta t}$ — максимальный средний расход за интервал Δt_m .

Для анализа изменений ошибок в зависимости от изменения Δt_m использовались данные по экстремальным по водности гидрографам весеннего половодья по 12 створам Нижнедевицкой ВБС, имеющих ряды наблюдений продолжительностью от 13 до 33 лет.

Исходя из того что время наступления максимального расхода воды и пика водоотдачи является чисто случайной величиной по отношению к любой стандартной системе отсчета времени, для получения максимально возможных ошибок в определении Q_m и V использовалась специальная процедура. Для анализируемого гидрографа при всех Δt_m (от 5 мин до 24 ч) производился последовательный сдвиг первой и последней ординаты на $\min \Delta t_m$ столько раз, сколько пятиминутных расчетных интервалов в Δt_m (при $\Delta t_m = 24$ ч осуществлялось 288 сдвигов). В результате было получено для 24 гидрографов стока весеннего половодья изменение ошибок объемов, максимальных расходов воды и показателя R . Кривые распределения ошибок ΔQ_m и ΔV для различных створов показали, что при максимальной ошибке, не превышающей 35 %, распределение близко к нормальному независимо от величины Δt_m . При значениях максимальной ошибки более 35 % кривые распределения скачкообразно принимают резко асимметричный характер, причем зона ошибок, больших 30 %, достигает 70 % и более всех случаев. Исходя из того что в гидрологической практике ошибки выше 30 %, как правило, считаются неудовлетворительными и принимая во внимание форму кривых распределения ошибок, был сделан вывод о возможности использования в качестве характерной ошибки максимальное ее значение.

Графики связи расчетного интервала времени модели с площадью водосбора для фиксированных уровней максимальных ошибок определения пиковых расходов воды ($\max \Delta Q_m$) и объемов стока ($\max \Delta V$) весеннего половодья для района Нижнедевицкой ВБС приведены на рисунке, из которого видно, что определяющее значение для выбора Δt_m имеют ошибки определения максимальных расходов воды. При имеющейся в настоящее время стандартной метеорологической и актинометрической информации (наблюдения проводятся с интервалом в 2—3 ч) математические модели построения гидрографа стока весеннего половодья в этом районе могут быть использованы лишь для водосборов с площа-

дями более 10 км². В то же время полученная линейная связь характерной ошибки ($\max \Delta Q_m$) с максимальными значениями показателя R , которая не зависит от величины Δt_m (в пределах от 5 мин до 24 ч) и хорошо аппроксимируется уравнением

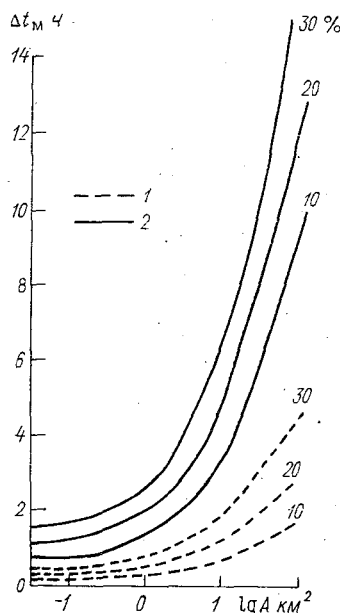
$$\max R = 1,04 \max \Delta Q_m + 3, \quad (10)$$

свидетельствует о существовании тесной связи между мгновенными и средними за короткий интервал времени максимальными расходами воды весеннего половодья. Наличие такой связи указывает на возможность разработки методов косвенного перехода (на основе редукции слоя стока по времени) к пиковым расходам на площадях менее 10 км².

Таким образом, в результате исследования получены достаточно простые зависимости для определения Δt_m с уче-

Рисунок. Графики связи расчетного интервала времени с величиной площади водосбора для фиксированных уровней максимальных ошибок определения пиковых расходов воды и объемов стока весеннего половодья для района Нижнедевицкой ВБС.

1 — $\max \Delta Q_m$; 2 — $\max \Delta V$.



том допустимой величины ошибки определения максимальных расходов воды или объемов стока весеннего половодья, а также дополнительного учета ошибок, вызванных отнесением вычисляемого расхода к середине расчетного интервала времени, что позволяет достигнуть оптимального соотношения между объемом информации, необходимым на входе модели, и точностью определения выходной функции (гидрографа стока).

В. Ю. Смахтин (ИВП АН СССР)

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЖДЕВОГО СТОКА С УЧЕТОМ ПОДПОВЕРХНОСТНОГО СТЕКАНИЯ И ЕЕ ЧИСЛЕННАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ

В основе большинства современных методов гидрологических расчетов и прогнозов лежит предположение о том, что склоновое стекание начинается после того, как интенсивность осадков пре-

высит интенсивность инфильтрации, оно охватывает всю поверхность водосбора и происходит сплошным слоем. По-видимому, такой механизм склонового стекания преобладает в районах, где почвы сильно уплотнены и имеют низкую гидравлическую проводимость. Однако в районах с развитым растительным покровом на высокопроницаемых почвах сплошной поверхностный сток наблюдается редко и лишь на небольшой части водосбора. В этих случаях основная часть гидрографа дождевого стока может формироваться за счет подповерхностного стекания.

Из многочисленных источников [2, 6, 7] следует, что подповерхностное (внутрипочвенное) стекание является доминирующей составляющей гидрографа дождевого стока с лесных водосборов. Движение воды по макропорам в лесных почвах вдоль относительного волнового, представленного иллювиальным горизонтом,

$$K(\theta) = \left(\frac{\partial W}{\partial z} - \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) K_0 = (\theta) K$$

где $C(\theta) = \partial \theta / \partial \phi$ — дифференциальная влажность почвы; θ — влажность почвы; ϕ — капиллярно-сорбционная потенциальная энергия; ϕ — вертикальная координата; t — время; z — вертикальная координата; K — гидравлическая проводимость почвы. Гидрофизические характеристики почвы зависят от влажности и K и ϕ аппроксимируются [5]:

$$C(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial \phi} = \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \left[K(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial \phi} + \frac{\partial \theta}{\partial K} \right] \quad (1)$$

Рассчет влагопереноса в капиллярной зоне производится по уравнению

15-19/IX 1972 г.)

верхностного стекания. Движение воды по поверхности водосбора и в русле прямоугольного сечения описывается одномерными уравнениями кинематической волны

$$\begin{aligned} \partial F / \partial t + \partial Q / \partial x &= R, \\ Q &= 1/h i^{1/2} B h^{5/2}, \end{aligned} \quad (3)$$

где Q — расход воды; h — глубина потока (слоя стекания); x — координата; t — время; R — интенсивность осадков; i — уклон; B — ширина потока; n — коэффициент шероховатости Маннинга. Применение метода Галеркина в сочетании с методом конечных элементов для численного интегрирования уравнений (3) приводит к нелинейной разностной схеме. Система разностных линейных уравнений решалась методом Гаусса, а система нелинейных уравнений — итерационным методом Ньютона—Рафсона. В начальный момент времени глубины во всех точках водосбора при-

нимались равными нулю. В качестве граничного условия принималось нулевое значение глубины потока на верхних границах полосок и в начальных створах каждого частного водосбора.

Испытание модели проведено для бассейна р. Раковки до п. Опытный по материалам Приморской воднобалансовой станции (площадь водосбора 755 км², длина реки 67,2 км). Водосбор расположен в зоне муссонных дождей, а почвы его отличаются высокой проницаемостью и наличием относительных водоупоров. На водосборе выделено 230 элементов. В расчетах использовались данные 10 самописцев дождя. Предполагалось, что в верхней горно-лесной части бассейна формируется исключительно подповерхностный сток, а в нижней равнинно-луговой части — поверхностный сток. Большая часть параметров определялась по данным наблюдений и литературным источникам [1, 4], а параметры K_0 и K_1 подбирались на основании гидрометеорологических материалов. Начальный профиль влажности почвы задавался по наблюдениям на опытных участках. Всего на модели было рассчитано 10 паводков. Для большинства из них получено хорошее совпадение рассчитанных и фактических гидрографов (см. рисунок). В настоящее время изучаются возможности модели для оценки хозяйственных мероприятий на дождевой сток.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрогидрологические свойства почв Приморского края (справочник). — Владивосток, 1976. — 185 с.
2. Васильев И. С. Опыт изучения поверхностного и внутрипочвенного стока в лесной подзолистой почве. — Почвоведение, 1948, № 5, с. 312—324.
3. Бефани А. Н., Иваненко А. Г. Водный баланс горных склонов. — Труды УкрНИГМИ, 1967, вып. 69, с. 57—71.
4. Москаев А. П. Воднофизические свойства постоянных пробных площадей в Сулутинском заповеднике. — В кн.: Комплексные стационарные исследования лесов Приморья. Л., Наука, 1967, с. 58—62.
5. Мотовилов Ю. Г. Расчет основной гидрофизической характеристики почв по данным о почвенно-гидрологических константах. — Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 93—102.
6. Уипки Р. Ливневый сток с залесенных бассейнов. — В кн.: Международный симпозиум по паводкам и их расчетам. Т. 2. Л., Гидрометеониздат, 1969, с. 200—208.
7. Mosley M. P. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. — Water Resour. Res., 1979, vol. 15(4), p. 795—806.

А. В. Сикан, А. Г. Ильичев (ЛГМИ)

РАСЧЕТ И ПРОГНОЗ ВЕТВИ СПАДА ПОЛОВОДИИ И ПАВОДКОВ НА ОСНОВЕ АНАЛИТИЧЕСКОЙ АППРОКСИМАЦИИ

К настоящему времени вопросу анализа формирования кривых спада посвящена обширная литература [1—8 и др.]. Хотя перечисленные работы индивидуальны и посвящены различным аспек-

там формирования гидрографа в период истощения стока, в основу большинства рекомендуемых расчетных схем положен принцип построения одной или нескольких типовых кривых спада по данным предшествующих лет. В рамках указанного подхода можно выделить четыре способа построения типовых кривых спада:

1) построение типовой кривой спада вида $Q=f(t)$ из отрезков предшествующих паводков, где Q — расход в замыкающем створе, t — время;

2) построение типовой кривой вида $Q_{i+1}=f(Q_i)$, где Q_i и Q_{i+1} — расходы воды в моменты времени i и $i+1$ при фиксированном расчетном интервале времени Δt ;

3) построение типовой кривой вида $\Delta Q=f(Q)$, где ΔQ — отрицательное приращение расхода за интервал времени Δt ;

4) аналитическая аппроксимация ветви спада априорно заданным выражением.

Очевидно, что последний из перечисленных методов при правильном выборе аппроксимирующего выражения можно рассматривать как обобщение первых трех.

В настоящее время в качестве аппроксимирующих используются различные выражения, полученные на основе эмпирического и полуэмпирического анализа, большинство из которых представляют собой уравнение параболы, экспоненты или гиперболы. Однако еще в 1956 г. Г. А. Алексеев [1] показал, что эти уравнения могут быть использованы только для описания «установившегося процесса истощения стока» (нижняя часть кривой спада), когда можно предположить, что полный стоковый запас воды на бассейне $W_{ак}$ и площадь живого сечения ω связаны зависимостью

$$W_{ак} = \gamma \omega^v; \quad 1 < v < 3/2, \quad (1)$$

где γ и v — параметры.

Учитывая вышеизложенное, была предпринята попытка разработать относительно простое выражение, структура которого позволяла бы достаточно надежно аппроксимировать реальные спады, начиная от точки перегиба, т. е. от точки, где $d^2Q/dt^2=0$ и дать рекомендации по определению параметров спада. В целом методика разрабатывалась применительно к задаче объективного расчленения сложного гидрографа на элементарные паводки, однако некоторые ее положения могут быть использованы и для решения других задач.

В процессе исследований был произведен анализ неискривленных ветвей спада по нескольким водотокам, расположенным в различных физико-географических зонах с диапазоном площадей от 10 000 до 17,6 км². С этой целью строились зависимости вида $Q=f(W_{ак})$ с учетом срезки. Для всех рассмотренных водотоков эти зависимости имели идентичный вид: в диапазоне малых расходов наблюдалась линейная связь расходов и объемов бассейновой аккумуляции, а в зоне больших расходов линия связи $Q=f(W_{ак})$ резко отклонялась от прямой вверх и влево. С учетом изложен-

ного на основе анализа реальных паводков получено дифференциальное уравнение для ветви спада:

$$dQ/dW_{ак} = kn + (n/k)Q^b, \quad (2)$$

где k , n , b — параметры спада, причем, как было установлено, параметр b изменяется в очень малом диапазоне и может быть принят постоянным ($b=2$), а коэффициент n/k достаточно мал, и, таким образом, влияние члена $(n/k)Q^2$ сказывается только при больших значениях расхода.

Интегрируя (2) при $b=2$, получаем:

$$Q = k \operatorname{tg} (nW_{ак}), \quad (3)$$

где $nW_{ак} < \pi/2$.

Сопоставляя уравнение (3) с графиками спада реальных гидрографов, легко убедиться, что структура полученного уравнения хорошо согласуется с фактическими данными, так как при малых значениях $nW_{ак}$ тангенс равен своему аргументу и уравнение (3) принимает вид:

$$Q = knW_{ак}, \quad (4)$$

т. е. в зоне малых расходов зависимость $Q = f(W_{ак})$ становится линейной. Переходя в уравнении (2) от производной по объему к производной по времени и делая замену $dW_{ак}/dt = -Q$, получим:

$$-q = knQ + (n/k)Q^3, \quad (5)$$

где $q = dQ/dt$. Интегрируя (5), получаем уравнение спада в виде

$$Q = k \frac{e^{-kn(t+c)}}{\sqrt{1 - e^{-2kn(t+c)}}} \quad (6)$$

или

$$Q = k \operatorname{tg} [\arcsin e^{-kn(t+c)}]. \quad (6a)$$

Константа интегрирования в уравнениях (6) и (6a) определяется в зависимости от начальных условий: если начальный расход равен Q_0 , то при $t=0$

$$c = -\ln \left(\frac{S_0}{\sqrt{1 - S_0^2}} \right) / kn, \quad (7)$$

где $S_0 = Q_0/k$.

Объединяя (2) и (5), после ряда преобразований имеем:

$$-Q^2/qW_{ак} = \sin(2nW_{ак})/2nW_{ак}. \quad (8)$$

Заметим, что в рамках наших допущений величины $-Q^2/qW_{ак}$ должна удовлетворять условию:

$$0 < -\frac{Q^2}{qW_{ак}} < 1. \quad (9)$$

В дальнейшем на основе полученных соотношений (2)—(9) для каждого створа по нескольким прошедшим паводкам рассчитывались параметры k и n , удовлетворяющие конкретному спаду. В качестве исходных данных использовались Q , q , $W_{ак}$, соответствующие началу спада, причем, $W_{ак}$ определялась как площадь гидрографа стока правее точки перегиба на ветви спада со срезакой базисного стока. Расчет производился следующим образом: из уравнения (8) графически или методом последовательных приближений находилась величина $nW_{ак}$, затем по уравнению (11) рассчитывался параметр k .

Анализ показал, что в общем случае параметры k и n связаны соотношением $n = zk^{-x}$, где z и x положительные константы, которые для каждого водосбора легко находятся путем построения зависимости $n = f(k)$ в логарифмическом масштабе. В ряде случаев параметр x оказался равным единице и зависимость имела вид $kn = \text{const}$. В окончательном виде расчетная схема содержит шесть уравнений, выбор которых зависит от имеющейся на начало расчета информации:

$$-\frac{Q_0^2}{q_0 W_0} = \frac{\sin(2nW_0)}{2nW_0} \quad (10)$$

$$k = \frac{Q_0}{\text{tg}(nW_0)} \quad (11)$$

$$c = -\frac{\ln\left(\frac{S_0}{\sqrt{1+S_0^2}}\right)}{kn} \quad (12)$$

$$nW_0 = \arccos \sqrt{-kn \frac{Q_0}{q_0}} \quad (13)$$

$$n = zk^{-x} \quad (14)$$

$$-\frac{zQ_0^{2-x}}{q_0} = \frac{S_0^{1-x}}{S_0^2 + 1}, \quad (15)$$

где $S_0 = Q_0/k$; q_0 , Q_0 , W_0 — соответственно значения производной, расхода и объема аккумуляции на начало расчета.

Рассмотрим основные случаи:

1. Известны q_0 , Q_0 , W_0 , тогда последовательно используются уравнения (10)—(12).

2. Известны Q_0 , q_0 , $kn = \text{const}$, тогда используются уравнения (13), (11), (12).

3. Известны q_0 , Q_0 и параметры x и z в зависимости $n = zk^{-x}$, используются соответственно уравнения (15), (14), (12).

Таким образом, для каждого конкретного паводка можно рассчитать свои параметры спада и затем по уравнению (6) или (6а) спрогнозировать ветвь спада.

В заключение следует отметить, что уравнение (15) имеет два решения (S_1 и S_2), причем при $S_1 \ll S_2$ первое из них приводит к тому, что уравнение (6, 6а) становится близким к экспоненте. Поэтому оно может быть принято в качестве расчетного только если расчет начинается от точки, расположенной в нижней части кривой спада. Если же S_1 и S_2 близки, то и уравнение (6, 6а) дает близкие результаты и любое из решений может быть принято в качестве расчетного.

При использовании изложенной схемы следует также обратить внимание на выбор Δt . Расчетный интервал времени следует выбирать так, чтобы избежать слишком малых и слишком больших значений расчетных параметров, а также следить за соблюдением размерностей используемых величин. Наиболее удобно, когда продолжительность спада равна 8—12 расчетным интервалам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. О кривых истощения стока.— Метеорология и гидрология 1956, № 10, с. 41—45.
2. Воскресенский К. П. Опыт разработки методики прогнозов меженивого режима рек европейской части СССР.— Труды ГГИ, 1940, вып. 10, с. 136—164.
3. Гуревич М. И. Прогноз летне-осеннего притока в водохранилище ГЭС с учетом потерь.— Труды ГГИ, 1958, вып. 67, с. 48—79.
4. Змиева Е. С. О предвычислении расходов воды на спаде половодья в условиях значительного притока талых и дождевых вод.— Труды ЦИП, 1958, вып. 65, с. 71—83.
5. Подвишенская И. Я. К методике прогноза спада весеннего половодья.— Труды ЦИП, 1953, вып. 30 (57), с. 100—108.
6. Barnes, B. S. Discussion of Analysis of Runoff Characteristics by O. H. Meyer.— Tran. ASCE, vol. 105 (1940).
7. "Hydrology", Engineering Handbook Section 4. Washington, D. C.: U. S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service.
8. Prévision et prédétermination des étiages et, des crues. Par J. Larras. Collection du B.C.E.O.M. Editions eyrolles. Paris, 1972.— P. 9—17.

М. В. Болгов (ЦНИИпроект Госстроя СССР)

ДОЖДЕВЫЕ ПАВОДКИ НА ТЕРРИТОРИИ МНР

Сложность и многообразие процессов формирования паводочного стока определяют недостаточную точность существующих методов его расчета. В особенности это относится к таким пока слабоизученным регионам, как Монголия.

Основной гидрологической закономерностью изучаемой территории является наличие высотной зональности в изменении большинства гидрометеорологических элементов. В Монголии, как, впрочем, и в других подобных регионах, высотная зональность находит свое крайнее выражение в наличии зон формирования и рассеивания стока, т. е. начиная с некоторой высотной отметки

потери на фильтрацию из русел транзитных рек превышают боковой приток от эпизодических ливней. Указанная особенность привела ряд авторов к необходимости рассматривать территорию как совокупность горно-равнинных комплексов [8, 9].

При анализе гидрологического режима горных рек в большинстве случаев исследователи не располагают непосредственными измерениями стока с высокогорных частей бассейнов и представления о величинах стока могут быть получены двумя путями. Во-первых, это метод водного и теплового балансов. Но так как в Монголии на высотах свыше 2200 м не расположено ни одной метеостанции, то остается второй, и единственный пока путь, — решение обратных задач.

В нашем случае обратная задача формулируется следующим образом: по данным о стоке больших и средних рек необходимо выяснить его высотное распределение, т. е. решить задачу о поясном стоке. При этом для описания высотной зональности используется зависимость следующего вида:

$$Y = \sum_i f_i y_i, \quad (1)$$

где Y — норма стока, f_i — относительная площадь i -го высотного диапазона, y_i — поясной сток.

Ввиду того что решение системы уравнений типа (1) является неустойчивым, нами использован метод регуляризации А. Н. Тихонова, позволяющий строить приближенные решения, устойчивые к малым изменениям исходных данных [4]. Основные результаты такого подхода к решению задачи о поясном стоке заключаются в следующем:

а) как уже указывалось выше, ввиду наличия русловых потерь решение системы уравнений вида (1) начиная с некоторой высоты уходит в отрицательную область. Поясной сток представляет собой в этом случае некоторый баланс, высота нулевого значения которого принята в качестве границы зон формирования и рассеивания. Для получения истинных величин стока необходимо из расчета исключить водосборы, замыкающие створы которых расположены в пределах зоны рассеивания;

б) обобщение регуляризованных решений для районов, выделенных по принципу горно-равнинных комплексов, позволило разделить всю территорию на две зоны — формирования и рассеивания стока, что существенным образом предопределило границы применения различных методов расчета стока, в том числе и максимального.

Обратимся теперь к возможностям уточнения статистических характеристик. В качестве единой методологии нами принят совместный анализ данных наблюдений, который может заключаться: а) в непосредственном объединении рядов в пределах однородного района; б) в совместном анализе параметров исследуемых рядов; в) в объединении крайних членов рядов.

Совместный анализ наблюдений используется в гидрологических расчетах давно, но чаще всего в неявном виде. Так, например, соотношение C_s/C_v рекомендуется брать средним по данным группы рек. СНиП 2.01.14—83 [10] рекомендует определять максимальный суточный слой осадков вероятностью превышения $P = 1\%$ расчетом по совокупности данных ближайших к бассейну исследуемого водотока метеорологических станций.

Во всех подобных случаях, когда погрешность расчетного значения велика, межрядная корреляция незначительна, а генетическая однородность обеспечивается соответствующим приведением, возможно существенное уточнение оценок методом объединения совокупностей. Предположение об уточнении оценок представляется весьма важным, так как оно доказуемо только с позиций совместного анализа.

Имеется, правда, еще одна возможность повышения достоверности расчетных значений — учет выдающихся явлений. Как показано в [5], привлечение экстремумов редкой повторяемости улучшает результаты расчетов, но не может служить альтернативой методу объединения совокупностей (по степени уточнения). Однако учет экстремумов остается единственной возможностью в тех случаях, когда генетическая однородность представляется проблематичной.

Метод объединения совокупностей рекомендуется использовать в редакции С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля [7]. В [6] содержатся некоторые рекомендации по его практическому применению. Здесь лишь скажем, что в основе оценки однородности и вывода об уточнении результатов лежит предположение С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля о разделении так называемой «полной» дисперсии параметра на географическую и случайную составляющие. Добавим также, что при наличии в объединяемых рядах выдающихся явлений необходим дополнительный анализ повторяемости крайних членов с помощью кривых обеспеченностей.

В данной работе совместному анализу подвергались изменчивость максимального стока и осадки: суточный максимум и суммы за различные промежутки времени, необходимые для построения редуцированных кривых. Использование аппарата совместного анализа позволило уточнить статистические характеристики дождей, выделить соответствующие типы редукиции и установить значения переходных коэффициентов к стоку различной обеспеченности.

Обратимся теперь непосредственно к расчетам максимального стока. Наличие зоны рассеивания стока и сильная трансформация паводочной волны приводят к уменьшению расчетных расходов воды с нарастанием площади водосбора. Для описания редукиции максимального модуля стока рек, водосборы которых расположены одновременно в зонах формирования и рассеивания, предложено следующее выражение:

$$q = q_{200} (200/F_{\Phi})^{n_1} (F_{\Phi}/F)^{n_2}, \quad (2)$$

где q_{200} — приведенный к 200 км² максимальный модуль для части водосбора, расположенной в зоне формирования стока (F_{Φ}); $n_1=0,5$, $n_2=1,7 \div 1,8$; F — общая площадь водосбора.

Для больших и средних водосборов, расположенных в зоне формирования или рассеивания стока, рекомендуется редуционная формула.

Для малых рек и временных водотоков рекомендуется формула предельной интенсивности.

Здесь необходимо сказать, что рекомендации, аналогичные предлагаемым в данной работе, имеют силу лишь на стадии предпроектных и начальных проектных работ. На стадии разработки проекта необходимо проводить инженерно-гидрологические изыскания, включающие определение натуральных расходов, обобщение их параметров по территории и т. д. При этом выбор структуры расчетной формулы чаще всего определяется характером имеющейся информации.

Тем не менее роль изысканий представляется существенной, поскольку с использованием полученной информации достигается повышение достоверности расчета. Поэтому в адрес принятой структуры расчетного выражения необходимо сделать несколько замечаний.

1. Принятие в СНиПе единого для всех территорий расчетного выражения (формулы предельной интенсивности) игнорирует региональную обусловленность процессов формирования паводочного стока. Только на территории СССР насчитывается не менее 10 качественно различных типов этого процесса [2].

2. Формула предельной интенсивности теоретически обоснована в большинстве случаев ее применения.

Анализ стока по русловым системам приводит, как известно, к так называемой генетической формуле стока [3]

$$q = \int_{t_1}^{t_2} \varepsilon_P q_{\tau} (\partial f / \partial \tau) d\tau, \quad (3)$$

где под интегралом стоит произведение коэффициента водообмена между руслом и поймой и ординат функции добегания на ординаты гидрографа склонового притока, а не водообразования. Гидрограф склонового притока характеризуется определенной продолжительностью, которая в районах развития поверхностного стока, не подверженного сильному аккумулярующему влиянию склоновых депрессий, может измеряться часами и менее. Из (3) можно получить максимальное значение модуля руслового стока, выражающееся отношением так называемого «действующего» слоя стока ко времени добегания по руслу.

Замена этого отношения средней за время добегания интенсивностью водообразования (h_d), теоретически допустима лишь на очень малых водосборах, т. е. там, где имеет место так назы-

ваемый «быстрый» (по А. Н. Бефани [1]) тип стока. В этом случае продолжительность водообразования больше бассейнового времени добегания. Игнорирование этого факта приводит в остальных случаях к учету нестокообразующих осадков, к фиктивному коэффициенту стока (φ) и, следовательно, к потере генетического смысла.

Так, например, ливень 1981 г., выпавший в районе г. Улан-Батора и сформировавший на малых водосборах паводок, наибольший за последние примерно 50 лет и более, имел продолжительность 40 мин и охватил площадь порядка 200 км². Реальная интенсивность дождя не может вычисляться за период, больший чем 40 мин. В то же время $\varphi = q/h_{t_0}$, где t_0 порядка нескольких часов.

3. В нормативных документах отсутствуют рекомендации по составу и объему изысканий, в процессе которых необходимо, например, определять свойства почв для назначения соответствующих значений коэффициента стока.

Эти, а также ряд других причин, затрудняют использование при инженерно-гидрологических изысканиях формулы предельной интенсивности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бефани А. Н. Основы теории ливневого стока. Труды ОГМИ, Ч. 2. Вып. 14. Л.: Гидрометеониздат, 1958.— 310 с.
2. Бефани А. Н. Пути развития генетических методов расчета максимального дождевого стока.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1975, с. 11—21.
3. Бефани Н. Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 182 с.
4. Болгов М. В. О поясном стоке.— Метеорология, климатология и гидрология, 1984, № 20, с. 33—37.
5. Болгов М. В. Об оценках параметров распределений, получаемых по формулам Крицкого и Менкеля при учете выдающихся явлений.— Метеорология и гидрология, 1984, № 11, с. 112—114.
6. Болгов М. В., Нацагдорж Х. О числе объединяемых выборок при совместном анализе наблюдений по группе станций.— Водные ресурсы, 1984, № 4, с. 160—164.
7. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. О методике совместного анализа за стоком гидрологически сходных бассейнов.— Труды ГГИ, 1970, вып. 180, с. 3—29.
8. Россомехин М. В. Годовой и максимальный сток водотоков северной части Центральной Азии. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геогр. наук.— Л., 1971.— 185 с.
9. Сампилноров Н. Гидрологическое районирование МНР. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геогр. наук.— Ташкент, 1980.— 167 с.
10. СНиП 2.01.14.83. Определение расчетных гидрологических характеристик.— М., 1983.— 97 с.

**ИНТЕРПОЛЯЦИЯ И ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГИДРОГРАФА СТОКА
БАССЕЙНА р. РИОНИ**

В бассейне р. Риони климатические условия сильно дифференцированы в зависимости от рельефа местности, и на первый план выступают различные местные факторы, такие как высота местности, циркуляция воздушных потоков, экспозиция и крутизна склона, удаленность от Черного моря и др.

Целью данной работы является расчет модели гидрографа стока р. Риони с учетом пространственной неравномерности изменения метеоэлементов.

Для учета влияния рельефа на пространственную структуру осадков в бассейне отдельно рассмотрены частные зависимости слоя осадков от высоты в каждом выделенном локальном климатическом районе. Подобные графические построения по районам успешно используются в гидрометеорологии при проведении системы изолиний метеоэлементов на гипсографической основе. В настоящее время возможность учета влияния рельефа на метеорологические элементы в гидрологических расчетах рассмотрена в ряде работ [3, 7], где интерполяционно-экстраполяционные зависимости увязываются со средними высотами частных бассейнов.

Для интерполяции и экстраполяции кривых нами использован принцип интерполяционных построений Ю. Б. Виноградова [1], согласно которому с увеличением высоты наблюдается ослабление влияния подстилающей поверхности на активность конденсационных процессов. На больших высотах различия стираются и ветви кривых изменения осадков от высоты для соседних географических районов сближаются. Таким образом, экстраполяция кривых изменения осадков от высоты в горных и высокогорных зонах выполнена с учетом общего направления этих кривых, а также критической высоты увеличения осадков в горах [4].

Для реализации модели гидрографа стока р. Риони с распределенными параметрами суточная метеорологическая информация интерполируется и экстраполируется в узлах сетки параллелограмма, получающегося при пересечении под углом 60° двух систем параллельных линий [2]. Эти узлы называются репрезентативными точками (РТ). Для построения интерполяционно-экстраполяционной зависимости использованы многолетние средние месячные значения осадков по метеостанциям и постам, расположенным в разных частях бассейна р. Риони [5], по 1982 г. включительно. В бассейне на основании физико-географического описания и с учетом характера циркуляции воздушных потоков и экспозиции склонов выделены локальные климатические районы,

границы которых совпадают в основном с водораздельными линиями. Для каждого локального климатического района отдельно построены кривые зависимости осадков от высоты для холодного (X—III) и теплого (IV—IX) периодов. Такое деление связано с различной повторяемостью западного и восточного типов атмосферной циркуляции в разные сезоны года.

Для каждой РТ бассейна (157 РТ) определяется пункт наблюдений, по которому находится переходный коэффициент k . Переходные коэффициенты осадков от пунктов наблюдений к узлам сетки РТ находятся по соотношению

$$k = \bar{X}_{РТ} / \bar{X}_{ст}, \quad (1)$$

где $\bar{X}_{РТ}$ — значения осадков, снятые с графика $\bar{X}_{ст} = f(H)$ для высоты РТ; $\bar{X}_{ст}$ — значения осадков на уровне станции или поста. Полученные таким образом k отдельно для холодного (0,55—1,50) и теплого (0,66—1,55) периодов используются для вычисления суточных сумм осадков в репрезентативных точках по формуле

$$X_{РТ} = kX_{ст}, \quad (2)$$

где $X_{ст}$ — измеренные значения суточных сумм осадков на пунктах наблюдения.

Зависимости средней суточной температуры и дефицита влажности воздуха от высоты получены для бассейна в целом по многолетним средним месячным значениям соответствующих метеоэлементов [6]. Кривые связи $\bar{t}_{ст} = f(H)$ и $\bar{d}_{ст} = f(H)$ строятся отдельно для каждого месяца. Для аппроксимации изменения температуры воздуха с высотой использована формула

$$\bar{t}_{ст} = aH_{ст}^n + b, \quad (3)$$

где $\bar{t}_{ст}$ — месячная норма температуры воздуха; $H_{ст}$ — высота станции; a , n , и b — коэффициенты.

Интерполяция средней суточной температуры воздуха в репрезентативных точках производится по формуле

$$t_{РТ} = t_{ст} + a(H_{РТ}^n - H_{ст}^n), \quad (4)$$

где $t_{РТ}$ — средняя суточная температура воздуха на высоте РТ; $t_{ст}$ — измеренное значение средней суточной температуры воздуха; a и n — коэффициенты; $H_{РТ}$ и $H_{ст}$ — абсолютная высота РТ и станции в м.

Коэффициенты a , n и b найдены с помощью системы трех нелинейных уравнений

$$\bar{t}_1 + aH_1^n + b; \quad \bar{t}_2 = aH_2^n + b; \quad \bar{t}_3 = aH_3^n + b, \quad (5)$$

где H_1 , H_2 , H_3 — высота в точках, соответствующих температурам воздуха t_1 , t_2 , t_3 . Полученные коэффициенты a и n мало меняются от месяца к месяцу (a от $-0,01$ до $-0,03$; n от $0,61$ до $0,92$), по-

этому их значения приняты постоянными для всего года и равными средним значениям: соответственно — 0,02 и 0,80. Значение коэффициента b в дальнейшем расчете не участвует (см. уравнение (4)).

Для аппроксимации кривых связи месячных норм [7] дефицита влажности воздуха от высоты использована линейная формула

$$\bar{d}_{\text{ст}} = aH_{\text{ст}} + b, \quad (6)$$

где $\bar{d}_{\text{ст}}$ — месячная норма дефицита влажности воздуха; $H_{\text{ст}}$ — высота станции в м, a — коэффициент. Коэффициент a определяется как тангенс угла наклона касательной к кривой функции $\bar{d}_{\text{ст}} = f(H)$. Полученные месячные значения коэффициента a сгруппированы для холодного и теплого периодов. Поскольку они мало отличаются друг от друга, вычислены их средние арифметические значения по станциям отдельно для холодного и теплого периода. Значения коэффициента a холодного периода равнинной и предгорной частей бассейна меняются от 0,00120 до 0,01320, выше 150 м — от —0,00035 до —0,00440, а теплого — соответственно от 0,00531 до 0,01532 и от —0,00190 до —0,00781.

Значения a , рассчитанные по месячным нормам дефицита влажности воздуха, используются для интерполяции наблюдаемых суточных значений дефицита влажности воздуха по формуле

$$d_{\text{РТ}} = d_{\text{ст}} + a(H_{\text{РТ}} - H_{\text{ст}}), \quad (7)$$

где $d_{\text{РТ}}$ — средний суточный дефицит влажности воздуха на высоте РТ; $d_{\text{ст}}$ — измеренный средний суточный дефицит влажности воздуха; a — коэффициент, постоянный для каждой станции.

Таким образом, интерполяция метеорологических элементов в репрезентативных точках бассейна осуществляется по полученным зависимостям (2), (4), (7). Интерполированные суточные значения метеоэлементов используются нами в качестве входной информации в модели гидрографа стока р. Риони.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1967, вып. 28. — 262 с.
2. Виноградов Ю. Б. Модель «Объем половодья». — ГГИ-82. — Труды ГГИ, 1985, вып. 304, с. 3—41.
3. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа горных рек. — Л.: Гидрометеониздат, 1965. — 102 с.
4. Чиракадзе Г. И. Критическая высота нарастания осадков в горах. — Труды ЗакНИГМИ, 1971, вып. 44 (50), с. 294—300.
5. Справочник по климату СССР. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. — Л.: Гидрометеониздат, 1970, вып. 14. — 425 с.
6. Справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы. — Л.: Гидрометеониздат, 1967, вып. 14. — 370 с.
7. Шенцис И. Д. Метода расчета макромасштабного поля осадков в горах. — Труды САНИИ, 1982, вып. 94 (175), с. 40—52.

ФОРМИРОВАНИЕ И РАСЧЕТЫ ХАРАКТЕРИСТИК ГОДОВОГО СТОКА РЕК ЗАБАЙКАЛЬЯ

При расчетах характеристик годового стока неизученных рек горных районов обычно используются приемы, опирающиеся на пространственную интерполяцию данных гидрометрических наблюдений или зависимости стока от средневзвешенной высоты бассейна. К настоящему времени эти приемы хорошо разработаны и их дальнейшее развитие представляется в основном завершенным. При сильнейшей пространственной и высотной дифференциации характеристик стока Забайкалья наиболее отчетливо проявляется несоответствие между сложностью географического распределения и объемом исходного гидрометрического материала. Например, подробный, тщательно отработанный вариант построения зависимостей среднего стока от высоты местности с картографированием параметра зависимости [55] дает среднеквадратическую погрешность в среднем ± 27 мм. Совершенствование конкретных методик этого направления зависит для расчета и анализа годового стока главным образом от увеличения числа пунктов гидрометрических наблюдений и улучшения их территориального размещения. Вряд ли есть основание полагать, что густота и характер размещения сети гидрометрических наблюдений существенно изменятся в ближайшее время. Поэтому представляется перспективным при изучении годового стока привлечение данных метеорологических наблюдений, имея в виду относительную простоту соотношений, связывающих годовой сток с метеоданными в виде уравнений водного баланса, а также то обстоятельство, что метеорологическая сеть в Забайкалье более густая, чем сеть наблюдений за стоком. Использование метеорологических данных значительно увеличивает информацию о пространственном распределении характеристик стока, стимулирует привлечение разнообразных географических характеристик, что дает возможность ощутимо повысить устойчивость расчетных карт и точность методов.

Подход реализован на примере годового стока неизученных средних рек Забайкалья. Применение уравнения связи М. И. Будыко с учетом разработок В. С. Вуглинского [1, 2] позволило получить достаточно надежный конечный результат из-за эффекта компенсации случайных погрешностей расчетных величин осадков (P) и испарения (E).

Влияние систематических ошибок в определении балансовых элементов устранялось путем построения регрессионных зависимостей «балансовых» норм и стандарта с аналогичными гидрометрическими характеристиками [6].

Разработана расчетная схема для норм годовых сумм осадков на основе их зависимостей от высоты местности, построенных с учетом особенностей атмосферной циркуляции и орографического строения Забайкалья. Преобладание в летний сезон северо-

западных направлений ветра на западе и северо-восточных на востоке Забайкалья [7] при общем направлении простирания хребтов и межгорных котловин с юго-запада на северо-восток является основной причиной территориальной дифференциации высотных градиентов осадков. Примерно одинаковый для межгорных котловин градиент 21 мм на 100 м подъема на востоке заметно увеличивается с высоты 550—600 м, на западе — с 900—1000 м абс. Полученные зависимости аппроксимируются уравнением

$$P = \begin{cases} P_{800} + 0,21 (H - 800) & \text{при } H < H_{кр} \\ P_{800} + 0,21 (H_{кр} - 800) + 1,15 (H - H_{кр})^{0,74} & \text{при } H > H_{кр}, \end{cases} \quad (1)$$

где P_{800} — осадки, приведенные к высоте 800 м; $H_{кр}$ — высота заметного увеличения градиента зависимости $P(H)$, определяется для районов в зависимости от геоморфологических особенностей и направления преобладающего влагопереноса. Величина P_{800} картографирована в виде изолиний в масштабе 1 : 2 500 000.

Разработана методика расчетов среднего многолетнего стока на основе зависимости гидрометрических норм годового стока ($\bar{Q}$) от нормы стока, полученной как разность «осадки минус испарение». Уравнение регрессии для 74 средних бассейнов Забайкалья при коэффициенте корреляции $r=0,986$ и ошибке уравнения $S = \pm 15$ мм имеет вид

$$\bar{Q} = 1,04 (\bar{P} - \bar{E}) - 11. \quad (2)$$

Привлеченные для вывода (2) значения норм годового стока и осадков соответствуют периоду 1955—1981 гг., который является репрезентативным и инструментально однородным для осадков (осадкомер Третьякова).

Пространственная дисперсия абсолютной изменчивости годовых сумм осадков определяется главным образом закономерностями географического распределения норм осадков при относительном постоянстве коэффициента вариации: $0,24 \pm 0,04$ [3]. Выявленные закономерности пространственного распределения абсолютной изменчивости осадков позволили построить карту среднеквадратических отклонений годовых сумм от нормы в масштабе 1 : 2 500 000.

На основе пространственных корреляционных функций и региональной эмпирической формулы, связывающей линейные размеры бассейнов с их площадью, получены формулы для учета влияния площади водосбора на изменчивость годовых сумм осадков и стока.

Выявлена решающая роль климатических факторов пространственного распределения абсолютной изменчивости годового стока средних рек Забайкалья и слабое влияние факторов подстилающей поверхности вследствие малых размеров годовых изменений запасов воды в бассейнах. Это позволило разработать методику для расчета изменчивости годового стока, учитывающую только изменчивость разности «осадки минус испарение».

ВЫВОДЫ

1. Исследование показало перспективность использования метеорологических данных в расчетах годового стока неизученных рек на основе уравнения водного баланса.

2. Построение зависимостей средних многолетних значений и абсолютной изменчивости годового стока, полученных по рядам гидрометрических наблюдений, от соответствующих характеристик, полученных по уравнению водного баланса, позволяет существенно повысить (для условий Забайкалья в 1,5—2 раза) точность расчета годового стока неизученных рек по сравнению с методами, использующими только гидрометрические данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабкин В. И., Вуглинский В. С. Водный баланс речных бассейнов.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— 190 с.
2. Вуглинский В. С. Расчет нормы годового стока неизученных горных рек с применением уравнений водного и теплового балансов (на примере рек бассейна р. Витима).— Труды ГГИ, 1972, вып. 200, с. 186—207.
3. Дмитрук В. И. Пространственно-временной анализ полей характеристик годовых сумм осадков на территории Забайкалья.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геогр. Деп. ВИНТИ, № 459 от 25.01.84.
4. Евстигнеев В. М., Тихоцкий К. Г., Христофоров А. В. Методика расчета годового стока неизученных рек Забайкальской части зоны освоения БАМ.— В кн.: Материалы Второй научной конференции по проблемам гидрологии рек зоны БАМ (тезисы докладов). Владивосток, 1983, с. 25—26.
5. Евстигнеев В. М., Тихоцкий К. Г., Христофоров А. В., Шенберг Н. В. Методические вопросы расчетов среднего многолетнего стока рек Забайкалья.— В кн.: Географические аспекты исследований и использования водных ресурсов в СССР. М., Моск. фил. ГО СССР, 1982, с. 54—76.
6. Евстигнеев В. М. Применение метода водного баланса в региональных обобщениях данных по среднемугодовому стоку рек (на примере Забайкалья).— Вестн. Моск. ун-та, сер. геогр., № 3, 1983, с. 73—79.
7. Лут Л. И. Особенности ветрового режима над югом Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы метеорологии Восточной Сибири. Иркутск, Изд-во Иркутск. ун-та, 1983, с. 56—64.

А. Л. Маргарян (ИВП АН СССР)

МОДЕЛЬ РАСЧЕТА ДОЖДЕВОГО СТОКА В СРЕДАХ СО СЛУЧАЙНЫМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ

Рассматривается задача определения вероятностных характеристик поверхностного стока при инфильтрации и при известных вероятностных характеристиках коэффициентов фильтрации, пористости и гидравлического сопротивления. Обоснование и целесообразность стохастического подхода в гидрофизике приведены в работе [3]. В математической постановке задача выглядит сле-

дующим образом: в прямоугольнике ABCD совместно решаются уравнение влагопереноса в ненасыщенной зоне [4]

$$P \frac{\partial s}{\partial \psi} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} K_0 K_1 \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_0 K_1 \frac{\partial \psi}{\partial y} - \frac{\partial K_0 K_1}{\partial y} \quad (1)$$

с начальными и граничными условиями:

$$\psi|_{t=0} = \psi_0 \quad (2)$$

$$\psi|_{AB} = 0, \quad \frac{\partial \psi}{\partial x} \Big|_{AB} = 0, \quad \frac{\partial \psi}{\partial x} \Big|_{CD} = 0 \quad (3)$$

$$K_1 K_0 \frac{\partial (\psi - y)}{\partial y} \Big|_{BC} = -R \quad \text{при } t < t_c \quad (4a)$$

$$\psi|_{BC} = 0 \quad \text{при } t \geq t_c \quad (4b)$$

и уравнения неразрывности и движения для поверхностного стока [2]

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = R - I, \quad t \geq t_c, \quad y = 0, \quad x \in BC, \quad (5)$$

$$q = \frac{i_0^{1/2} h^{5/3}}{n}, \quad (6)$$

с начальным условием

$$h|_{t=t_c} = 0, \quad (7)$$

где $\psi(x, y, t)$ — влажностный потенциал; $K_1(\psi)$ — коэффициент относительной влагопроводности; $s(\psi)$ — объемная влажность; $P(x, y)$ — пористость; $K_0(x, y)$ — коэффициент фильтрации; $I(x, y)$ — интенсивность инфильтрации; $R(t)$ — интенсивность осадков; $\psi_0(x, y)$ — начальное распределение потенциала; t_c — момент времени, с которого начинается поверхностный сток; $h(x, t)$ — глубина дождевого стока; $q(h, x)$ — расход воды на единицу ширины потока; i_0 — уклон поверхности; $n(x)$ — коэффициент Маннинга; x, y — горизонтальная и вертикальная координаты; t — время.

Известны средние и корреляционные поля случайных неоднородных функций K_0 , P и $\alpha = i_0^{1/2}/n$ (для удобства соотношение и n рассматривается как один случайный параметр), а также взаимная корреляция между K_0 и P . Находятся средние и корреляционные поля решений ψ и h , а также других функций, зависящих от них. Подход к решению задачи сходен с методом Монте-Карло. Для отдельного представителя из ансамбля реализаций 3-мерного случайного поля (K_0, P, α) решается детерминистическая задача таким образом, чтобы решения получились в форме, пригодной для усреднения.

Рассмотрим более подробно уравнение (1). Во-первых, для получения линейного уравнения примем $K_1 = e^{\beta \psi}$ (β — эмпирическая

константа), $s = K_1$ и сделаем преобразование $W(x, y, t) = e^{\beta\psi(x, y, t)}$. Совпадение W , K_1 и s позволяет рассматривать W как объемную влажность, но для модели важна лишь линеаризация уравнения каким-либо способом. После преобразований уравнение и краевые условия принимают вид:

$$P \frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \cdot \frac{K_0}{\beta} \cdot \frac{\partial W}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \cdot \frac{K_0}{\beta} \cdot \frac{\partial W}{\partial y} - \frac{\partial K_0 W}{\partial y}, \quad (8)$$

$$W|_{t=0} = e^{\beta\psi_0}, \quad (9)$$

$$W|_{AD} = 1, \quad \frac{\partial W}{\partial x}|_{AB} = 0, \quad \frac{\partial W}{\partial x}|_{DC} = 0, \quad (10)$$

$$\left(\frac{K_0}{\beta} \cdot \frac{\partial W}{\partial y} - K_0 W \right) \Big|_{y=0} = -R, \quad \text{при } t < t_c \quad (11)$$

$$W|_{y=0} = 1, \quad \text{при } t \geq t_c. \quad (12)$$

Задача решается методом конечных элементов [1, 5]. Решение ищется в форме

$$W(x, y, t) = \sum_{i=1}^N W_i(t) e_i(x, y),$$

где e_i — детерминистические кусочно-непрерывные базисные функции; W_i — неизвестные случайные процессы. Используя метод Галлеркина, получаем систему линейных обыкновенных дифференциальных уравнений

$$A\dot{\omega} + B\omega = C \quad (13)$$

с начальными условиями

$$\omega|_{t=0} = \omega_0, \quad (14)$$

где элементы $N \times N$ -матриц A и B — линейные функционалы от P и K_0 ; C и ω_0 — векторы, включающие известные граничные и начальные условия: ω и $\dot{\omega}$ — векторы с компонентами соответственно W_i и dW_i/dt .

Из (13) и (14) разностной аппроксимацией нетрудно получить систему

$$DU = G, \quad (15)$$

откуда

$$U = FG,$$

где

$$D = \frac{2}{\Delta t} A + B,$$

$$G = \left(\frac{2}{\Delta t} A - B \right) \omega_0 - (C_0 + C_1),$$

$$F = D^{-1},$$

$$U = \omega(t_1),$$

C_0 и C_1 — векторы нагрузок в начальный и конечный моменты шага времени Δt ; t_1 — конечный момент шага времени.

Из выражения

$$W(x, y, t_1) = \sum_{i=1}^N W_i(t_1) e_i(x, y) = \sum_{i=1}^N U_i e_i = \\ = \varphi(e_1, \dots, e_N, g_1, \dots, g_N, d_{11}, \dots, d_{NN})$$

видно, что W есть сложная функция аргументов $e_i, g_i, d_{ij}, i, j, k, l = \overline{1, N}$. Если разделить область $ABSD$ на конечные элементы таким образом, чтобы K_0 и P внутри каждого элемента можно было считать статистически однородным случайным полем, то средние значения $g_i, d_{jk}, i, j, k = \overline{1, N}$ будут линейной комбинацией средних $k_{0,l}, P_l, l = \overline{1, N}$.

Подставляя в функциях g_i и d_{kj} вместо $K_{0,l}$ и P_l их средние значения для всех i, j, k , получаем

$$W_\partial(x, y, t_1) = \varphi(\Delta^0), \quad (16)$$

где Δ^0 — «точка» $(e_1, \dots, e_N, g_1^0, \dots, g_N^0, d_{11}^0, \dots, d_{NN}^0)$, g_k^0, d_{ij}^0 — соответственно средние значения g_k и d_{ij} .

Решение (16) соответствует детерминистическому решению, когда вместо переменных коэффициентов в уравнение подставляются их усредненные значения. Разложим функцию φ из (15) в ряд Тейлора вблизи «точки» Δ^0 . Отбросив члены с производными выше 2-го порядка, получаем приближенное случайное решение, которое, усреднив по ансамблю реализации, дает расчетную формулу

$$\langle W(x, y, t_1) \rangle = W_\partial + \frac{1}{2} S_1 + S_2, \quad (17)$$

где S_1 и S_2 — линейные комбинации от известных корреляционных функций P и K_0 . Подобные формулы получаются также для дисперсии и для корреляционного поля решения. Повторяя описанную процедуру, получим средние и корреляционные поля для следующих временных шагов.

Из (17) видно, что детерминистическое решение получается как частный случай среднего решения стохастического подхода при нулевых дисперсиях всех параметров задачи. Отличие от метода Монте-Карло состоит в том, что не требуются ни задание функции распределения случайных параметров, ни многократное повторение процедуры на ЭВМ для получения выборки случайных решений, и можно считать сразу вероятностные характеристики решений.

Модель полезна для исследования влияния различных комбинаций случайных компонентов задачи на решения. Фактически

для развитого подхода важным звеном является получение каким-либо способом системы уравнения (15). По этому же подходу, линеаризуя q , решается и уравнение (5)—(7), детерминистическое решение которого можно найти в [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коннор Дж., Бреббиа К. Метод конечных элементов в механике жидкости.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.
2. Кучмент Л. С., Демидов В. И., Мотовилов Ю. Г. Формирование речного стока.— М.: Наука, 1983.
3. Швидлер М. И. Статистическая гидродинамика пористых сред.— М.: Недра, 1985.
4. Richard L. Cooley, Some New Procedures for Numerical Solution of Variably Saturated Flow Problems.— J. Water Resources Research, 1983, vol. 19, N 5, p. 1271—1285.
5. Sagar B., Galerkin Finit Element Procedure for Analyzing Flow Through Random Media.— J. Water Resources Research, 1978, vol. 14, N 6, p. 1035—1045.

А. А. Тихомирова (ГГИ)

АНАЛИЗ ПОЛЕЙ ОСАДКОВ ДЛЯ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Задачи расчетов и моделирования стока требуют расчетных полей осадков, для получения которых используются различные пути исследования.

Один из них состоит в установлении зависимостей между различными характеристиками дождей. Большие теоретические разработки в этом плане были сделаны Г. А. Алексеевым [1—3]. З. П. Богомазова и З. П. Петрова получили соотношения между интенсивностью, продолжительностью и площадью распространения осадков применительно к ливням и выдающимся дождям [4, 5].

Другой путь решения этой проблемы включает в себя различные численные методы построения и анализа гидрометеорологических полей. Такие работы выполнялись в ГГИ, ГГО, УкрНИИ и других организациях.

В нашем исследовании предпринята попытка объединить оба подхода. Для этого в расчет пространственной корреляционной функции внесены некоторые изменения.

Обычно при определении пространственной корреляционной функции осредняются коэффициенты корреляции между всеми парами станций, попадающими в определенные диапазоны расстояний. Однако общеизвестным является факт, на который указывали еще в 1940-х годах З. П. Богомазова и З. П. Петрова [4, 5], что редукция осадков по площади не является равномер-

ной: около центра дождя осадки убывают намного быстрее, чем на периферии. Следовательно, пространственная корреляционная функция для малых расстояний будет более крутой, и осреднение ее для всех точек неправомерно, как это делается в обычном способе расчета, где не учитывается, на каком расстоянии от центра дождя находятся точки.

Поэтому предлагается предварительно определять условный центр дождя по максимальной наблюдаемой интенсивности, а затем уже производить расчет пространственной корреляционной функции $r(l)$, принимая за пространственную координату l расстояние от этого центра до каждой станции.

Такой расчет пространственной корреляционной функции можно производить не только для интенсивностей, но и для сумм осадков за любые интервалы времени: час, сутки и даже за декаду. В последнем случае, конечно, выделенный центр нельзя назвать условным центром дождя, так как за декаду могут иметь место несколько дождей. Здесь центр будет точкой с максимальным слоем осадков. Заметим, что декадные суммы осадков берутся в многолетнем разрезе по всем станциям для каждой декады отдельно. Это значительно уменьшает влияние сезонного и годового ходов осадков и внутрирядную корреляцию.

Подобный корреляционный анализ будет полезен не столько для определения поля дождя, сколько для расчета поля предшествующего увлажнения и стокоформирующих осадков. Правомерность применения такого подхода к декадным суммам осадков обусловлена тем, что время образования и развития синоптических процессов (естественный синоптический период) соизмеримо с декадой и, следовательно, суммы осадков за одну декаду генетически однородны.

При исследовании структуры поля осадков с выделением условного центра дождя обработка исходной информации производится следующим образом.

Для каждой ситуации определяется местоположение условного центра дождя, соответствующего наибольшим осадкам за расчетный интервал времени. Для этого центра по выбранным значениям максимальных осадков H_{0i} на основе использования многолетней информации находят среднемноголетнее значение осадков в центре дождя $\bar{H}_0$. Условный центр дождя не является закрепленным на территории в многолетнем разрезе, он перемещается от ситуации к ситуации, но при рассмотрении каждого отдельного случая остается неподвижным. Для произвольно заданных диапазонов l_k , представляющих расстояния от центра дождя, определяются значения H_{l_k} , которые затем осредняются.

Таким образом, каждому диапазону l_k для одной ситуации будет соответствовать одно значение H_{l_k} , а по данным за многолетие —

среднемноголетняя величина осадков $\bar{H}_{l_k}$. Для каждого диапазона l_k определяется среднее квадратическое отклонения σ_k и

для ряда максимальных осадков — σ_0 по формулам:

$$\sigma_k = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N_k} (H_{l_{ki}} - \bar{H}_{l_k})^2}{N_k - 1}}, \quad (1)$$

$$\sigma_0 = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (H_{0i} - \bar{H}_0)^2}{N - 1}}, \quad (2)$$

где N — общее число лет наблюдений; N_k — число значений осадков $H_{l_{ki}}$, попавших в k -тую градацию.

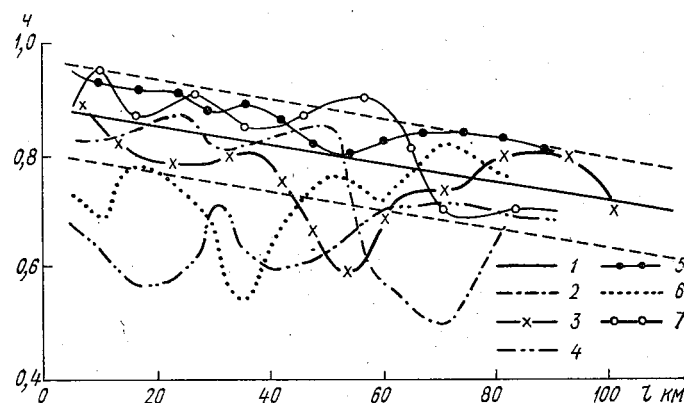


Рисунок. Пространственные корреляционные функции декадных сумм осадков по данным наблюдений ВФ ГГИ, рассчитанные обычным способом (1) и по предлагаемой методике для декад: 2 — 12; 3 — 13; 4 — 15; 5 — 17; 6 — 24, 7 — 29.

Сама пространственная корреляционная функция рассчитывается по формуле

$$r(l_k) = \frac{1}{N_k} \sum_{i=1}^{N_k} \left(\frac{H_{l_{ki}} - \bar{H}_{l_k}}{\sigma_k} \right) \left(\frac{H_{0i} - \bar{H}_0}{\sigma_0} \right). \quad (3)$$

К сожалению, мы успели просчитать только несколько декад. Кроме того, декадные суммы осадков являются, конечно, слишком сглаженными по сравнению со слоями за более короткие интервалы времени, что мешает увидеть различие между двумя способами расчета пространственной корреляционной функции. Однако даже здесь (см. рисунок) все выходы корреляционной функции за доверительный интервал 10 %-ного уровня значимости приходятся на нижнюю границу, как и должно быть, ибо по своему физическому смыслу пространственная корреляционная функция с условным центром дождя более правильно отражает редукцию

осадков по площади и, следовательно, должна проходить ниже той, которая рассчитана обычным способом.

Укажем еще, что расчет пространственной корреляционной функции обычным способом нами не был пока произведен, поэтому для рисунка была взята $r(l)$ из монографии И. В. Литвинова [8], рассчитанная для этого же района и для этих же интервалов времени. Однако списка станций в книге не приведено, поэтому в нашем расчете пространственная корреляционная функция, возможно, пройдет по-другому.

Исследование проводится на основе данных наблюдений Валдайского филиала ГГИ. В дальнейшем предполагается провести подобный анализ по данным метеостанций Европейской территории СССР.

Однако уже на первом этапе расчетов было обнаружено, что нельзя объединять в одной пространственной корреляционной функции годы с большими суммами осадков в центре и с малыми, порядка 1—9 мм за декаду. Распределение дождя по площади с незначительной суммой осадков в центре имеет $r(l)$, близкую к единице, до расстояний 50—80 км. В дальнейшем исследовании планируется рассчитывать $r(l)$ для однородных районов в зависимости от суммы осадков в центре и учитывать это при построении кривой распределения осадков.

Для получения обоснованной кривой распределения нужна генеральная совокупность. Однако малые слои осадков измеряются неточно или вообще могут быть не отмечены метеонаблюдателями. Особенно это существенно при анализе полей осадков. Поэтому для уменьшения ошибок лучше брать для расчета и построения кривых распределения осадков усеченные выборки. Для декадных сумм осадков можно принять точку усечения $x_a = 10$ мм. Вероятность превышения также известна. Она выражается следующим образом:

$$P(x_a) = a/n, \quad (4)$$

где a — число отброшенных лет; n — общее число лет, взятых для исследования.

Учитывая, что при анализе осадков по площади их распределение стремится к нормальному, вполне правомерно сначала привести ряды к нормальному виду, а затем уже производить расчет кривых распределений. Для этого были выведены уравнения для оценки параметров методом наибольшего правдоподобия:

$$x_{0a} = x_0 + \frac{n}{n-a} \frac{\sigma}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x_a - x_0)^2}{2\sigma^2}\right); \quad (5)$$

$$\sigma_a^2 = \sigma^2 + x_0^2 - x_{0a}^2 + \frac{n}{n-a} \frac{\sigma}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x_a - x_0)^2}{2\sigma^2}\right)(x_a + x_0), \quad (6)$$

где x_{0a} и x_0 — средние соответственно для усеченного и полного распределений; σ_a и σ — средние квадратические отклонения для усеченного и полного распределений.

Уравнения решаются методом Ньютона—Рафсона на ЭВМ. Результаты проведенной работы могут быть использованы для моделирования полей осадков при решении гидрологических задач на равнинных территориях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Методика расчета максимальных дождевых расходов воды по кривым редукции осадков.— Труды ГГИ, 1963, вып. 107, с. 3—62.
2. Алексеев Г. А. Схема расчета максимальных дождевых расходов воды по формуле предельной интенсивности стока с помощью кривых редукции осадков и стока.— Труды ГГИ, 1966, вып. 134, с. 55—71.
3. Алексеев Г. А. Объективные статистические методы расчета и обобщения параметров максимального дождевого стока.— Международный симпозиум по паводкам и их расчетам, Л.: Гидрометеиздат, 1969, с. 124—128.
4. Богомазова З. П., Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей Северо-западного района ЕТС.— Труды ГГИ, 1947, вып. 1 (55), с. 39—91.
5. Богомазова З. П., Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей на территории УССР, их хода и распространения по площади.— Труды ГГИ, 1948, вып. 6 (60), с. 104—139.
6. Литвинов И. В. Осадки в атмосфере и на поверхности земли. Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 363 с.

Г. О. Хмаладзе (ТГУ)

ПРИМЕНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ S_v ДЖОНСОНА ДЛЯ ОПИСАНИЯ ПРОЦЕССОВ РЕЧНОГО СТОКА И АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Применение математического аппарата теории случайных функций для описания процесса стока обусловлено влиянием на его формирование многих факторов, являющихся случайными процессами [3].

Однако эти процессы не только обуславливают сток реки, но и сами влияют на водопотребление водохозяйственной системой, хотя в водохозяйственных расчетах принимаются постоянными. Например, в зависимости от осадков (имеющих случайный характер) потребление воды на орошение будет иметь переменное, а не постоянное значение (тут имеется в виду изменчивость из года в год, а не внутри года).

Поэтому в водохозяйственных расчетах следует учитывать и другие случайные составляющие и в первую очередь процесс атмосферных осадков, влияющий на водопотребление различными потребителями. То есть в водохозяйственных расчетах необходимо использовать моделированные ряды речного стока и атмосферных осадков с учетом их взаимосвязи.

При построении моделей водохозяйственных расчетов, которые проводятся по месячным или декадным интервалам времени, для моделирования процессов речного стока и атмосферных осадков

возникает необходимость для каждого интервала осреднения подбирать свою кривую распределения. Задача намного упрощается, если эти процессы описываются одним типом распределения.

Для этой цели можно использовать распределение S_B -Джонсона, которое является наиболее гибким среди других применяемых в гидрологической практике кривых и имеет самую большую область охвата на графике Пирсона.

По этим соображениям этот тип распределения был использован для описания процессов стока рек и атмосферных осадков Алазанской равнины, где для удовлетворения нужд на орошение предполагается регулирование стока р. Алазани и ее притоков путем создания на них водохранилищ.

Плотность распределения S_B Джонсона имеет следующий вид:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_\tau \sqrt{2\pi}} \frac{b-a}{(x-a)(b-x)} \exp \left\{ -\frac{1}{2\sigma_\tau^2} \left[\ln \left(\frac{x-a}{b-x} \right) - m_\tau \right]^2 \right\},$$

где a , b — нижний и верхний пределы; m_τ , σ_τ — математическое ожидание и среднеквадратическое отклонение нормально распределенной величины $\tau = \ln \left(\frac{x-a}{b-x} \right)$ [4].

Одним из основных и сложных вопросов при оценке параметров распределения S_B Джонсона является выбор нижней и верхней границ, которые влияют на форму самой кривой. На практике они определяются путем перебора разных сочетаний пределов и выбираются те из них, которые дают хорошее соответствие эмпирических и теоретических кривых [1].

Критерием оценки лучшего соответствия был взят метод наибольшего правдоподобия Фишера. Метод часто приводит к явным выражениям выборочных значений параметров через статистики там, где метод моментов таких выражений не дает (для нормального закона эти оценки совпадают для обоих методов) [2].

Поиск максимума функции правдоподобия и оценка соответствующих параметров распределения S_B Джонсона на ЭВМ производится по следующей схеме.

На плоскости всех возможных сочетаний a и b ($0 \leq a \leq x_{\min}$, $x_{\max} \leq b < \infty$) перемещается скользящая сетка с девятью точками, в которых производится определение функции L (рис. 1). Сетка перемещается в сторону увеличения значений функции с шагом, равным длине ячейки сетки. Поиск максимума функции L заканчивается, если определенная в центральной точке сетки L больше, чем определенные в боковых точках, и выбираются соответствующие этой точке a и b .

После нахождения максимума функции правдоподобия для определенных a и b происходит поиск максимума вблизи начально избранного значения L с постепенно уменьшающимся шагом поиска.

По параметрам распределения S_B Джонсона, определенным по этой схеме, для месячного стока рр. Алазани, Стори, Иори и ме-

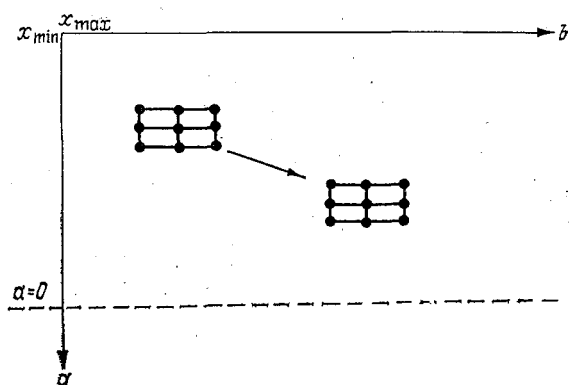


Рис. 1. Схема поиска максимального значения функции правдоподобия для разных сочетаний a и b .

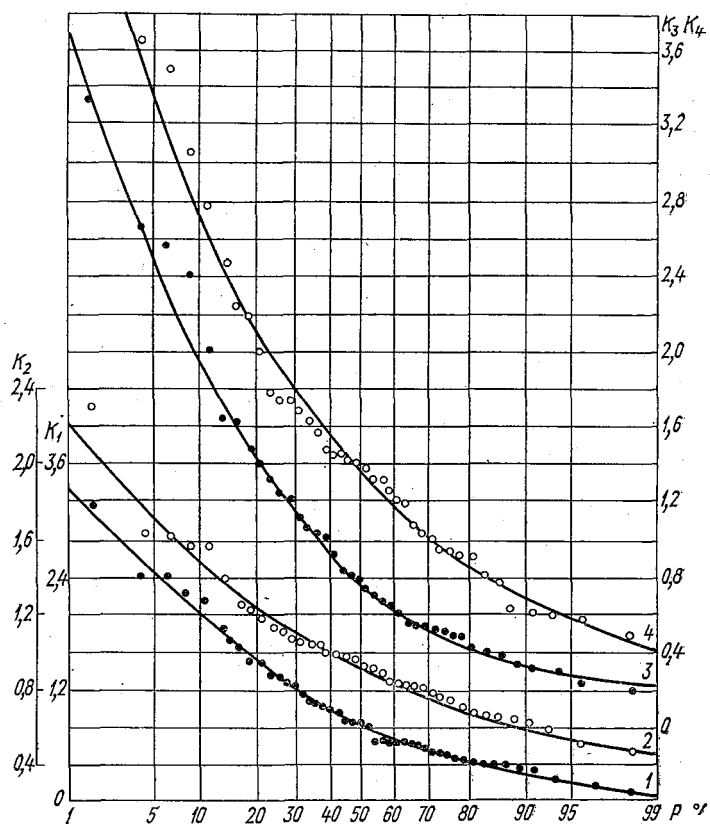


Рис. 2. Эмпирические и теоретические кривые распределения месячных значений стока рек Алазани (2), Илто (3), Стори (4) и атмосферных осадков ст. Телави (1) для июля.

сячных атмосферных осадков по станциям Телави и Цители-Цкаро были построены теоретические кривые. Некоторые из них приводятся на рис. 2, который показывает хорошее соответствие теоретических и эмпирических кривых.

Более строгая оценка соответствия эмпирических и теоретических кривых была проведена с использованием критерия соответствия $n\omega^2$, который основывается непосредственно на наблюдаемых значениях рассматриваемой величины.

Смоделированные с помощью полученных теоретических кривых искусственные ряды стока и атмосферных осадков показали хорошее сохранение параметров и внутренних связей исходного ряда.

В дальнейшем предполагается разработать схему (модель) водохозяйственного расчета с использованием моделированных рядов атмосферных осадков вегетационного периода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григолия Г. Л. Методы оценки параметров распределения S_v Джонсона.— Водные ресурсы, 1979, № 6, с. 63—75.
2. Картвелишвили Н. А. Стохастическая гидрология.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 63 с.
3. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 424 с.
4. Сванидзе Г. Г. Математическое моделирование гидрологических рядов.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 95 с.

Л. И. Любич (ГГИ)

О ВЫЧИСЛЕНИИ ПАРАМЕТРОВ ТРЕХПАРАМЕТРИЧЕСКОГО ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТОДОМ НАИБОЛЬШЕГО ПРАВДОПОДОБИЯ ДЛЯ АНАЛИЗА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ

Настоящая работа посвящена определению параметров трехпараметрического гамма-распределения методом наибольшего правдоподобия. Напомним, что трехпараметрическое гамма-распределение — это распределение с плотностью

$$p(x; x_0; \gamma; b) = \left[\frac{\Gamma(\gamma + b)}{\Gamma(\gamma)} \right]^{\gamma/b} \frac{1}{\Gamma(\gamma) |b| x_0} \left(\frac{x}{x_0} \right)^{\gamma/b-1} \exp \left\{ - \left[\frac{x}{x_0} \frac{\Gamma(\gamma + b)}{\Gamma(\gamma)} \right]^{1/b} \right\}, \quad (1)$$

где x_0 — среднее распределение, а параметры γ и b связаны с коэффициентом вариации C_v и коэффициентом асимметрии C_s сле-

дующими соотношениями:

$$C_v = [\Gamma(\gamma) \Gamma(\gamma + 2b) / \Gamma^2(\gamma + b) - 1]^{1/2}, \quad (2)$$

$$C_s = \frac{\Gamma^2(\gamma) \Gamma(\gamma + 3b) / \Gamma^3(\gamma + b) - 3\Gamma(\gamma) \Gamma(\gamma + 2b) / \Gamma^2(\gamma + b) + 2}{[\Gamma(\gamma) \Gamma(\gamma + 2b) / \Gamma^2(\gamma + b) - 1]^{3/2}}. \quad (3)$$

Это распределение в настоящее время широко применяется в гидрологии. Использовать его для анализа гидрологических рядов было впервые предложено в [3].

Метод наибольшего правдоподобия, предложенный Фишером, состоит в следующем. Пусть $p(x, \theta_1, \dots, \theta_k)$ — функция плотности распределения с неизвестными параметрами $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k$ и $x_1, x_2, \dots, x_n$ — выборка из этого распределения. Функция $\tau(x_1, \dots, x_n; \theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k) = \prod_{i=1}^n p(x_i; \theta_1, \dots, \theta_k)$ называется функцией правдоподобия. Если выборочные значения x_i фиксированы, τ является функцией от аргументов $\theta_1, \dots, \theta_k$. В качестве оценок параметров выбираются такие значения $\theta_1, \dots, \theta_k$, при которых τ достигает максимума. Поскольку функции τ и $\ln \tau = \sum_{i=1}^n \ln p(x_i; \theta_1, \dots, \theta_k)$ достигают максимума в одной и той же точке, то оценки наибольшего правдоподобия для $\theta_1, \dots, \theta_k$ являются решением системы уравнений:

$$\frac{\partial \ln \tau}{\partial \theta_1} = 0, \quad \frac{\partial \ln \tau}{\partial \theta_2} = 0, \quad \dots, \quad \frac{\partial \ln \tau}{\partial \theta_k} = 0. \quad (4)$$

Для трехпараметрического гамма-распределения система (4) сводится к виду [1]:

$$\Phi(b) = \frac{\bar{\lambda}_2}{b} + \ln \frac{b}{\bar{\lambda}_3 - \bar{\lambda}_1 \bar{\lambda}_2} - \psi\left(\frac{b \bar{\lambda}_1}{\bar{\lambda}_3 - \bar{\lambda}_1 \bar{\lambda}_2}\right) = 0, \quad (5)$$

$$\gamma = \frac{b \bar{\lambda}_1}{\bar{\lambda}_3 - \bar{\lambda}_1 \bar{\lambda}_2}, \quad (6)$$

$$x_0 = \frac{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^{1/b}\right)^b}{\gamma^b} \cdot \frac{\Gamma(\gamma + b)}{\Gamma(\gamma)}, \quad (7)$$

где

$$\begin{aligned} \bar{\lambda}_1 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i/x_0)^{1/b}; \quad \bar{\lambda}_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i/x_0); \\ \bar{\lambda}_3 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i/x_0)^{1/b} \ln(x_i/x_0), \\ \psi(\gamma) &= \frac{d \ln \Gamma(\gamma)}{d\gamma}, \end{aligned} \quad (8)$$

$\Gamma(\gamma)$ — гамма-функция Эйлера.

Можно проверить, что $\Phi(b)$ и γ не изменятся, если в выражении для $\tilde{\lambda}_1$, $\tilde{\lambda}_2$ и $\tilde{\lambda}_3$ вместо x_i/x_0 подставить x_i/c для произвольного c . Используя этот факт, упростим уравнения (5) и (6), а именно: выберем c так, чтобы $\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i/c) = 0$. Для этого возьмем c такое, что $\ln c = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln x_i$. Обозначим

$$\lambda_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i}{c}\right)^{1/b}; \quad \lambda_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln \frac{x_i}{c} = 0; \quad (9)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i}{c}\right)^{1/b} \ln \frac{x_i}{c}$$

и подставим эти статистики вместо $\tilde{\lambda}_1$, $\tilde{\lambda}_2$ и $\tilde{\lambda}_3$ в уравнения (5), (6).

Тогда указанные уравнения примут более простой вид:

$$\Phi(b) = \ln(b/\lambda_3) - \psi\left(\frac{b\lambda_1}{\lambda_3}\right) = 0, \quad (10)$$

$$\gamma = \frac{b\lambda_1}{\lambda_3}. \quad (11)$$

Далее предлагается решить уравнение (10) с помощью ЭВМ. Тогда можно будет найти γ из уравнения (11) и x_0 из уравнения (7).

Автору удалось найти два интервала: (a_+, A_+) на положительной полуоси и (A_-, a_-) на отрицательной полуоси, на которых находятся все корни уравнения (10). Чтобы вычислить границы этих интервалов, разложим сначала функцию $\Phi(b)$ в ряд по степеням $1/b$ при больших b . Введем обозначения:

$$y_i = \ln \frac{x_i}{c}, \quad \mu_0 = 1, \quad \mu_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i = 0, \quad \dots, \quad \mu_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i^k.$$

Тогда

$$\left(\frac{x_i}{c}\right)^{1/b} = e^{\frac{1}{b} \ln \frac{x_i}{c}} = e^{\frac{1}{b} y_i} = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{y_i^k}{k! b^k},$$

$$\lambda_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i}{c}\right)^{1/b} = \frac{1}{n} \sum_{k=0}^{\infty} \frac{\mu_k}{k! b^k}, \quad (12)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i}{c}\right)^{1/b} \ln \frac{x_i}{c} = \frac{1}{n} \sum_{k=0}^{\infty} \frac{\mu_{k+1}}{k! b^k}. \quad (13)$$

Используя формулы (12), (13) и асимптотическое разложение для $\psi(\gamma)$ при $\gamma \rightarrow \infty$ [2]

$$\psi(\gamma) = \ln \gamma - \frac{1}{2\gamma} + \sum_{k=1}^{\infty} \frac{B_{2k}}{2k\gamma^{2k}} = \ln \gamma - \frac{1}{2\gamma} + \frac{1}{12\gamma^2} - \frac{1}{120\gamma^4} + \dots$$

(где B_k — числа Бернулли), можно вычислить асимптотику функции $\Phi(b)$ при $b \rightarrow \pm \infty$ и оценку остаточного числа, зная которые можно найти верхнюю по модулю границу для корней.

Пусть известно, что $\Phi(b) \sim Q/b^n$ (т. е. $\Phi(b)/(Q/b^n) \rightarrow 1$ при $b \rightarrow \infty$) и $|\Phi(b) - Q/b^n| < R/b^{n+1}$.

Тогда, если $\Phi(b_0) = 0$, то $|Q/b_0^n| < R/b_0^{n+1}$.

Отсюда $|b_0| < R/Q$.

Раскладывая $\Phi(b)$ в ряд по степеням b в окрестности нуля, можно аналогично получить асимптотику функции $\Phi(b)$ при $b \rightarrow \pm 0$ и найти нижнюю по модулю границу корней. В результате получаем:

$$\Phi(b) \sim \frac{\mu_3}{12b^3} \quad \text{при } b \rightarrow \pm \infty,$$

$$\Phi(b) \sim \ln |b| \quad \text{при } b \rightarrow \pm 0,$$

$$A_+ = \max\left(10r, \frac{31,8\mu_4}{|\mu_3|}\right),$$

$$A_- = -\max\left(10r, \frac{31,8\mu_4}{|\mu_3|}\right),$$

$$a_+ = \min\left(\frac{y_n - y_{n-1}}{\ln[2(y_n - y_1)(n-1)/y_n]}, \frac{0,28y_n}{n}\right),$$

$$a_- = -\min\left(\frac{y_2 - y_1}{\ln[2(y_n - y_1)(n-1)/|y_1|]}, \frac{0,28|y_1|}{n}\right),$$

где $r = \max_{1 \leq i \leq n} |y_i|$, и считается, что $y_1 < y_2 < \dots < y_n$. Если $\mu_3 > 0$, то уравнение (10) обязательно имеет положительный корень, если $\mu_3 < 0$, то оно имеет отрицательный корень (из соображений перемены знака).

В предшествующих работах (см., например, [4]) оценки параметров трехпараметрического гамма-распределения методом наибольшего правдоподобия ищутся как корни уравнения (5) на всей вещественной оси. Приведение этого уравнения к виду (10) и знание ограниченных интервалов, на которых следует искать корень, позволит сделать процесс вычисления на ЭВМ более эффективным и сократит машинное время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блохинов Е. Г. Распределение вероятностей величин речного стока.— М.: Наука, 1974.
2. Градштейн И. С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений.— М.: Наука, 1971.
3. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. О приемах исследования случайных колебаний речного стока.— Труды НИИ Гидрометеослужбы, 1946, сер. 4, вып. 29.
4. Поляков М. М., Вязалов Л. Х. О применении метода наибольшего правдоподобия к трехпараметрическому гамма-распределению.— Водные ресурсы, 1981, № 1, с. 23—33.

О. В. Мезенцева, А. В. Мезенцев (ОСХИ)

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

Прогноз объема весеннего стока рек с заданной заблаговременностью — важный раздел инженерной гидрологии, представляющий существенный практический интерес, особенно в целях обеспечения оптимального использования водных ресурсов в народном хозяйстве. В этом отношении бывает интересен прогноз объема весеннего стока не только в замыкающем створе, но также и его территориальный прогноз.

В области прогноза весеннего стока рек широко известны крупные исследования Б. А. Аполлова, Г. П. Калинина, В. Д. Комарова, Е. Г. Попова, Д. А. Буракова и других ученых-гидрологов. Ими предложено и теоретически обосновано уравнение водного баланса участка земной поверхности с учетом временного аккумуляирования талой воды в отрицательных формах рельефа:

$$Y = H - P. \quad (1)$$

Если рассматривать некоторый участок суши как объект, регулирующий ресурсы увлажнения H , то величиной P можно обозначить суммарные потери стока талых вод, меняющиеся год от года. Потери стока за период половодья могут и не достигать максимального значения. Пределы изменения элементов уравнения (1):

$$\begin{aligned} 0 \leq H < \infty; \quad 0 \leq Y \leq H; \\ 0 \leq P \leq P_0; \quad 0 \leq P_0 \leq P_m. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь H — суммарное увлажнение за осенне-зимне-весенний период; Y — весенний сток; P — суммарные потери стока на поверхностное задержание, инфильтрацию и испарение; P_m — максимальная водовместимость или регулирующая емкость участка суши; P_{oc} — заполненная к началу зимы часть максимальной водовместимости; P_0 — свободная на начало зимы водовместимость или регулирующая емкость участка суши, равная разности P_m и P_{oc} .

В уравнении (1) известной величиной можно считать лишь H , полагая, что этот элемент может быть представлен суммой осадков за определенный период (например, с октября по март) или влагозапасами в снеге к началу половодья в сумме с осадками (или без них) за период таяния. Сток же Y и действительные потери P неизвестны.

Если элементы уравнения (1) выразить в долях P_0 и обозначить

$$\rho_H = H/P_0; \quad \rho_Y = Y/P_0; \quad \rho_P = P/P_0,$$

то оно примет вид

$$\rho_Y = \rho_H - \rho_P, \quad (3)$$

а пределы изменения его элементов станут следующими:

$$\begin{aligned} 0 \leq \rho_H < \infty; \quad 0 \leq \rho_Y \leq \rho_H; \\ 0 \leq \rho_P \leq 1; \quad \rho_m \geq 1. \end{aligned} \quad (4)$$

Дифференцируя уравнение (3) по ρ_H , получим

$$\frac{\partial \rho_Y}{\partial \rho_H} = 1 - \frac{\partial \rho_P}{\partial \rho_H}, \quad (5)$$

т. е. получим две частные зависимости $\rho_Y(\rho_H)$ и $\rho_P(\rho_H)$, производные которых, то есть тангенсы углов наклона касательных, дополняют друг друга до единицы и, следовательно, имеют пределы изменения

$$0 \leq \frac{\partial \rho_Y}{\partial \rho_H} \leq 1 \quad \text{и} \quad 0 \leq \frac{\partial \rho_P}{\partial \rho_H} \leq 1. \quad (6)$$

В связи с многофакторностью процесса стока физически и математически точное выражение частных зависимостей $\rho_Y(\rho_H)$ и $\rho_P(\rho_H)$ невозможно. Поэтому приходится прибегать к аппроксимации такого рода связей.

Обычно в практике гидропрогнозов уравнение (3) решается с помощью дифференциальных уравнений

$$\rho_Y'(\rho_H) = \frac{d\rho_Y}{d\rho_H} = 1 - e^{-\rho_H} \quad (7)$$

и

$$\rho_Y'(\rho_H) = \frac{d\rho_Y}{d\rho_H} = 1 - \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \rho_H}, \quad (8)$$

где e — основание натуральных логарифмов; ch — символ гиперболического косинуса. Однако каждое из данных решений отвечает лишь каким-то одним физико-географическим условиям формиро-

вания стока. Схемой, лишенной этого существенного недостатка, является зависимость

$$\rho_Y'(\rho_H) = \frac{d\rho_Y}{d\rho_H} = 1 - (1 + \rho_H^n)^{-(n+1)/n}, \quad (9)$$

где n — параметр, учитывающий ландшафтные различия условий формирования стока (уклонов и шероховатости водосборов).

Уравнения (7), (8) и (9) физически изображают интегральное распределение интенсивности увеличения стока с ростом доли действующей части площади водосбора [1, 5].

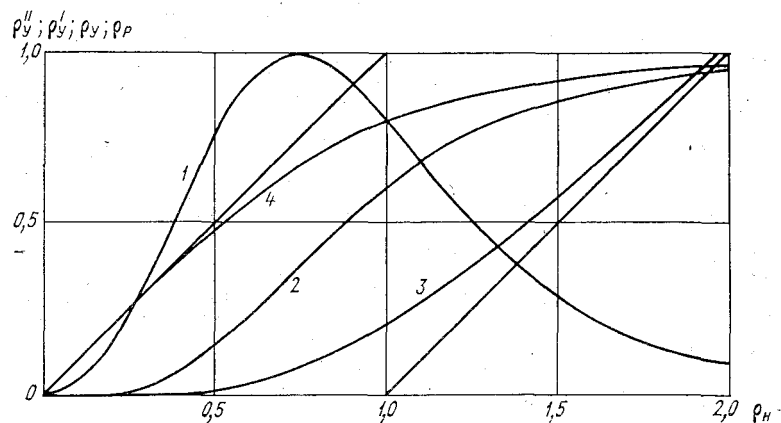


Рисунок. Графики зависимостей: 1 — $\rho_Y''(\rho_H)$; 2 — $\rho_Y'(\rho_H)$; 3 — $\rho_Y(\rho_H)$; 4 — $\rho_P(\rho_H)$ при $n=3$.

Очевидно, производные этих уравнений являются дифференциальными кривыми распределения интенсивности стока в зависимости от изменения доли действующей площади водосбора. Так, производная уравнения (9) имеет вид

$$\rho_Y''(\rho_H) = (n+1)\rho_H^{n-1}(1 + \rho_H^n)^{-(2n+1)/n}. \quad (10)$$

Интегрирование уравнения (9) с помощью подстановки $t = \rho_H^{-n}$ приводит к зависимости

$$\rho_Y = \rho_H - (1 + \rho_H^{-n})^{-1/n}, \quad (11)$$

в которой второе слагаемое правой части представляет величину потерь части ресурсов увлажнения за зимне-весенний период:

$$\rho_P = (1 + \rho_H^{-n})^{-1/n} \quad (12)$$

На рисунке приведены кривые $\rho_Y''(\rho_H)$, $\rho_Y'(\rho_H)$, $\rho_Y(\rho_H)$ и $\rho_P(\rho_H)$ при $n=3$.

Интегрирование уравнений (7), (8) и (9) с учетом принятых обозначений приводит соответственно к зависимостям:

$$Y = H - P_0 (1 - e^{-H/P_0}), \quad (13)$$

$$Y = H - P_0 \operatorname{th} H/P_0, \quad (14)$$

$$Y = H - P_0 \left[1 + \left(\frac{H}{P_0} \right)^{-n} \right]^{-1/n}, \quad (15)$$

где th — символ гиперболического тангенса. Параметр n в данном случае может быть определен из уравнения (15) при условии полной соразмерности ресурсов увлажнения с размерами регулирующей емкости участка суши, т. е. когда $H = P_0$. Зависимость (16) показывает связь данного параметра с коэффициентом весеннего стока в условиях равенства

$$n = - \frac{0,301}{\lg (1 - \eta_0)}. \quad (16)$$

Из-за отсутствия данных об η_0 параметр n приходится аппроксимировать зависимостями, которые физически достаточно правильно отображали бы его сущность, учитывая уклон и шероховатость склонов водосбора. В качестве косвенной характеристики шероховатости склонов водосбора предлагается использовать залесенность водосбора. При этом зависимость должна учитывать реальные пределы изменения параметра n от 1 до 4.

В качестве расчетной была принята зависимость

$$n = \frac{3 + 0,01f_{\text{л}}}{1 + i} \quad (17)$$

где $f_{\text{л}}$ — залесенность бассейна, %; i — средневзвешенный уклон водосбора в долях единицы.

Следует отметить, что полученная форма записи уравнения водного баланса в виде зависимости (15) в отличие от связей (13) и (14) дает возможность получить выражение P_0 в явном виде и вычислить его по имеющимся данным об увлажнении H и стоке Y :

$$P_0 = H \left[\left(1 - \frac{Y}{H} \right)^{-n} - 1 \right]^{-1/n}. \quad (18)$$

Что касается P_m , то эту величину можно установить только косвенным путем. Вместе с тем ясно, что P_m и P_0 связаны балансовым уравнением

$$P_0 = P_m - P_{\text{ос}}. \quad (19)$$

Величина P_m определяется главным образом свободной емкостью активного почвенного слоя h , поры которого могут заполняться легкоподвижной влагой, т. е.

$$P_m = hW_{\text{нв}} (V_{\text{пв}} - V_{\text{мг}}), \quad (20)$$

где h — мощность активного слоя почвы, м; $W_{\text{нв}}$ — наименьшая влагоемкость метрового слоя почвы, мм; $V_{\text{пв}}$ — полная влагоем-

кость почвы в долях $W_{\text{нв}}$; $V_{\text{мг}}$ — максимальная гигроскопичность в долях $W_{\text{нв}}$.

По аналогии с P_m заполненную к началу зимы часть водовместимости можно выразить в виде

$$P_{\text{ос}} = hW_{\text{нв}}(V_{\text{ос}} - V_{\text{мг}}), \quad (21)$$

где $V_{\text{ос}}$ — относительная влажность почвы на начало зимы в долях $W_{\text{нв}}$. Подставляя выражения (20) и (21) в зависимость (19), получим

$$P_0 = hW_{\text{нв}}(V_{\text{пв}} - V_{\text{ос}}). \quad (22)$$

Мощность активного почвенного слоя h определяется из приравнивания правых частей зависимостей (18) и (22)

$$h = \frac{H[(1 - Y/H)^{-n} - 1]^{-1/n}}{W_{\text{нв}}(V_{\text{пв}} - V_{\text{ос}})}. \quad (23)$$

Для ряда метеостанций Алтайского края были выполнены расчеты h по ежегодным данным об осадках, весеннем стоке и влажности почвы, полученным по методу гидролого-климатических расчетов. Как показал анализ выполненных расчетов, среднемноголетняя мощность активного слоя может быть получена по среднемноголетним значениям суммарного увлажнения, весеннего стока и влажности почвы: H , Y и $V_{\text{ос}}$. Полученные таким образом средние многолетние значения h могут быть картированы и в дальнейшем использованы для расчета свободной регулирующей емкости по известной предзимней влажности почвы для каждого расчетного года по зависимости

$$P'_0 = \bar{h}W_{\text{нв}}(V_{\text{пв}} - V_{\text{ос}}). \quad (24)$$

При подстановке P'_0 в зависимость (12) получим величину прогнозируемого стока.

Проверка использования среднемноголетних значений мощности активного слоя $\bar{h}$ показала достаточно высокое качество прогноза. Так, при использовании данных об осадках за период ноябрь—март ($H_{\text{XI-III}}$) с учетом влажности почвы на 1 ноября ($V_{1/\text{XI}}$) для прогноза весеннего стока за апрель—июнь ($Y_{\text{IV-VI}}$) критерий качества S/σ составил 0,4—0,6. При использовании осадков за октябрь—апрель ($H_{\text{X-IV}}$) и влажности почвы на 1 октября ($V_{1/\text{X}}$) критерий качества прогноза весеннего стока за апрель—июнь ($Y_{\text{IV-VI}}$) был в пределах 0,20—0,35. В первом случае заблаговременность была три месяца, во втором — двухмесячная.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллолов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 420 с.
2. Бефани Н. Ф., Калинин Г. П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.— 390 с.

3. Бураков Д. А. Гидрологический анализ весеннего половодья в лесной зоне Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Вопросы географии Сибири, Изд. Томского ун-та, 1978, вып. 10, с. 69—90.
4. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия формирования и методы прогнозов.— М.: Гидрометеиздат, 1959.— 295 с.
5. Попов Е. Г. Гидрологические прогнозы.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 256 с.
6. Мезенцев В. С. Расчеты водного баланса.— Учебное пособие, изд. Омского СХИ, 1976,— 74 с.
7. Мезенцева О. В. Оценка водных ресурсов весеннего стока в южном междуречье Обь—Енисей.— В сб. Гидролого-мелиоративные расчеты и характеристики некоторых районов Сибири и Казахстана. Изд. Омского СХИ, 1983, с. 23—26.
8. Мезенцев А. В. О прогнозе весеннего стока в бассейне р. Алей.— В сб. Гидролого-мелиоративные расчеты и характеристики некоторых районов Сибири и Казахстана. Изд. Омского СХИ, 1983, с. 27—29.
9. Мезенцев А. В., Мезенцева О. В. К методике прогноза объема весеннего стока.— География и природные ресурсы, 1984, № 4, с. 121—125.

Н. А. Сперанская (ГГИ)

ИЗМЕНЕНИЕ ВО ВРЕМЕНИ СПЕКТРАЛЬНОЙ И ГАРМОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ СТОКА РЕК СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Исследования статистической структуры рядов годового стока и построения моделей такого процесса развивались в работах С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля [4], Г. Г. Сванидзе [11], Ю. М. АLEXИНА [1, 2], А. В. Рождественского [10], Д. Я. Ратковича [9], В. Е. Привальского [5] и многих других. Основные статистические характеристики этих рядов, такие как корреляционные функции и спектры, оценены достаточно надежно.

Интерес представляет исследование временной изменчивости гармонической и статистической структуры рядов годового стока. Анализ проводился с помощью методов теории стационарных случайных процессов. Алгоритм и подробное обоснование методики даны в [3, 7]. Вычисления производились в следующем порядке: периодограмма—спектр—корреляционная функция. Периодограмма рассчитывалась по одной из схем быстрого преобразования Фурье, а спектр оценивался сглаживанием периодограммы при помощи регрессионных фильтров [7]. Значения периодограммы и спектров представлены в процентах от оценки дисперсии анализируемых временных рядов.

Для исследования изменчивости спектральных и корреляционных оценок каждый ряд разбивался на 30-летние интервалы, сдвигаемые друг относительно друга на 5 лет, и наблюдения на каждом временном интервале исследовались отдельно.

В работе [8] приведены результаты подобного анализа по 100 створам на реках СССР, имеющим достаточно длинные (60—90 лет) ряды наблюдений.

Источником информации о гидрологическом режиме рек территории СССР явился архив временных рядов годового стока по 5,7 тыс. постам, созданный в ГГИ на основе справочника «Основные гидрологические характеристики» [6]. Этот архив на магнитной ленте был любезно предоставлен нам А. В. Рождественским и его сотрудниками.

Анализ изменяющихся во времени периодограмм и оценок спектральных плотностей для 100 отобранных створов [8] позволил проследить основную особенность спектральной структуры: увеличение мощности колебаний с периодами больше 10 лет при использовании данных 30—40-х годов. Наглядно это можно видеть на рис. 1, где приведена динамика изменения мощности таких колебаний для 14 створов, имеющих ряды наблюдений больше 75 лет.

Такой анализ спектральных и корреляционных характеристик и исследование их осредненных величин по отдельным 30-леткам позволяет сделать некоторые выводы относительно статистических моделей временных рядов стока.

Ряды стока для периодов, не включающих наблюдения за 30—40-е годы, с достаточной точностью представляют собой «белый шум». Наблюдения за весь период допускают аппроксимацию авторегрессионной моделью первого порядка, как это было отмечено в [4, 5, 9].

В качестве модели временных рядов стока за интервал наблюдений, включающий 30—40-е годы, можно выбрать модель типа «сигнал плюс шум» [14].

В общем случае (из [14]) уровень сигнала равен

$$\alpha = \sigma_s^2 / (\sigma_N^2 + \sigma_s^2), \quad (1)$$

где σ_s^2 — дисперсия сигнала; σ_N^2 — дисперсия белого шума.

Полагая, что сигнал может быть представлен авторегрессионной моделью 1-го порядка, имеем:

$$\alpha = \rho^2(1)/\rho(2). \quad (2)$$

Тогда среднее значение уровня сигнала временных рядов стока, включающих 30—40-е годы, равно приблизительно 0,77 ($\alpha = 0,28^2/0,11$). Другими словами: на коррелированную компоненту приходится примерно 77 %, а на белый шум — 23 % дисперсии.

Чтобы проследить общую тенденцию изменения стока наблюдения на отдельных 30-летних интервалах аппроксимировались прямой $a + bt$; при этом оценивалась статистическая значимость параметра b . Следует иметь в виду, что линейная модель тренда является условной и не может характеризовать изменения стока в будущем. Такая модель характеризует средний тренд за рассматриваемый интервал времени.

Оценки параметра b были рассчитаны для нормированных величин — $(X_i - \bar{X})/\sigma$, где $\bar{X}$ — оценка среднего стока за анализируемый интервал наблюдений, σ — оценка стандарта, X_i — сами наблюдения.

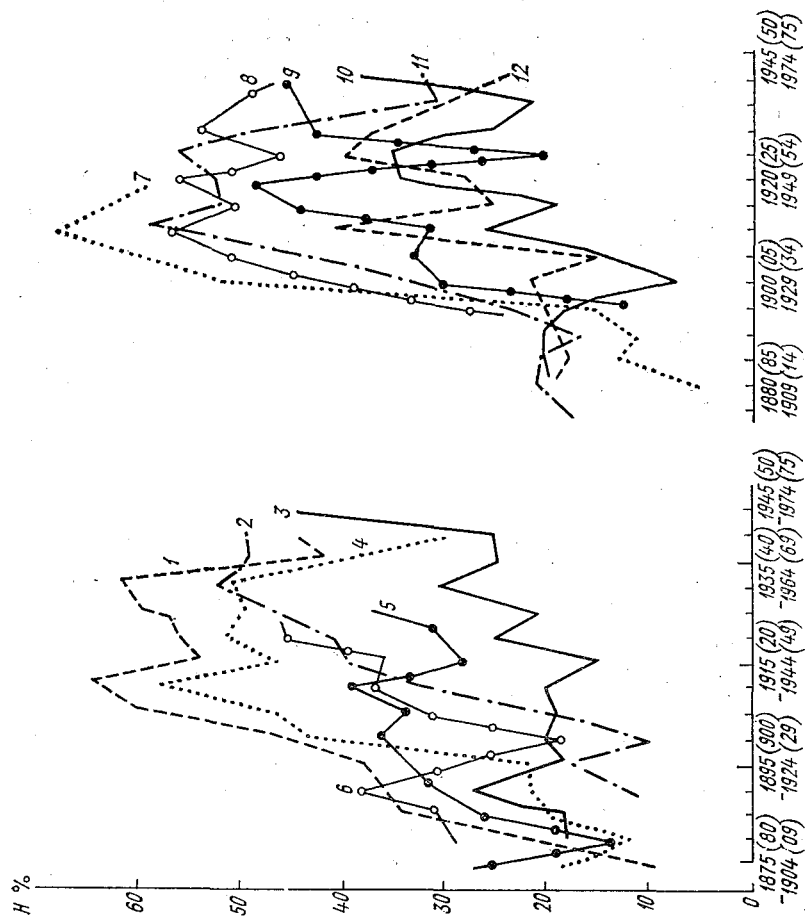


Рис. 1. Динамика изменения мощности низких частот (H) для некоторых створов рек СССР (в процентах дисперсии).

Створы: 1 — Уфа, 2 — Усть-Ишим, 3 — Рабанья, 4 — Горький, 5 — Калач-на-Дону, 6 — Кременчук, 7 — Пермь, 8 — Ирбит, 9 — Хабаровск, 10 — Мозырь, 11 — Киров, 12 — Горелуха.

На рис. 2 *a, б* приведены оценки параметра *b*, полученные по полным рядам наблюдений для всех 100 створов, и по последним 30 годам (до 1975 года).

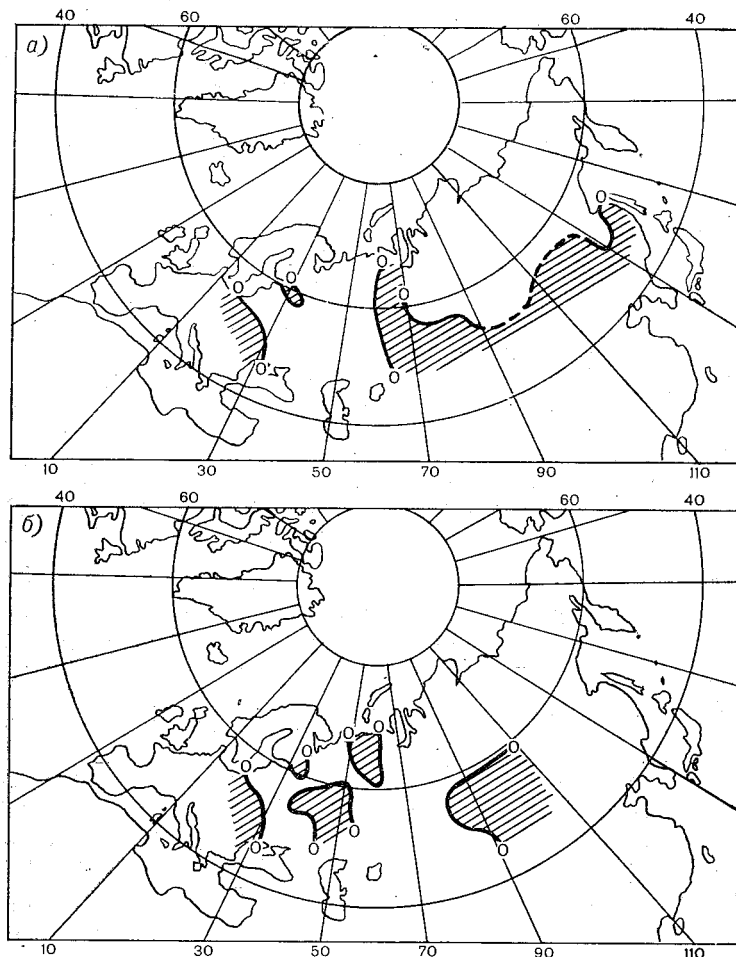


Рис. 2. Оценки параметра *b*, полученные по полным рядам наблюдений (*a*) и по последним 30 годам (*б*).

Величина оценок параметра *b* невелика и колеблется в пределах $\pm 0,02$. Для большинства постов статистическая значимость полученных оценок больше 70 %. Области небольшого роста стока в бассейнах Печеры и Невы, на юго-западе Европейской территории Союза, в верховьях Енисея и бассейне Амура прослеживаются для двух временных интервалов. В последней 30-летке области повышения стока на ЕТС несколько увеличиваются по площади и появляется область небольших положительных значений параметра

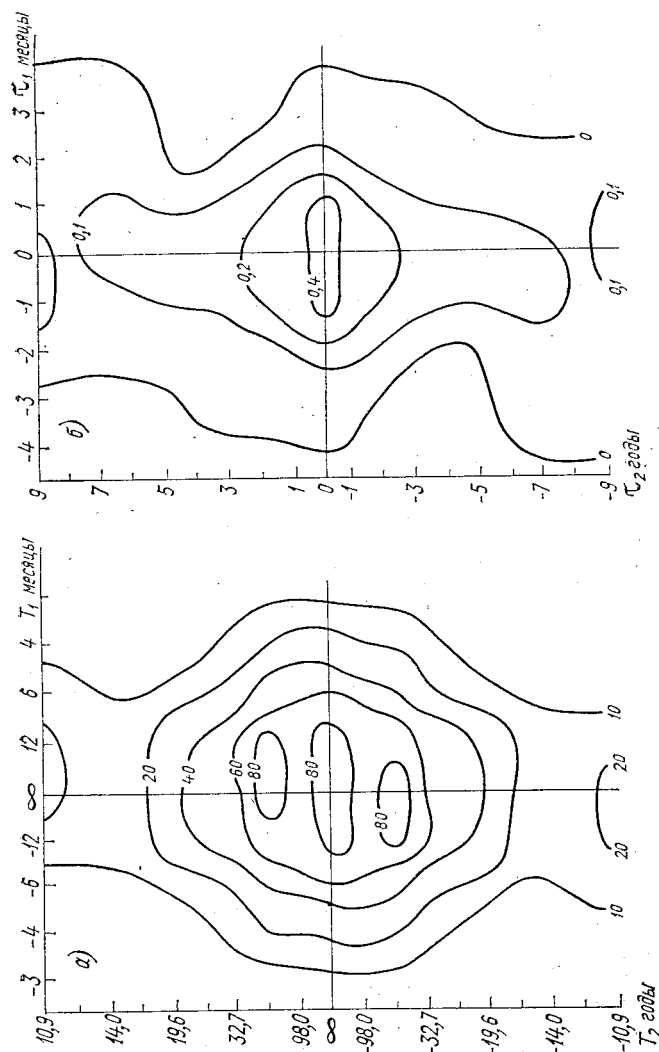


Рис. 3. Центральные части двумерных спектров (а) и двумерных корреляционных функций (б) поля среднемесячных расходов для поста г. Горький.

b в среднем течении Волги и ее бассейне (реки Вятка, Ока, Клязьма). Смена знака тренда во втором интервале происходит в бассейне Тобола и в среднем течении Оби. Общие тенденции, полученные по рядам наблюдений, удовлетворительно согласуются с результатами работы [13], где, наряду с другими исследованиями, были получены оценки изменения стока некоторых рек СССР под влиянием антропогенного воздействия.

Анализ изменчивости спектральных характеристик годовых значений стока показал, что в 30—40-е годы спектральная структура временных рядов изменилась, и основная изменчивость (до 65 %) обуславливалась наличием относительно мощных колебаний с периодами больше 10—15 лет. Такая перестройка спектральной структуры временных рядов объясняется, по-видимому, изменением глобального термического режима (потепление в 30-х годах).

Для более подробного изучения внутригодовой и межгодовой изменчивости были рассмотрены временные ряды средних месячных расходов воды для отдельных рек. При этом каждый временной ряд рассматривался как случайное поле, где изменения вдоль оси абсцисс идут с шагом в один месяц, а по оси ординат — с шагом в один год [12]. При анализе из временных рядов отфильтровывался годовой ход.

Для 8 постов, расположенных на Волге, Доне, Западной Двине, Припяти и некоторых других, были получены двумерные спектральные и корреляционные характеристики.

На рис. 3 $a, б$ приведены оценки спектральных плотностей и корреляционных функций, полученных по всему периоду наблюдений, для поста г. Горький (р. Волга).

Из приведенных данных видно наличие сложной внутригодовой и межгодовой статистической зависимости наблюдений. Значимая корреляция прослеживается не только между месяцами одного года и смежными годами, но и между смежными месяцами соседних лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике.— Изд. МГУ, 1963.— 86 с.
2. Алехин Ю. М. Об общих корреляционных функциях естественных макропроцессов.— Труды ЛГМИ, 1965, вып. 23, с. 41—47.
3. Елисеева И. Б., Котельникова Л. В., Поляк И. И. Программа статистического анализа временных метеорологических рядов.— Труды ГГО, 1978, вып. 409, с. 71—74.
4. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. К вопросу об оценке вероятной повторяемости гидрологических величин.— Метеорология и гидрология, 1957, № 3, с. 52—53.
5. Музылев С. В., Привальный В. Е., Раткович Д. Я. Статистические модели в инженерной гидрологии.— М.: Наука, 1982.— 184 с.
6. Основные гидрологические характеристики.— Л.: Гидрометеиздат, 1966—1980.
7. Поляк И. И. Численные методы анализа наблюдений.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 212 с.

8. Поляк И. И., Сперанская Н. А. К оцениванию временной изменчивости стока рек Советского Союза.— Метеорология и гидрология, 1985, № 4, с. 79—84.

9. Раткович Д. Я. Многолетние колебания речного стока.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 255 с.

10. Рождественский А. В. Статистический анализ циклических колебаний некоторых стоковых рядов.— Труды ЛГМИ, 1960, вып. 26.

11. Сванидзе Г. Г. Основы расчета регулирования речного стока методом Монте-Карло.— Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1964.— 371 с.

12. Шахмейстер В. А. Программа спектрального анализа однородного случайного поля.— Труды ГГО, 1981, вып. 437, с. 27—32.

13. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 302 с.

14. Parzen E. Time Series Analysis for Models of Signal Plus White Noise.— In: Spectral Analysis of Time Series/ed. B. Harris. N.Y.; London; San Francisco; J. Wiley, Sons, 1966, p. 233—257.

Р. И. Петрова (ОГМИ)

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИКРОРЕЛЬЕФА УЧАСТКОВ СКЛОНОВ

Одним из факторов, влияющим на процесс трансформации дождевых осадков в сток, является микрорельеф речных склонов, формирующийся в результате сельскохозяйственной обработки полей. Влияние микрорельефа на процесс стокообразования неоднозначно. Одна из форм проявления этого влияния состоит в задержании некоторой доли стекающей по склонам воды в микропонижениях на поверхности почвы. Очевидно, что при осадках малой интенсивности и продолжительности эти потери невелики. Но для стокообразующих дождей, которые в большинстве случаев являются многопиковыми, наполнение емкости и сработка ее на впитывание и испарение происходит неоднократно, следовательно, потери стока увеличиваются и их необходимо учитывать.

Для количественной оценки потерь стока на склонах за счет микрорельефа нужно знать емкость микродепрессий на склонах с различным характером угодий и уклонами и функции распределения емкости по площади и в зависимости от количества поступивших осадков. Так как непосредственно измерить слой аккумулярованной на поверхности почвы воды сложно, сделана попытка определить емкость микродепрессий на основе отметок поверхности почвы.

Условные отметки поверхности почвы определяются по данным полевых измерений микрорельефа на участках склонов размером 4×6 м с дискретностью 0,1 м в горизонтальной плоскости с помощью микрорельефомера (специального устройства механического типа). Поля отметок поверхности почвы получены для 45 экспериментальных площадок, микрорельеф которых представлен семью видами угодий (паром с поперечной и продольной рас-

пашкой, зерновыми культурами, жнивьем, кукурузой, подсолнечником, томатами) и уклонами от 5 до 250 ‰. Так как микрорельеф склонов формируется под воздействием большого числа факторов, поля отметок поверхности почвы можно рассматривать как реализации случайных функций и применять к их исследованию методы математической статистики, в частности, корреляционный и спектральный анализы.

Условные отметки поверхности почвы $H(l)$ в любой точке пространства к фиксированный момент времени могут быть представлены в виде

$$H(l) = h_0(l) + h(l), \quad (1)$$

где $h_0(l)$ — детерминированная составляющая; $h(l)$ — случайная составляющая; l — координата расстояния.

Детерминированную составляющую можно представить в виде ряда

$$h_0(l) = H_0 + \sum_{i=1}^m H_i \cos(k_i l - \theta_i). \quad (2)$$

Здесь m — число гармонических составляющих (при $m=0$ величина $h_0(l)$ постоянна и соответствует математическому ожиданию H_0); H_i — амплитуды; θ_i — фазы соответствующих гармоник; k_i — волновые числа.

В дальнейшем анализе рассматриваются центрированные ряды, состоящие из случайных величин

$$h(l) = H(l) - h_0(l). \quad (3)$$

Анализ однородности полей отметок поверхности почвы выполнялся на основании критерия инверсий [5] и для 36 реализаций, удовлетворяющих этому критерию, вычислялись функции автокорреляции и спектральные плотности в соответствии с алгоритмом, описанным, например, в [2—4]. Двумерность исходных реализаций позволила вычислить спектры микрорельефа для направлений $\theta = 0$ и $\theta = 1/2$ рад (соответственно спектры продольных и поперечных профилей микрорельефа). Были получены также накопленные спектры, определяемые как текущие суммы площадей, ограниченных спектральными кривыми [2].

Анализ графиков автокорреляционных функций, спектральных плотностей и накопленных спектров продольных и поперечных профилей микрорельефа позволил разделить все исследуемые реализации на четыре группы.

Для определения максимальной емкости микродепрессий также использовались отметки поверхности почвы. Значения $R_{\text{макс}}$ для различных видов угодий и уклонов, вычисленные в соответствии со специально разработанным алгоритмом на ЭВМ ЕС-1022, составили 2—48 мм. Наибольшие значения максимальной емкости микродепрессий соответствуют пару при поперечном расположении борозд, а наименьшие — жнивью и пару с продольными бороз-

дами. Далее значения максимальной емкости для каждой экспериментальной площадки наносились на единую зависимость от среднего уклона площадки (см. рисунок). На графике прослеживается убывание $P_{\text{макс}}$ с увеличением уклона. Анализ расположения точек на графике связи $P_{\text{макс}} = f(I)$ с учетом характера автокорреляционных функций спектральных плотностей позволил выделить четыре типа микрорельефа склонов и выразить для каж-

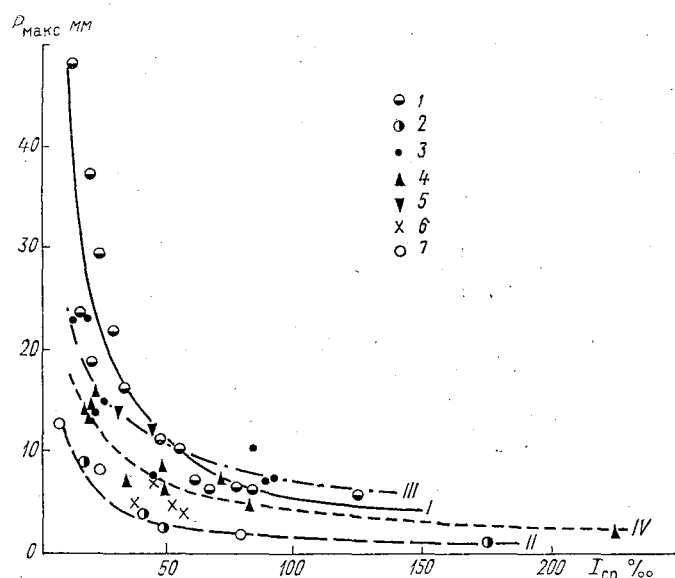


Рисунок. Зависимость максимальной емкости микродепрессий от уклона для пара с поперечной (I) и продольной (II) распашкой склона, зерновых (III) и пропашных (IV) культур.

I — пар, поперечная распашка; 2 — пар, продольная распашка; 3 — зерновые; 4 — кукуруза; 5 — подсолнечник; 6 — томаты; 7 — жнивьё.

дого из них зависимость максимальной емкости микродепрессий от среднего уклона в виде

$$P_{\text{макс}} = aI^m. \quad (4)$$

Здесь a и m — оценки параметров, полученные по методу наименьших квадратов [1]; m — параметр, указывающий на быстроту убывания величины $P_{\text{макс}}$ с увеличением уклона; a — параметр, характеризующий положение линии связи относительно оси абсцисс; I — средний уклон площадки (промилле). В таблице приведены параметры формулы максимальной емкости микродепрессий для четырех типов поверхностей и значения корреляционных отношений η , с помощью которых оцениваются полученные зависимости.

Высокие значения корреляционного отношения свидетельствуют о том, что уравнение (1) хорошо отражает зависимость $P_{\text{макс}} =$

Параметры формулы максимальной емкости микродепрессий

Тип поверхности	Параметр		η
	a	m	
Пар, поперечная распашка	408	-0,930	0,92
Пар, продольная распашка	89,1	-0,876	0,81
Зерновые культуры	86,3	-0,539	0,90
Пропашные культуры	104	-0,684	0,83

$=f(I)$ и может быть рекомендовано для определения максимальной емкости микродепрессий на склонах с различным характером сельскохозяйственных угодий по данным о среднем уклоне склона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афифи А., Эйзен С. Статистический анализ: Подход с использованием ЭВМ. Пер. с англ.—М.: Мир, 1982.—488 с.
2. Бат М. Спектральный анализ в геофизике.—Пер. с англ. М.: Недра, 1980.—535 с.
3. Бендат Дж., Пирсол А. Применения корреляционного и спектрального анализа.—Пер. с англ.—М.: Мир, 1983.—312 с.
4. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—424 с.
5. Химмельблау Д. Анализ процессов статистическими методами. Пер. с англ. М.: Мир, 1973.

Л. Н. Меерович (ГГИ)

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОЛЯ МУТНОСТИ В НЕВСКОЙ ГУБЕ

Для вычисления распространения взвешенных веществ в Невской губе может быть использована двумерная нестационарная модель процессов адвективного и турбулентного переноса, учитывающая также процессы взмыва и осаждения взвешенных веществ. В основе модели лежит уравнение турбулентной диффузии, которое для отдельных фракций взвешенных наносов записывается в следующем виде:

$$\frac{\partial s}{\partial t} + v_x \frac{\partial s}{\partial x} + v_y \frac{\partial s}{\partial y} = D \left(\frac{\partial^2 s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} \right) + \varphi_{\text{взм}} - \varphi_{\text{ос}} \quad (1)$$

В этом уравнении s — осредненная по глубине концентрация данной фракции взвешенных веществ; t — время; x и y — координаты; v_x и v_y — составляющие вектора скорости; D — коэффициент турбулентной дисперсии. Функции $\varphi_{\text{взм}}$ и $\varphi_{\text{ос}}$ описывают изменение

концентрации взвешенных веществ за счет процессов взмыва со дна и осаждения. Зависимости для их определения приведены в работе [2]:

$$\varphi_{\text{взм}} = \varepsilon (s_{\text{взм}} - s) 1/H, \quad (2)$$

$$\varphi_{\text{ос}} = us/H. \quad (3)$$

Здесь H — глубина водоема; u — средняя гидравлическая крупность данной фракции взвешенных наносов; ε — параметр, имеющий размерность скорости и зависящий от u , скорости течения и коэффициента Шези C [2]; $s_{\text{взм}}$ — мутность взмыва, она зависит от скорости течения, параметров ветрового волнения, H , C и содержания данной фракции во взвешиваемых наносах. Полная мутность находится как сумма мутностей отдельных фракций.

В качестве краевых задаются следующие условия:

$$\left. \frac{\partial s}{\partial n} \right|_{\Gamma_1} = \left. \frac{\partial s}{\partial n} \right|_{\Gamma_2} = 0; \quad s|_{\Gamma_3} = s_1(x, y); \quad s|_{t=0} = s_2(x, y), \quad (4)$$

где Γ_1 — участки твердой границы области решения; Γ_2 — участки жидкой границы между губой и восточной частью Финского залива; n — нормаль к границе области решения; Γ_3 — участки жидкой границы, соответствующие местам впадения рукавов Невы; $s_1(x, y)$ — концентрация рассматриваемой фракции в рукавах Невы; $s_2(x, y)$ — начальное распределение концентрации.

Для численного решения уравнения турбулентной диффузии применяется явная конечно-разностная схема. Используется так называемая «разнесенная» сетка, в которой узлы, где вычисляются (или задаются) значения составляющих вектора скорости течения, расположены между узлами, где определяются концентрации. Область решения разбивается на квадраты со стороной Δx . Все наносы разделяются по крупности на несколько фракций, для каждой фракции определяется средняя гидравлическая крупность. Если обозначить индексами i и j значения величин в расчетной клетке с номерами i и j вдоль осей x и y , а индексом k — значения на k -м шаге по времени, основное расчетное уравнение модели, записанное для отдельной фракции наносов, примет вид

$$s_{ij}^{k+1} = s_{ij}^k + \sum_{l=1}^4 \varphi_{ijl}^k + (\varphi_{\text{взм}} - \varphi_{\text{ос}})_{ij}^k \Delta t. \quad (5)$$

Здесь Δt — шаг по времени; φ_{ijl}^k — функции, описывающие изменение концентрации в клетке за время Δt , обусловленное адвективным и турбулентным переносом через l -тую грань. Выражения для этих функций получены путем разностной аппроксимации соответствующих членов дифференциального уравнения (1). При этом первые производные аппроксимируются направленными разностями против потока.

Формулы для расчета взмыва и осаждения взвешенных наносов легко преобразуются к виду

$$\varphi_{\text{взм}} - \varphi_{\text{ос}} = \frac{\beta}{H} (s_p - s), \quad (6)$$

где $\beta = u + \varepsilon$ (индексы i, j, k здесь и далее опущены) s_p — «равновесная» концентрация, соответствующая состоянию динамического равновесия между взмывом и осаждением и определяемая по формуле

$$s_p = \frac{\varepsilon}{u + \varepsilon} S_{\text{взм}}. \quad (7)$$

Частная мутность взмыва данной фракции $s_{\text{взм}}$ рассчитывается при помощи соотношения

$$s_{\text{взм}} = \frac{\alpha_{\text{взм}}}{100} S_{\text{взм}}; \quad (8)$$

здесь $\alpha_{\text{взм}}$ — процентное содержание данной фракции во взвешиваемых наносах; $S_{\text{взм}}$ — полная мутность взмыва (кг/м^3), вычисляемая по формуле [2]

$$S_{\text{взм}} = 0,15 \frac{N}{H} (v_H + v_{\text{орбH}})^2, \quad (9)$$

где $N = MC/g$ — безразмерное характеристическое число ($M = 0,7C + 6$), v_H — абсолютное значение скорости течения у дна (м/с); $v_{\text{орбH}}$ — абсолютное значение орбитальной скорости волнового движения у дна (м/с); $v_{\text{орбH}}$ определяется в зависимости от параметров волнения

$$v_{\text{орбH}} = \frac{2h}{T_0 \operatorname{sh} \frac{2\pi H}{L}}, \quad (10)$$

где T_0 — период волны; h — высота волны; L — длина волны. Для расчета параметров волнения применялись формулы Лабзовского [3], поскольку их проще использовать при составлении алгоритма для ЭВМ. Сопоставление результатов расчета по этим формулам и по широко используемой методике Браславского [1] показало для условий Невской губы удовлетворительное совпадение искомых величин. v_H рассчитывается по формуле [2]

$$v_H = \eta v_{\text{ср}}, \quad (11)$$

здесь $v_{\text{ср}}$ — средняя по глубине скорость течения; η — безразмерный параметр:

$$\eta = \frac{0,53C - 4,1}{C - 2}. \quad (12)$$

Граница взвешиваемых фракций донных наносов определяется по предельной гидравлической крупности $u_{\text{пр}}$, которая должна

быть равна максимальному значению вертикальной пульсации скорости [2]:

$$u_{\text{пр}} = 3 \left(\frac{v_{\text{ср}}}{\sqrt{N}} + \frac{v_{\text{орбН}}}{\sqrt{\frac{2500}{h}}} \right). \quad (13)$$

Зная $u_{\text{пр}}$, гидравлические крупности отдельных фракций и их процентное содержание в донных отложениях, можно рассчитать $\alpha_{\text{взм}}$, методика расчета описана в монографии [2].

Отметим, что выражение для потока наносов на границе раздела донные отложения—вода, аналогичное формуле (6), используется в работе [4]. Однако параметры β и s_p определялись авторами этой работы эмпирически и принимались постоянными для отдельных участков водоема. Использование предлагаемых формул для β и s_p позволяет детальнее учитывать их изменчивость в пространстве.

Модель реализована в виде программ на языке ФОРТРАН для ЭВМ ЕС-1022. В качестве исходных данных для расчетов необходимо задавать поля глубин и скоростей течения в водоеме, направление и скорость ветра, гранулометрический состав донных отложений. Численные эксперименты на модели проводились с использованием сеточной области, где пространственный шаг составлял 2 км. Осредненное по глубине поле скорости течения, необходимое для расчетов, вычислялось путем решения уравнения для функции полных потоков [5], при задании граничных условий использовались результаты расчетов по модели ИСЭП [6]. Поля течений считались стационарными. Соответствующие стационарные поля мутности рассчитывались методом установления. В качестве начальных условий задавались концентрации, равные s_p . Гранулометрический состав донных отложений задавался на основании анализов проб донных отложений, отобранных в Невской губе.

На рисунке приведены поля мутности, полученные путем расчета для средних гидрометеорологических условий (западный ветер со скоростью 5 м/с, расход Невы $Q = 2500 \text{ м}^3/\text{с}$) и путем осреднения по времени данных натурных съемок 1981—1983 гг.

Результаты расчетов позволяют сделать следующие выводы:

1. Сравнение рассчитанных полей мутности с натурными данными показывает, что в целом совпадение можно считать удовлетворительным.

2. Чувствительность данной модели к гранулометрическому составу донных отложений достаточно велика. Поэтому погрешность, обусловленная ошибками при задании гранулометрического состава, может оказаться значительной. Ошибки эти связаны с недостаточным пространственным разрешением при отборе проб донных отложений. Кроме того, существенным оказывается выбор границ фракций, на которые разделяются наносы. Точность расчетов увеличивается с увеличением числа фракций. При ограниченной возможности его увеличения следует учитывать только те

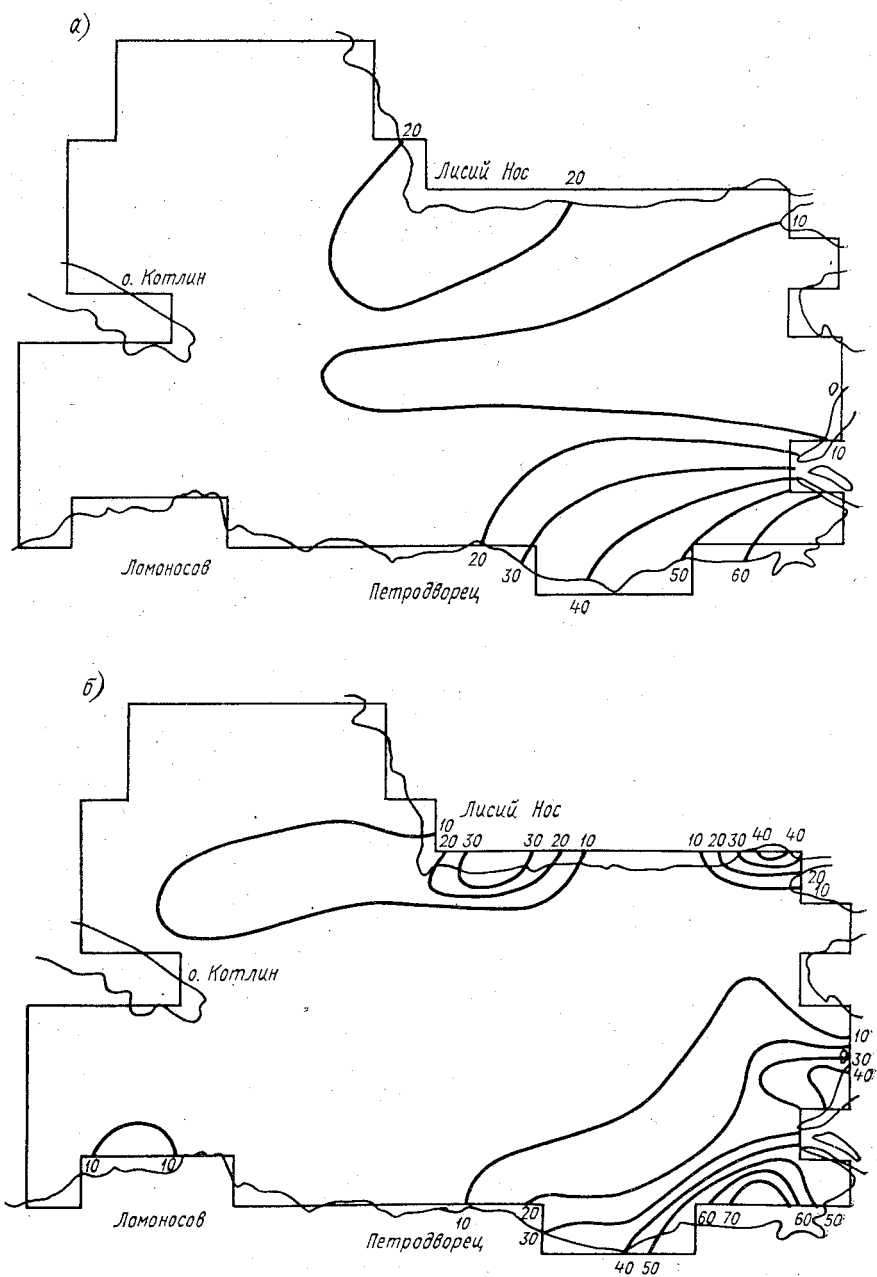


Рисунок. Поля мутности (г/м^3) в Невской губе.

а — по данным натурных съемок 1981—1983 гг.; б — расчет для средних гидрометеорологических условий.

из них, которые в данных условиях могут переходить во взвешенное состояние. В наших расчетах такими оказались фракции с диаметрами, меньшими 0,1 мм.

3. Преобладающее влияние на поле мутности оказывают процессы взмыва и осаждения наносов. Процессы диффузии и переноса существенно влияют лишь на распространение наиболее мелких фракций, диаметры которых меньше 0,01 мм. Вследствие этого мелкие фракции могут стать причиной загрязнения восточной части Финского залива, обусловленного процессами сорбции.

4. При скоростях ветра, близких к среднеклиматическому для данного региона значению (около 5 м/с), в среднем по акватории влияние на поле мутности ветро-волнового взмучивания приблизительно совпадает с влиянием взмучивания, обусловленного течениями. При больших скоростях ветра влияние ветро-волнового взмучивания становится преобладающим (здесь не имеются в виду случаи сгона).

5. Разработанная модель распространения взвешенных веществ в Невской губе может быть использована для расчета поля мутности, оценки вторичного загрязнения и влияния взвешенных наносов на качество воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П. Расчет ветровых волн.— Труды ГГИ, 1952, вып. 35 (89), с. 94—158.
2. Караушев А. В. Теория и методы расчета речных наносов.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 272 с.
3. Лабзовский Н. А. Расчет элементов волн в озерах и водохранилищах.— Труды ГГИ, 1976, вып. 231, с. 126—143.
4. Лик У. Перенос загрязняющих веществ в оз. Эри.— В кн.: Математическое моделирование водных экосистем. Труды сов.-амер. симпозиума. Л., Гидрометеиздат, 1981, с. 220—249.
5. Меерович Л. Н. К вопросу моделирования течений в мелководном проточном водоеме применительно к задаче о разбавлении сточных вод.— В кн.: Охрана окружающей среды от загрязнения промышленными выбросами ЦБП: Межвуз. сб. научн. трудов. Л., ЛТА, 1982, вып. 10, с. 51—54.
6. Руховец Л. А. Математическое моделирование водообмена и распространения примесей в Невской губе.— Метеорология и гидрология, 1982, № 7, с. 78—87.

Р. М. Ведом (ЭУГКС)

К ВОПРОСУ О КОЛИЧЕСТВЕННОМ СООТВЕТСТВИИ ВЕЛИЧИН ОСНОВНЫХ РЕЖИМНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СТОЧНЫХ ОЗЕР

Вопрос о количественном соответствии таких режимных характеристик сточных озер, как сток из озера M , амплитуда колебания его уровня A и показатель площади водоема K возник в результате исследования зависимости коэффициента емкости β от пока-

зателя площади водоема и изменения этой зависимости во времени и по территории. Основная цель исследования сводилась к следующему: во-первых, выявить закономерности изменения коэффициента емкости озера по территории для получения возможности определять этот показатель (в случае необходимости) для любого неизученного озера; во-вторых, определить возможности практического использования выявленных закономерностей, их значимость для теории и практики гидрологических расчетов.

Вычисления коэффициентов емкости производились по формуле, предложенной В. Г. Андреяновым еще в 1960 г. [1]:

$$\beta = W_{\text{сл}}/W_0 = \frac{AF_{\text{оз}} \cdot 1000}{F_{\text{вдсб}} M \cdot 31,5} \quad (1)$$

Заменяя отношение площадей показателем площади водоема K , определяемым по формуле З. А. Викулиной [2]

$$K = F_{\text{оз}}/(F_{\text{вдсб}} - F_{\text{оз}}), \quad (2)$$

получим окончательный вариант расчетной формулы для β :

$$\beta = W_{\text{сл}}/W_0 = \frac{AK \cdot 1000}{(1 + K) M \cdot 31,5}, \quad (3)$$

где $W_{\text{сл}}$ — объем сливной призмы озера, м³; W_0 — объем стока из озера, м³; A — амплитуда колебания уровня воды в озере, м; M — сток из озера, л/(с·км²); K — показатель площади водоема, вычисленный по формуле (2) (где $F_{\text{оз}}$ — площадь зеркала озера, соответствующая расчетному уровню, км²; $F_{\text{вдсб}}$ — площадь водосбора в створе учета стока, км²).

При рассмотрении изменения зависимости $\beta = f(K)$ по территории все характеристики определялись по данным многолетних наблюдений, т. е. в формулу (3) вошли средние за период наблюдений параметры. В качестве расчетных были приняты озера с ненарушенным естественным режимом, общим числом 81, с площадями водосборов от 0,3 до 280 350 км², расположенные на территории СССР. В результате сделано предположение о существовании для озер одной зоны или региона так называемой условно-нормальной зависимости $\beta = f(K)$, обусловленной зональными факторами климата и не зависящей от абсолютных размеров озер (рис. 1 а).

Принимая полученные для расчетных регионов условно-нормальные кривые зависимости за исходные, простым пересчетом по формуле (3) получаем зависимости $M_0 = f(A_{\text{ср}}, K)$ для этих регионов (рис. 1 б—г), которые не только иллюстрируют региональную норму соотношений основных режимных характеристик сточных озер, влияние их относительных размеров на эффект гашения амплитуды колебания уровня протекающей реки, но и могут быть использованы для определения неизвестных характеристик сточного озера — амплитуды или стока, по известным стоку и амплитуде. Координаты пересечения кривых зависимости с осью стока

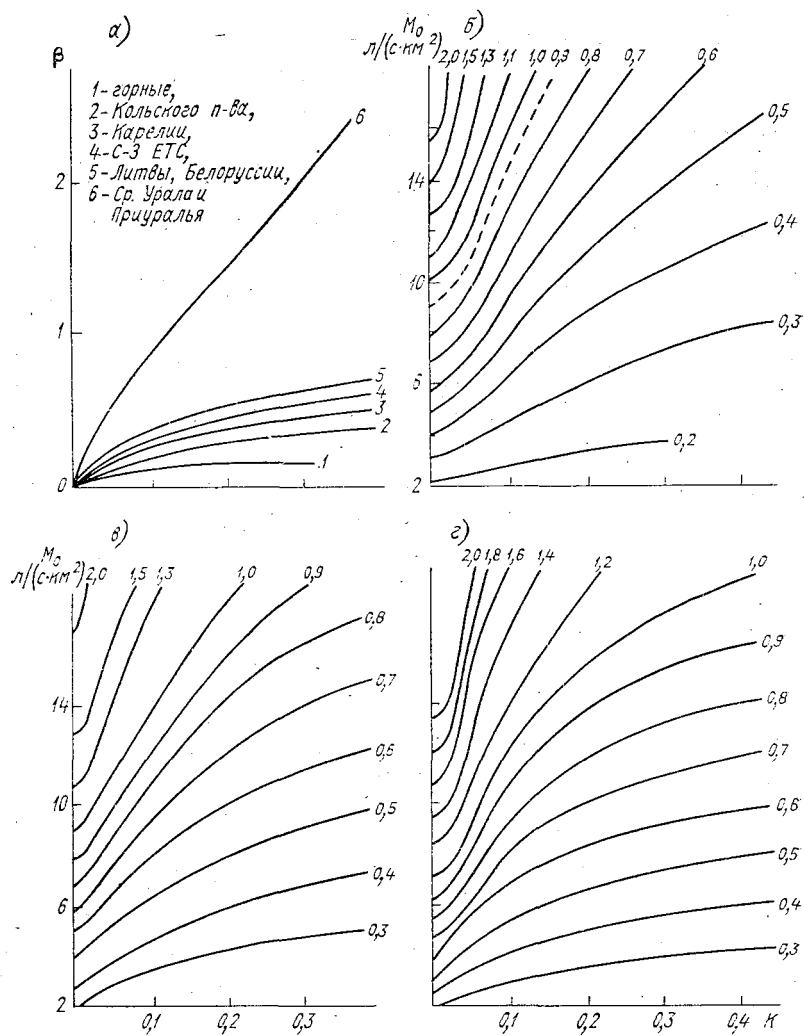


Рис. 1. Условно нормативные кривые зависимости $\beta=f(K)$ для озер различных регионов ЕТС (а) и региональные нормы соотношений многолетнего стока из озер (M_0), амплитуды колебаний их уровней (цифры у кривых) и показателя площади водоемов (K) для озер Кольского полуострова (б), Карелии (в) и Северо-Запада ЕТС (г).

(M_0) соответствуют условной норме соотношений величин режимных характеристик безозерных рек рассматриваемого региона. Систематизация отклонений фактических характеристик от их условных норм по обуславливающим факторам подстилающей поверхности на водосборе и в истоке из озера выявила, прежде всего, очевидную недостаточность данных для количественной оценки

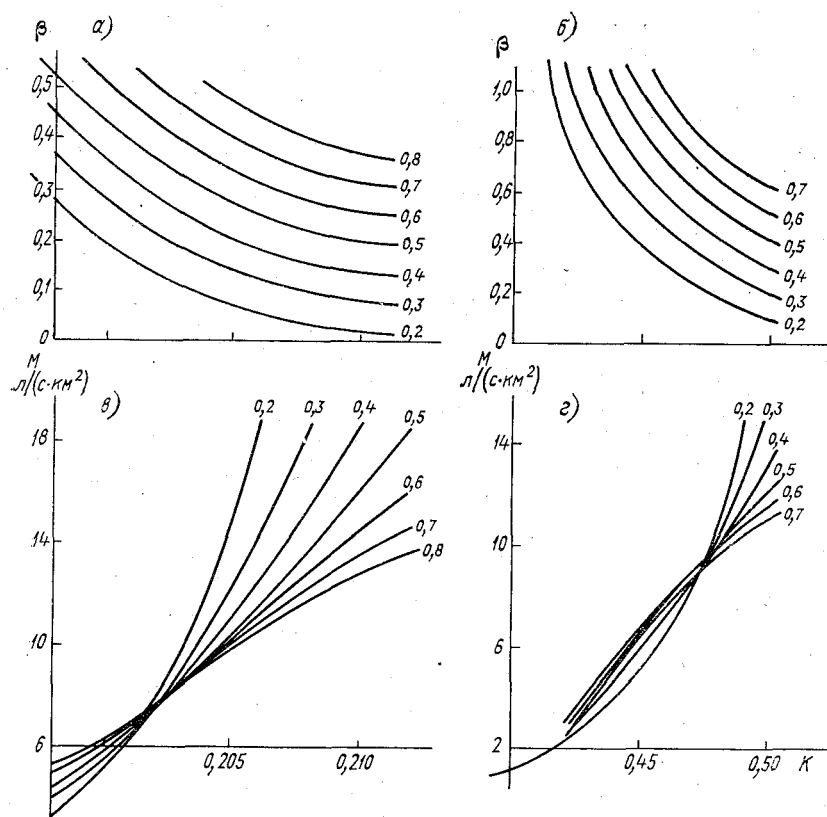


Рис. 2. Зависимости погодичных значений коэффициента емкости (β) и стока из озера (M) от амплитуды колебания уровня воды (цифры у кривых) и показателя площади водоема K для озер Сям-озеро (а, в) и Самро (б, г).

влияния этих факторов (одна-две точки на фактор). Но уже сейчас можно сказать, что интенсивность влияния их более всего зависит от площади водосбора, что, вероятно, позволит использовать в качестве расчетных как озерные, так и безозерные водосборы.

Не менее интересные результаты получены при исследовании изменения коэффициента емкости во времени (рис. 2 а, б) с использованием погодичных величин всех расчетных характеристик, в том числе и площади зеркала. Погодичные зависимости $M =$

$=f(A, K)$ (рис. 2 в, г) для расчетного озера могут использоваться при продлении стокового ряда по уровенному, и наоборот, до длины, достаточной для статистической обработки, лишь по озерам, переменный подпор в истоке которых — явление крайне редкое и незначительное (длина исходного ряда может быть не более 8—10 лет). Средняя ошибка определения многолетнего значения стока по восстановленному ряду не превышает 1—2 %, наибольшая 4,5 %.

Типизация параметров кривых погодичных зависимостей по обуславливающим факторам пока невозможна из-за крайней недостаточности исходных данных.

ВЫВОДЫ

1. Для всех сточных и проточных водоемов и озеровидных расширений, независимо от их форм и абсолютных размеров, существуют нормы соотношений основных режимных характеристик, обусловленные зональными географо-климатическими факторами.

2. Установление этих норм для озер различных регионов есть определение количественного критерия для последующей оценки величины и знака влияния различных факторов подстилающей поверхности на режим стока не только на озерных, но и безозерных водосборах (при $K=0$).

3. Возможность расшифровки количественных характеристик режима в истоке из озера как суммы известных составляющих позволяет полагать, что исток из озера — это наиболее рациональное место для организации гидрологических наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В. Г. Внутригодовое распределение речного стока. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 327 с.
2. Викулина З. А. Водный баланс озер и водохранилищ СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 175 с.

А. В. Иванов (ГГИ)

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВСТРЕЧНЫХ РАЗНОПЛОТНОСТНЫХ ПОТОКОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ КОЭФФИЦИЕНТАХ ТУРБУЛЕНТНОЙ ВЯЗКОСТИ

Встречные взаимодействующие разноплотностные потоки встречаются в эстуариях и прудах-охладителях. В таких водоемах более тяжелые воды заходят «клином» под натекающие на них менее тяжелые. Моделирование вертикального распределения температуры и солености важно с экологической и народнохозяйственной точек зрения.

Численные эксперименты проводились на двумерной в вертикальной плоскости гидродинамической модели [2]. В силу существования стратификации двумерная модель наиболее удобна. Перенос массы по вертикали в этой модели происходит лишь за счет турбулентности, несмотря на то, что на реальной условной «границе» между разноплотностными потоками существует более сложное течение, имеющее конвективный, сильно неустойчивый характер, который также моделируется турбулентными членами. Так как роль турбулентности для определения параметров потока очень велика, то необходим анализ существующей взаимосвязи между различными заданиями коэффициента турбулентной вязкости и структурой потока. В частности, такой анализ необходим для приспособления данного класса моделей к реальным объектам.

Численные эксперименты ставились следующим образом. С одной стороны в моделируемую область втекает более легкая жидкость под действием уклона водной поверхности (дно без наклона), с другой стороны задано распределение плотности по вертикали с увеличением ее ко дну. За счет горизонтального градиента плотности возникает противоположно направленный поток более плотных вод. Таким образом, более плотные воды, протекая по дну, постепенно смешиваются с менее плотными и выносятся обратно.

Эксперименты проводились при следующих вертикальных коэффициентах турбулентной вязкости k :

I. $k = \text{const}$.

Анализ показал:

1. Случай хорошего перемешивания — плотность по вертикали практически постоянна (нейтральная стратификация). Имеет место противоток, так как существует горизонтальный градиент плотности, который отражен соответствующим членом в уравнении движения.

2. При изменении k поле скорости изменяется больше, чем поле плотности.

3. При малых постоянных k может возникать слабая стратификация.

II. k находится из аналитического решения уравнения энергии турбулентности с масштабом турбулентности, предложенным в работе [1]:

$$c \frac{b^{3/2}}{l} = k (\partial u / \partial z)^2 - (gk / \sigma \rho_0) (\partial \rho / \partial z)$$

$$k = l \sqrt{b}, \quad l = (l_1 + \kappa z) \left(1 - \frac{z}{h}\right) + l_0,$$

где u — проекция скорости на координату, параллельную дну; b — энергия турбулентности; ρ — плотность; ρ_0 — среднее значение плотности; σ — постоянная Прандтля; c — параметр диссипации; g — ускорение свободного падения; l — масштаб турбулентности;

l_0 — масштаб турбулентности на дне; l_1 — масштаб турбулентности на поверхности; z — вертикальная координата, направленная вниз; h — глубина; κ — постоянная Кармана.

Анализ экспериментов показал:

1. Удалось получить случай слабо перемешанного водоема с хорошо выраженной стратификацией.

2. Точке перехода профиля скорости через ноль соответствует максимальный градиент плотности.

3. Касательное напряжение вблизи дна имеет ярко выраженный пик и следовательно дно оказывает основное влияние на торможение более плотных вод.

4. Под максимальным градиентом плотности скорость быстро возрастает.

5. При уменьшении параметра диссипации максимальные в сечениях k и b возрастают.

Таким образом, даже анализ такой простой модели взаимодействия разноплотностных потоков выявляет ряд полезных закономерностей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вагер Б. Г., Симонов В. В. К вопросу о расчете строения мелкого водоема. Труды ГГО, 1970, вып. 257, с. 12—25.
2. Русин И. Н., Святский А. З. Профильная гидродинамическая модель галоклина в Обской губе.— Труды ААНИИ, 1983, т. 387, с. 88—97.

В. Е. Леонов (ГГИ)

ОПЫТ РАСЧЕТА НЕУСТАНОВИВШЕГОСЯ ДВИЖЕНИЯ ВОДЫ НА р. СУХОНЕ

В связи с изучением возможности перераспределения стока р. Сухоны в р. Волгу возникла необходимость оценки изменения уровней и расходов воды р. Сухоны с выдачей соответствующих рекомендаций и правил по отъему стока.

Один из вариантов предусматривает создание ниже г. Тотьма Камчугского гидроузла на р. Сухоне с забором воды в районе Шлюза Знаменитого.

Оценить изменение уровней и расходов воды возможно лишь на основе действующей модели неустновившегося движения воды. Своеобразие движения воды в р. Сухоне заключается в том, что от створа с. Наремы до Шлюза Знаменитого в естественных условиях в период весеннего половодья наблюдаются обратные течения воды. В проектных условиях обратные течения усилятся.

В качестве отправной точки моделирования движения воды по р. Сухоне от Шлюза Знаменитого до д. Камчуг нами принята одномерная система уравнений Сен-Венана, применяемая к каждому из семи выделенных расчетных участков [6]. Систему

запишем в форме дискретного аналога дифференциальных уравнений движения и непрерывности без учета инерционных членов.

Уравнение движения для расчетного участка имеет вид

$$\frac{(Q_{в\text{ кон}} + Q_{н\text{ кон}})}{2} = \frac{K_{ср\text{ кон}}}{\sqrt{\Delta L}} \sqrt{(z_{в\text{ кон}} - z_{н\text{ кон}})}, \quad (1)$$

где $Q_{в\text{ кон}}$, $Q_{н\text{ кон}}$ — расходы воды на момент времени $t_{\text{кон}}$ в верхнем и нижнем створах расчетного участка; $z_{в\text{ кон}}$, $z_{н\text{ кон}}$ — уровни воды на момент времени $t_{\text{кон}}$ в верхнем и нижнем створах расчетного участка; $k_{ср\text{ кон}}$ — средний гидравлический модуль на расчетном участке на момент времени $t_{\text{кон}}$; ΔL — длина расчетного участка.

Запишем также уравнение водного баланса для участка реки:

$$\frac{W_{\text{кон}}}{\Delta t} = \frac{W_{\text{нач}}}{\Delta t} + \frac{Q_{в\text{ нач}} + Q_{в\text{ кон}}}{2} + \bar{Q}_{\text{бок}} - \frac{(Q_{н\text{ нач}} + Q_{н\text{ кон}})}{2}, \quad (2)$$

где $W_{\text{нач}}$ и $W_{\text{кон}}$ — объемы воды на участке соответственно на начальный $t_{\text{нач}}$ и конечный $t_{\text{кон}}$ моменты времени; $\Delta t = t_{\text{кон}} - t_{\text{нач}}$ — расчетный интервал времени между конечным и начальным моментами времени; $Q_{в\text{ нач}}$ и $Q_{н\text{ нач}}$ — расходы воды в момент времени $t_{\text{нач}}$ в верхнем и нижнем створах расчетного участка; $\bar{Q}_{\text{бок}}$ — средний за интервал времени Δt расход бокового притока на участке.

Для совместного решения уравнений (1) и (2) в литературе используются различные методы [1—4]. Нами для решения уравнений (1) и (2) на ЭВМ в пределах каждого участка была реализована численная схема, аналогичная [1], и схема, основанная на разложении в ряд Тейлора функций объемов и опорных кривых, предложенная сотрудниками ЛГУ В. Б. Невзоровым и Я. Ю. Никитиным.

Численная схема решения состоит в следующем. Перепишем уравнения (1) и (2) в следующей удобной для решения форме:

$$Q_{н\text{ кон}} = 2 \frac{K_{ср\text{ кон}}}{\sqrt{\Delta L}} \sqrt{2(z_{ср\text{ кон}} - z_{н\text{ кон}})} - Q_{в\text{ кон}}, \quad (3)$$

где

$$z_{ср\text{ кон}} = \frac{z_{в\text{ кон}} + z_{н\text{ кон}}}{2};$$

$$Q_{н\text{ кон}} = Q_{в\text{ кон}} + Q_{в\text{ нач}} + 2\bar{Q}_{\text{бок}} - Q_{н\text{ нач}} + 2 \frac{W_{\text{нач}}}{\Delta t} - 2 \frac{W_{\text{кон}}}{\Delta t}. \quad (4)$$

В уравнениях (3) и (4) неизвестными считаются $Q_{н\text{ кон}}$ и $z_{в\text{ кон}}$. Уравнения решаются относительно неизвестных методом последовательных приближений, т. е. ищется точка, в которой значения $Q_{н\text{ кон}}$ при заданном $z_{ср\text{ кон}}$ совпадают по уравнениям (3) и (4). Величины $Q_{н\text{ нач}}$, $Q_{в\text{ нач}}$, $z_{н\text{ нач}}$ и $z_{в\text{ нач}}$ задаются на первом шаге начальными условиями, величины $Q_{в\text{ кон}}$ и $z_{н\text{ кон}}$ определены заданием граничных условий. Кроме граничных и начальных условий, на протяжении всего периода расчета полагается известной боковая приточность. Величины W и $k_{ср}$ определяются по их зависи-

мости от среднего уровня $z_{\text{ср}}$, т. е. соответственно по кривой объемов и опорной кривой [6]. Блок-схема программы, реализующей расчет по уравнениям (3) и (4), и текст программы на языке Фортран-IV приведены в [6].

Суть метода, основанного на разложении в ряд Тейлора функций объемов и опорных кривых заключается в следующем. Запишем уравнения (1) и (2) в форме

$$(Q_{\text{в кон}} + Q_{\text{н кон}})^2 = 4 \frac{K_{\text{ср кон}}^2}{\Delta L} (z_{\text{в кон}} - z_{\text{н кон}}), \quad (5)$$

$$(Q_{\text{в кон}} + Q_{\text{н кон}}) = 2Q_{\text{в кон}} + Q_{\text{в нач}} + 2\bar{Q}_{\text{бок}} + 2 \frac{W_{\text{нач}}}{\Delta t} - 2 \frac{W_{\text{кон}}}{\Delta t}. \quad (6)$$

Далее введем для удобства обозначение:

$$\varphi = K_{\text{ср}}^2 / \Delta L. \quad (7)$$

Произведем разложение в ряд Тейлора функций φ и W относительно известных их значений в момент времени $t_{\text{нач}}$ и, пренебрегая всеми членами, кроме линейных, получим:

$$\varphi_{\text{кон}} = \varphi_{\text{нач}} + (z_{\text{ср кон}} - z_{\text{ср нач}}) \frac{d\varphi_{\text{нач}}}{dz_{\text{ср нач}}} + R_{1\varphi}, \quad (8)$$

$$W_{\text{кон}} = W_{\text{нач}} + (z_{\text{ср кон}} - z_{\text{ср нач}}) \frac{dW_{\text{нач}}}{dz_{\text{ср нач}}} + R_{1W}, \quad (9)$$

где $R_{1\varphi}$, R_{1W} — остаточные члены (ошибки аппроксимации функций рядом Тейлора).

Подставим (8) в (5):

$$(Q_{\text{в кон}} + Q_{\text{н кон}})^2 = 4 \left[\varphi_{\text{нач}} + \frac{(z_{\text{в кон}} + z_{\text{н кон}} - z_{\text{в нач}} - z_{\text{н нач}})}{2} \times \right. \\ \left. \times \frac{d\varphi_{\text{нач}}}{dz_{\text{ср нач}}} + R_{1\varphi} \right] (z_{\text{в кон}} - z_{\text{н кон}}), \quad (10)$$

$$(Q_{\text{в кон}} + Q_{\text{н кон}})^2 = 4\varphi_{\text{нач}} (z_{\text{в кон}} - z_{\text{н кон}}) + 2(z_{\text{в кон}} + z_{\text{н кон}} - z_{\text{в нач}} - z_{\text{н нач}}) \frac{d\varphi_{\text{нач}}}{dz_{\text{ср нач}}} (z_{\text{в кон}} - z_{\text{н кон}}) + 4R_{1\varphi} (z_{\text{в кон}} - z_{\text{н кон}}). \quad (11)$$

Рассмотрим (11) без последнего члена. После преобразования имеем

$$(Q_{\text{в кон}} + Q_{\text{н кон}})^2 = az_{\text{в кон}}^2 + bz_{\text{в кон}} + c, \quad (12)$$

где

$$a = 2 \frac{\varphi_{\text{нач}}}{dz_{\text{ср нач}}}, \quad (13)$$

$$b = 4 \left(\varphi_{\text{нач}} - \frac{(z_{\text{в нач}} + z_{\text{н нач}})}{2} \cdot \frac{d\varphi_{\text{нач}}}{dz_{\text{ср нач}}} \right), \quad (14)$$

$$c = -2 (2\varphi_{\text{нач}} + (z_{\text{н кон}} - z_{\text{в нач}} - z_{\text{н нач}}) \frac{d\varphi_{\text{нач}}}{dz_{\text{ср нач}}}). \quad (15)$$

Далее подставим (9) в (6):

$$(Q_{в\text{ кон}} + Q_{н\text{ кон}}) = 2Q_{в\text{ кон}} + Q_{в\text{ нач}} - Q_{н\text{ нач}} + 2\bar{Q}_{бок} - \frac{2}{\Delta t} W_{нач} - \\ - \frac{2}{\Delta t} \left[W_{нач} + \frac{(z_{в\text{ кон}} + z_{н\text{ кон}} - z_{в\text{ нач}} - z_{н\text{ нач}})}{2} \cdot \frac{dW_{нач}}{dz_{ср\text{ нач}}} + R_1 W \right], \quad (16)$$

или

$$(Q_{в\text{ кон}} + Q_{н\text{ кон}}) = 2Q_{в\text{ кон}} + Q_{в\text{ нач}} - Q_{н\text{ нач}} + 2\bar{Q}_{бок} - \\ - \frac{1}{\Delta t} (z_{в\text{ кон}} + z_{н\text{ кон}} - z_{в\text{ нач}} - z_{н\text{ нач}}) \frac{dW_{нач}}{dz_{ср\text{ нач}}} + R_1 W \frac{2}{\Delta t}. \quad (17)$$

Пренебрегая последним членом в (17), запишем:

$$(Q_{в\text{ кон}} + Q_{н\text{ кон}}) = pz_{в\text{ кон}} + q, \quad (18)$$

где

$$p = - \frac{1}{\Delta t} \frac{dW_{нач}}{dz_{ср\text{ нач}}}, \quad (19)$$

$$q = 2Q_{в\text{ кон}} + Q_{в\text{ нач}} - Q_{н\text{ нач}} + 2\bar{Q}_{бок} - \\ - \frac{1}{\Delta t} (z_{н\text{ кон}} - z_{в\text{ нач}} - z_{н\text{ нач}}) \frac{dW_{нач}}{dz_{ср\text{ нач}}}. \quad (20)$$

Решим совместно (12) и (18). Для этого возведем (18) в квадрат и вычтем его из (12), после чего получим:

$$(a - p^2) z_{в\text{ кон}}^2 + (b - 2pq) z_{в\text{ кон}} + c - q^2 = 0. \quad (21)$$

Из уравнения (21) находим:

$$z_{в\text{ кон}} = - \frac{b - 2pq}{2(a - p^2)} + \sqrt{\frac{(b - 2pq)^2 - 4(a - p^2)(c - q^2)}{4(a - p^2)}}. \quad (22)$$

Подставляя вычисленное значение (22) в (18) и решая его относительно $Q_{н\text{ кон}}$, получим:

$$Q_{н\text{ кон}} = pz_{в\text{ кон}} + q - Q_{в\text{ кон}}, \quad (23)$$

где p и q определены согласно (19) и (20).

Таким образом, метод, основанный на разложении функций объемов и опорных кривых в ряд Тейлора, дает возможность аналитически производить прямые вычисления искомых характеристик, что можно отнести к явным преимуществам последнего. Один из недостатков этого метода следует непосредственно из рассмотрения формул (11) и (17). Так, в формуле (11) последний член имеет вид

$$\delta\phi = 4R_{1\phi}(z_{в\text{ кон}} - z_{н\text{ кон}}), \quad (24)$$

где $\delta\phi$ — ошибка, получаемая в результате представления опор-

ной кривой рядом Тейлора. В формуле (11), согласно [5], величина

$$R_{1\varphi} = \left(\frac{z_{\text{ср кон}} - z_{\text{ср нач}}}{m} \right)^m (z_{\text{ср кон}} - \xi) \varphi''(\xi), \quad (25)$$

где m — целое положительное число, а $\xi \in (z_{\text{ср кон}}, z_{\text{ср нач}})$, $\varphi''(\xi)$ — вторая производная от опорной кривой в точке ξ .

Если положить $m=1$, то получим остаточный член разложения в форме Коши:

$$R_{1\varphi} = \frac{z_{\text{ср кон}} - z_{\text{ср нач}}}{(z_{\text{ср кон}} - \xi)} \varphi''(\xi). \quad (26)$$

Подставляя (26) в (24), установим

$$\delta\varphi = 4 \frac{(z_{\text{ср кон}} - z_{\text{ср нач}})}{(z_{\text{ср кон}} - \xi)} (z_{\text{в кон}} - z_{\text{н кон}}) \cdot \varphi''(\xi). \quad (27)$$

Аналогичное рассмотрение уравнения (17) дает

$$\delta W = \frac{2}{\Delta t} \frac{(z_{\text{ср кон}} - z_{\text{ср нач}})}{(z_{\text{ср кон}} - \eta)} W''(\eta), \quad (28)$$

где $\eta \in (z_{\text{ср кон}}, z_{\text{ср нач}})$, $W''(\eta)$ — вторая производная от кривой объемов в точке η .

К недостаткам метода относится и то, что требуется достаточно гладкая аппроксимация функций объемов и опорных кривых, что в свою очередь приводит к увеличению степени аппроксимирующих полиномов.

Представление же кривых сплайнами ведет к разрыву производных в точке их смыкания, что также приводит к появлению скачкообразных ошибок. Таким образом, ошибки при определении правых частей в (11) и (17) могут сильно ограничивать применение метода, основанного на разложении функций объемов и опорных кривых. Однако поскольку этот метод значительно превосходит любые численные методы по скорости вычислений, то исследование по возможности его применения продолжают.

В заключение ниже приводится сопоставление наблюдаемых и рассчитанных характеристик численным методом, описанным выше для отдельных участков р. Сухоны.

Для каждого из семи участков Сухоны использованы построенные по натурным данным [6] опорные кривые

$$\frac{Q_{\text{ср}}^2}{\Delta z} = \frac{\left(\frac{Q_{\text{в}} + Q_{\text{н}}}{2} \right)^2}{z_{\text{в}} - z_{\text{н}}} = \varphi \left(\frac{z_{\text{в}} + z_{\text{н}}}{2} \right) \quad (29)$$

и кривые объемов

$$W = f(z_{\text{ср}}) = f \left(\frac{z_{\text{в}} + z_{\text{н}}}{2} \right). \quad (30)$$

Участки выбирались таким образом, чтобы основная доля бокового притока концентрировалась на границах участков. В качестве примеров расчета неустановившегося движения рассмотрим два самых «трудных» участка: Устье-Вологодское—Наремы и Иха-

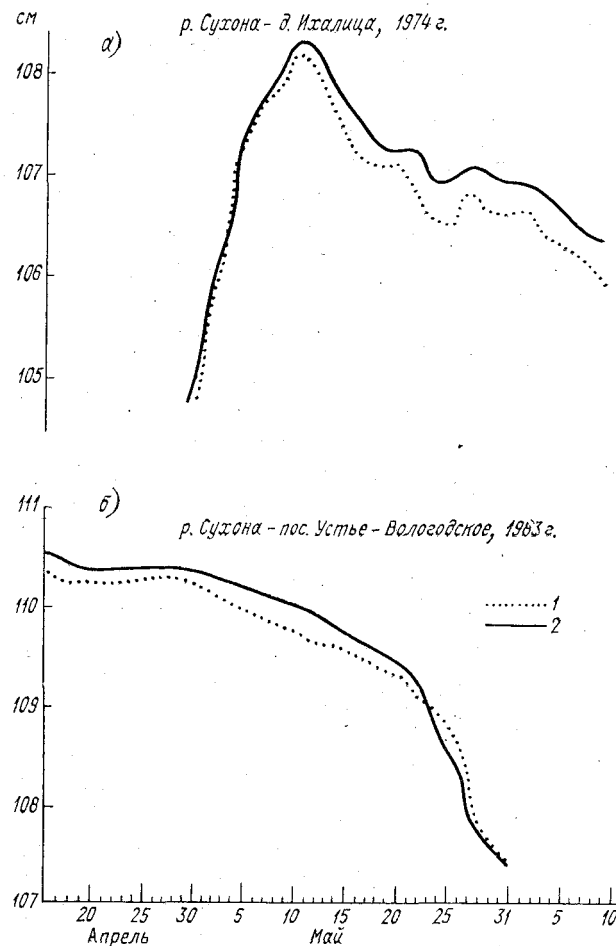


Рисунок. Совмещенные графики хода рассчитанных (1) и фактических (2) уровней воды р. Сухоны по створам д. Ихалица (а), 1974 г. и пос. Устье-Вологодское, 1983 г. (б).

лица—Тотьма. Границы первого участка расположены ниже впадения рек Лежи и Вологды (верхний створ) и у с. Наремы (нижний створ). В пределах участка в р. Сухону впадают реки Пельшма и Наремка, суммарный расход которых значительно меньше расхода воды в верхнем створе. Отличительной чертой этого участка является наличие значительной русловой и поймен-

ной емкостей, которые оказывают существенное влияние на трансформацию паводков и половодий. Границы второго участка расположены ниже впадения р. Ихалицы (верхний створ) и у г. Тотьма (нижний створ). На этом участке в г. Сухону впадают реки Тиксна, Толшма и Царева, суммарный расход которых сопоставим с расходами воды в створе Ихалица.

Расчет неустановившегося движения показан на примере 1983 г. (с 16/IV по 31/V для участка пос. Устье-Вологодское—с. Наремы и за 1974 г. с 30/IV по 10/VI для участка д. Ихалица—г. Тотьма). Начальные и граничные условия приняты на основании фактических данных по гидрологическим постам. Сопоставление наблюдаемых и рассчитанных уровней воды представлено на рисунке. Средняя квадратическая ошибка расчета уровня у пос. Устье-Вологодское составляет 16 см, а у д. Ихалица 25 см.

Аналогичные расчеты сделаны и по остальным участкам. Средние квадратические ошибки — от 3 до 10 см. Отметим, что среднеквадратическое отклонение в данном случае не может считаться информативным критерием, поскольку ошибки расчета носят явно выраженный систематический характер (см. рисунок), что вероятно связано с недостатками расчетной схемы и с невысокой точностью исходных данных по стоку и уровням воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельский В. А. Расчеты неустановившегося движения воды в открытых водотоках.— М.; Л.: Изд. АН СССР, 1947.— 136 с.
2. Бернадский Н. М. Речная гидравлика, ее теория и методология.— М.; Л., 1933.— 325 с.
3. Грушевский М. С. Волны попусков и паводков в реках.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 336 с.
4. Историк Б. Л. Расчет неустановившегося движения воды в открытых водотоках на ЭВМ.— Труды Гидропроекта, 1963, № 12.
5. Немыцкий В., Слудская М., Черкасова А. Курс математического анализа. Ч. 1. М.: Техническая литература, 1957.— 486 с.
6. Христианович С. А. Неустановившееся движение в каналах и реках. В кн.: Некоторые вопросы механики сплошной среды. М.; Л. 1938.

В. А. Хайдарова (ГГИ)

РАСЧЕТ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА С МАЛОГО ВОДОСБОРА ПРИ НАЛИЧИИ НА НЕМ ОРОШАЕМЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Возможности водообеспечения орошаемых территорий определяются водными ресурсами рек, расположенных в зоне развития орошаемого земледелия. Поэтому планирование водохозяйственных мероприятий должно опираться на обоснованный прогноз изменения стока этих рек под влиянием орошения на различные уровни освоения орошаемых территорий.

Основной особенностью водопотребления орошаемого земледелия в условиях зон недостаточного и неустойчивого увлажнения

ния является несовпадение по фазе максимумов режима водопотребления и стока, что свидетельствует о необходимости учета асинхронности стока и недостатков водопотребления сельскохозяйственных культур при расчете водозабора из реки для целей проектирования оросительных систем.

Задача настоящей работы состояла в апробировании разработанной методики расчета изменения стока с малого водосбора при наличии на нем орошаемых площадей (на примере водосбора р. Сал до станицы Батлаевская на уровень строительства Верхне-Сальской обводнительно-оросительной системы). Основной особенностью принятой методики является учет асинхронности стока и недостатков водопотребления сельскохозяйственных культур, а следовательно и отъемов стока на орошение. В связи с этим изменение стока рассчитывалось за каждый конкретный год многолетнего периода наблюдений (1950—1974 гг.) с тем, чтобы получить его характеристики заданной обеспеченности ($P=25\%$, 50% , 75%).

Суммарное изменение стока с орошаемого водосбора рассчитывалось по уравнению, составленному с учетом водообеспечения оросительной системы — в данном случае при водообеспечении на местном стоке:

$$\Delta Q = Q_{\text{взаб}} - Q_{\text{воз}}, \quad (1)$$

где $Q_{\text{взаб}}$ — водозабор на орошение; $Q_{\text{воз}}$ — возвратные воды от орошения.

Одной из основных составляющих формул для расчета водозабора и возвратных вод является оросительная норма—нетто. Для определения значений оросительных норм (нетто) наиболее теоретически обоснованным и разработанным применительно к различным районам страны является тепловоднобалансовый метод, разработанный в отделе мелиоративной гидрологии ГГИ под руководством С. И. Харченко. Оросительная норма (нетто), наиболее полно соответствующая требованиям растения к условиям влагообеспеченности, представляет собой недостаток (дефицит) водопотребления, рассчитываемый как разность между испарением с поля, занятого некоторой сельскохозяйственной культурой, в оптимальных условиях, которые могут быть созданы в результате орошения, и фактическим испарением, наблюдавшимся в реальной гидрометеорологической обстановке:

$$d_E = E_{\text{оп}} - E_{\text{факт}}. \quad (2)$$

Формулы для расчета суммарного испарения тепловоднобалансовым методом имеют следующий вид:

$$E = \beta E_0 \frac{W_n + W_k}{2\gamma} \quad \text{при} \quad \frac{W_n + W_k}{2} < \gamma, \quad (3)$$

$$E = \beta E_0 \quad \text{при} \quad \frac{W_n + W_k}{2} \geq \gamma, \quad (4)$$

где E — суммарное испарение; β — биологический параметр, учитывающий вид и фазы развития растительности; E_0 — испаряемость; W_n и W_k — продуктивные влагозапасы в метровом слое почвы в начале и конце расчетного периода; γ — свободная пористость, определяемая по формуле $\gamma = W_{нв} - W_{вз}$, где $W_{нв}$, $W_{вз}$ — влагозапасы в метровом слое почвы соответственно при наименьшей влагоемкости и при влажности завядания.

Большая изменчивость β во времени в условиях конкретного года заставляет предположить наличие расхождений в величинах испарения, рассчитанных тепловоднобалансовым методом с применением среднееголетних и общетерриториальных значений биологического параметра, рекомендуемого С. И. Харченко, и β , характеризующегося гидрометеорологическими условиями данного конкретного года. В связи с этим ряд исследователей [1, 3—5] указывает на необходимость уточнения биологического параметра в территориальном аспекте. В настоящей работе была предпринята попытка построения региональных (для зоны недостаточного увлажнения) эмпирических зависимостей биологического параметра β от начального влагозапаса почвы W_n и осадков X в сумме с поливными нормами. Значения β были получены обратным путем по формуле (3) при измеренных влагозапасах почвы и испарении с учетом сроков наступления фаз развития культур по данным наблюдений 29 агрометеорологических станций, находящихся в ведении Приволжского, Северо-Кавказского УГКС и УГКС Центрально-Черноземных областей. Испаряемость рассчитывалась комплексным методом ГГО с использованием полученной в ЛГМИ зависимости интегрального коэффициента турбулентной диффузии от скорости ветра на ЭВМ ЕС-1022 по программе, составленной А. П. Вершининым и Н. В. Пеньковой.

Полученные зависимости $\beta = f(W_n/\gamma, X)$ были использованы при расчете оросительных норм сельскохозяйственных культур, возделываемых на орошаемой территории Верхне-Сальской ООС в бассейне реки Сал.

Учет асинхронности колебаний оросительных норм и стока реки проведен по методике [6], основанной на рассмотрении вероятностных характеристик распределения фактически наблюдаемых хронологических сумм (Z_t) двух однородных, случайно изменяющихся во времени величин (M и Y) и ряда теоретических сумм тех же величин: синхронной (Z_c) — суммарной равнообеспеченной, асинхронной (Z_a) — суммарной противоположнообеспеченной и независимой суммы (Z_k) — M и Y изменяются независимо (табл. 1). Поскольку в практике водохозяйственного проектирования расчет оросительных норм производится из предположения полной асинхронности их со стоком, асинхронная сумма определяется как $Z_a = Y_{P\%} + M_{100\%-P\%}$. Используя совмещенный график кривых обеспеченности суммарных рядов (см. рисунок), определяется $P(Z_a)\%$ и соответствующая ей $Z_t(P_{Z_a})$. Оросительная норма с учетом асинхронности M' равна $Z_t(P_{Z_a}) - Y_{P\%}$.

Обеспеченность M' определяется по кривой обеспеченности оросительной нормы.

Произведенные расчеты изменения стока р. Сал на уровень строительства и полного освоения Верхне-Сальской ООС с учетом

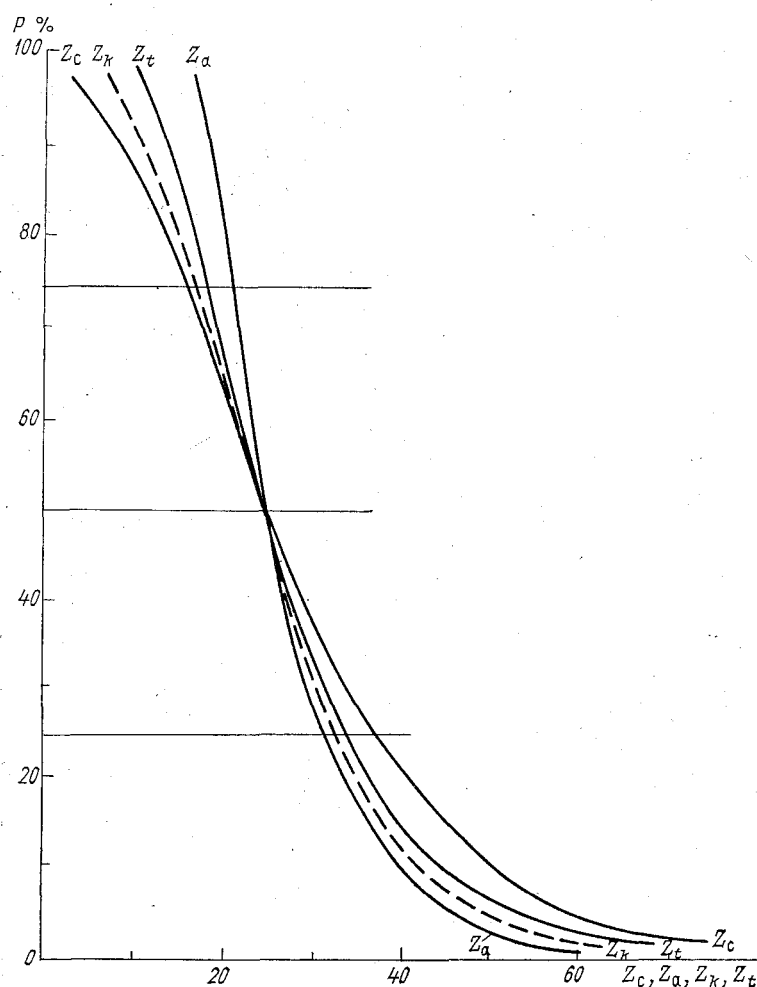


Рисунок. Совмещенный график кривых обеспеченности суммарных рядов (для учета асинхронности колебаний оросительных норм и стока).

асинхронности недостатков водопотребления и стока (табл. 2) свидетельствуют о необходимости корректировки обеспеченности оросительных норм, рекомендуемых проектировщиками. Так, при стоке, обеспеченном на 25 %, должна назначаться оросительная норма, обеспеченная на 57,5 % вместо 75 %-ной, принятой в практике водохозяйственного проектирования, а при $P_Y = 75 \%$

Таблица 1

Исследуемые на асинхронность ряды величин стока, недостатков водопотребления и их хронологической и теоретических сумм

Год	Хронологические ряды			В убывающем порядке		
	Y (мм)	$Mf_{оп}/F$, мм	Z_t	Z_c	Z_a	Z_t
1950	1,1	16,8	17,9	67,8	53,6	60,8
1951	6,3	15,3	21,6	58,6	45,9	54,7
1952	17,9	10,0	27,9	56,4	45,5	46,2
1953	40,5	14,2	54,7	44,4	34,5	41,0
1954	3,9	10,5	14,4	39,8	31,8	37,6
1955	1,8	13,8	15,6	38,2	30,4	36,5
1956	48,9	11,9	60,8	37,1	30,4	35,9
1957	7,7	18,9	26,6	32,4	27,3	28,2
1958	13,0	6,7	19,7	29,0	24,7	27,9
1959	10,0	15,4	25,4	26,9	24,0	26,6
1960	13,1	15,1	28,2	25,0	23,8	26,3
1961	6,0	7,5	13,5	24,5	23,8	25,4
1962	14,8	6,9	21,7	24,0	23,5	24,3
1963	27,6	10,0	37,6	22,3	23,4	21,7
1964	38,8	7,4	46,2	21,1	23,3	21,6
1965	13,1	11,2	24,3	20,0	23,2	21,2
1966	12,8	8,4	21,2	19,1	23,1	21,2
1967	11,8	9,4	21,2	18,1	23,1	19,7
1968	22,9	18,1	41,0	17,1	23,0	19,1
1969	9,2	9,9	19,1	15,2	23,0	17,9
1970	22,0	14,5	36,5	13,7	22,8	16,5
1971	24,4	11,5	35,9	12,9	21,7	15,6
1972	8,7	17,6	26,3	10,6	21,5	14,4
1973	8,7	4,7	13,4	7,2	20,0	13,5
1974	11,1	5,4	16,5	5,8	19,9	13,4

Таблица 2

Результаты расчета изменения стока р. Сал (ст-ца Батлаевская) на уровень строительства и полного освоения Верхне-Сальской ООС

P_Y %	Y мм	Y млн. м³	P_M %	M мм	M' мм	$P_{M'}$ %	$Q_{\text{взаб}}$	$Q_{\text{воз}}$	ΔQ млн.м³
				млн. м³					
25	21,8	425	75	176	214	57,5	58,8	3,0	55,8
50	13,4	261	50	230	230	50,0	63,2	3,2	60,0
75	7,8	152	25	286	234	48,5	64,3	3,2	61,1

$P_{M'}=48,5$ % вместо $P_M=25$ %. Учет асинхронности стока и недостатков водопотребления позволит выявить объем дополнительных водных ресурсов и разработать рекомендации по их рациональному использованию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вонсовская О. Г. Уточнение некоторых расчетных параметров тепловоднобалансового метода расчета суммарного испарения для районов Северной Киргизии.— Труды ГГИ, 1978, вып. 251, с. 124—132.
2. Пенькова Н. В. О расчете испарения с различных поверхностей суши в Поволжье.— Труды ГГИ, 1981, вып. 273, с. 62—75.
3. Пенькова Н. В. К вопросу о расчете доли осадков, испаряющихся с поверхности почвы и растительности естественных угодий и орошаемых полей.— Труды ГГИ, 1978, вып. 255, с. 113—121.
4. Роо С. С. Реализация модели процесса формирования дефицита водопотребления сельскохозяйственных культур на ЭЦВМ «Минск-32».— Труды ГГИ, 1978, вып. 251, с. 35—61.
5. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 372 с.
6. Швейкин Ю. В., Ворончук М. М. Методика исследования и учет асинхронности колебаний годового стока рек.— Труды УкрНИГМИ, 1969, вып. 80.

В. А. Котельников (ГГИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА НА ВОДНЫЙ РЕЖИМ ВОДОХРАНИЛИЩА ВЕРХНЕ-СВИРСКОЙ ГЭС

Региональное перераспределение водных ресурсов из неевского бассейна на волжский склон в размере $3,5 \text{ км}^3/\text{год}$ может осуществляться по действующему Волго-Балтийскому водному пути без производства в нем дополнительных работ. Водоподачу этого объема можно осуществить с помощью сооружения каскада из пяти насосных станций с напорами от 13 до 18 м на Онежском склоне Волго-Балта в створе действующих судоходных шлюзов. Вода будет забираться из Онежского озера и подниматься насосами вверх по р. Вытегре до водораздельного бьефа Волго-Балта. Общая высота подъема составит 81 м. Далее вода самотеком будет поступать в р. Ковжу, Белое озеро, р. Шексну и, наконец, в Рыбинское водохранилище [2, 3].

Онежское озеро вместе с 97-километровым участком р. Свири, включая и Ивинский разлив, в современном состоянии (с 1953 г.) представляют собой единое водохранилище так называемого хвостового типа [1] с общей площадью водного зеркала 9945 км^2 , из них 9720 км^2 , или 98 %, приходится на Онежское озеро.

Для выявления возможных изменений уровней Онежского озера и расходов р. Свири (в створе Верхне-Свирской ГЭС) в условиях изъятия воды в размере $3,5 \text{ км}^3/\text{год}$ осуществлены расчеты регулирования стока водохранилищем Верхне-Свирской ГЭС по 25-летнему ряду (с 1953-54 по 1977-78 гг.), т. е. за период работы ГЭС. Как показал анализ, использованный ряд наблюдений вполне репрезентативен по отношению к многолетнему ряду наблюдений (с 1914 г.), подтверждением этого является близкое

значение всех основных статистических параметров упомянутых рядов.

Ниже дается краткая характеристика возможных вариантов регулирования стока.

Вариант I.

Требования водного транспорта регламентируются «Основными положениями правил...» [4], согласно которым минимальные судоходные уровни Онежского озера с начала навигации (IV) и в зимний период (XII—III) приняты 32,40 м БС, а в остальное время года (V—XI)— 32,60 м БС. Гарантированная месячная отдача в р. Свирь, главным образом для нужд гидроэнергетики, в весенний и летне-осенний период (IV—X) составляет 350 м³/с, как и в настоящее время. В зимний период (XI—III) с наибольшей в году сезонной энергетической нагрузкой отдача в р. Свирь равна современной отдаче минус расходы на водозабор ($Q_{\text{вод}}$)

Месяц	V—X	IV; XI	XII—III
$Q_{\text{вод}}$, м ³ /с	150	110	50

Указанные требования водного транспорта и гидроэнергетики выдерживаются со 100 %-ной гарантией, вследствие чего, как показывают расчеты, в двух годах из 25 ($P=80\%$) придется ограничивать расходы водозабора.

Вариант II.

Минимальные судоходные уровни Онежского озера те же, что и в варианте I. Требования же гидроэнергетики более жесткие. Почти весь навигационный период (IV—IX) гарантированная (на 100 %) отдача в р. Свирь составляет 350 м³/с; в период октябрь—январь сохраняется современная отдача; в феврале—марте отдача равна современной минус расходы на водозабор. В этом варианте намечаемая отдача обеспечивается в трех годах из четырех; отдача же на водозабор по-прежнему ограничивается в двух годах из 25 лет.

Вариант III.

В связи с увеличением осадки судов и продолжительности навигации до круглогодичной требования к поддержанию минимальных судоходных уровней Онежского озера возрастают (как по величине уровней, так и по продолжительности их стояния). Поэтому рассмотрен вариант регулирования стока с обеспечением минимальной отметки Онежского озера 32,60 м БС в течение года. В осенний и летне-осенний периоды (IV—X) гарантированная (на 100 %) месячная отдача в р. Свирь для нужд водного транспорта и гидроэнергетики сокращается до 250 м³/с. В зимний же период (XI—III) отдача в р. Свирь уменьшится на величину расходов воды, забираемых на водозабор.

За счет сокращения гарантированной отдачи в р. Свирь в период, свободный ото льда, а также перерегулирования стока, обеспечивается полная загрузка системы водозабора при минимальном ущемлении интересов гидроэнергетики в зимний период. Иными словами, выдерживаются все ограничения.

В каждом из рассмотренных вариантов регулирования стока принималось, что повторяемость и продолжительность стояния высокого уровня Онежского озера (выше отметки 33,60 м БС) не должна быть больше, чем в современных условиях (во избежание затопления и подтопления побережья озера).

Расчеты регулирования стока выполнялись ходом вперед от 1/IV, как начала водохозяйственного года. Техника расчета заключалась в последовательном решении уравнения водного баланса водохранилища и суммировании месячных изменений уровня Онежского озера

$$\Delta z = \frac{Q_{\text{пол. прит}} - Q_{\text{отд}}}{38} \quad (1)$$

Здесь $Q_{\text{пол. прит}}$ — месячная величина полезного притока в водохранилище; $Q_{\text{отд}}$ — месячная суммарная отдача в р. Свирь и на водозабор. Коэффициент 38 вытекает из допущения о постоянстве площади водного зеркала водохранилища.

Основные результаты расчетов регулирования стока приведены в таблице в виде сводки координат кривых обеспеченности сред-

Ординаты кривых обеспеченности средних годовых уровней Онежского озера ($z_{\text{оз. Онеж}}$), средних годовых расходов р. Свири и створе Верхне-Свирской ГЭС ($Q_{\text{ВС ГЭС}}$) и годовых объемов отъема стока ($W_{\text{ст}}$)

Вариант	Величина	Размерность	Обеспеченность, %					
			5	10	25	50	75	95
0	$z_{\text{оз. Онеж}}$	м БС	33,53	33,46	33,24	33,06	32,87	32,59
0	$Q_{\text{ВС ГЭС}}$	м³/с	915	840	675	570	510	370
0	$W_{\text{ст}}$	км³/год	0	0	0	0	0	0
I	$z_{\text{оз. Онеж}}$	м БС	33,53	33,43	33,21	33,03	32,84	32,58
I	$Q_{\text{ВС ГЭС}}$	м³/с	735	670	560	460	370	325
I	$W_{\text{ст}}$	км³/год	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,1
II	$z_{\text{оз. Онеж}}$	м БС	33,49	33,38	33,17	32,98	32,78	32,51
II	$Q_{\text{ВС ГЭС}}$	м³/с	770	700	570	460	340	280
II	$W_{\text{ст}}$	км³/год	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,1
III	$z_{\text{оз. Онеж}}$	м БС	33,53	33,42	33,24	33,03	32,86	32,65
III	$Q_{\text{ВС ГЭС}}$	м³/с	905	815	670	570	500	370
III	$W_{\text{ст}}$	км³/год	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,1

них годовых уровней Онежского озера ($z_{\text{оз. Онеж}}$), средних годовых расходов р. Свири в створе Верхне-Свирской ГЭС ($Q_{\text{ВС ГЭС}}$) и годовых объемов отъема стока ($W_{\text{ст}}$). Для сравнения в этой же таблице помещены аналогичные данные за современный период (1953—1978 гг.).

Из данных, представленных в таблице, следует, что режим уровней Онежского озера претерпевает незначительные изменения. Наиболее существенно уменьшаются расходы р. Свири.

Таким образом, можно прийти к выводу, что с учетом требований основных участников водохозяйственного комплекса Онежского озера—р. Свири (водный транспорт и гидроэнергетика) предпочтительным является III вариант регулирования.

В качестве оценки управления работой водохранилищем Верхне-Свирской ГЭС в условиях отъема стока в объеме 3,5 км³/год могут быть использованы диспетчерские графики, построенные на основе материалов расчетов регулирования стока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахтиаров В. А. Водное хозяйство и водохозяйственные расчеты.— Л.: Гидрометеиздат, 1961.— 430 с.
2. Межбассейновое перераспределение водных ресурсов и его влияние на природные условия и народное хозяйство/Под ред. Соколова А. А.— М.: ГО АН СССР, 1980.— 165 с.
3. Межбассейновое перераспределение водных ресурсов/Под ред. Соколова А. А. и Шикломанова И. А.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 376 с.
4. Основные положения правил использования водных ресурсов водохранилищ Волго-Балтийского водного пути от Ладожского озера до Рыбинского водохранилища.— М.: Министерство мелиорации и водного хозяйства РСФСР, 1967.— 29 с.

В. И. Замышляев, А. А. Майский (ГГИ)

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ЗАВИСИМОСТИ ДЛЯ ОДНОПЛЕСОВЫХ ИЗЛУЧИН

Существуют два альтернативных подхода к описанию плановой формы речных излучин. Один из них — нахождение аналитической кривой, аппроксимирующей осевую линию русла на участке излучины. В рамках другого подхода определяются различные измерители излучины, полный набор которых должен характеризовать ее плановую форму с достаточной точностью. В системе измерителей свободного меандрирования, разработанной в ГГИ, основными измерителями, описывающими плановую форму отдельной излучины, являются шаг излучины λ , углы входа α_0 и выхода α_1 , длина излучины S , ее высота y_m и расстояние от начала излучины до проекции вершины излучины на линию шага x_m (рис. 1). Зная все эти параметры, можно с достаточной точностью восстановить форму излучины. Процедура построения плановой формы излучины по ее измерителям описана в работе Н. Е. Кондратьева «Гидроморфологические основы расчетов свободного меандрирования» (Труды ГГИ, 1968, вып. 155, с. 5—38). Очевидно, что можно с еще большей точностью строить плановую форму излучины, если вместо длины излучины S использовать

длину верхнего участка излучины S_0 (от начала излучины до ее вершины) и длину нижнего участка S_1 , дающих в сумме полную длину излучины, т. е.

$$S_0 + S_1 = S. \quad (1)$$

Таким образом, перечисленные семь параметров (λ , α_0 , α_1 , S_0 , S_1 , y_m , x_m) дают, по-видимому, достаточно полную информацию о плановой форме излучины. Столь большое число переменных имеет очевидные неудобства для хранения информации об излучинах и для расчета плановых деформаций излучин, поскольку метод расчета может включать прогнозирование значения каждого измерителя.

Вместе с тем уменьшение их числа будет приводить к потере точности, если только какие-то из них не связаны функциональными зависимостями друг с другом. Попытки найти такие зависимости, называемые морфометрическими, делались давно. В качестве примеров можно назвать зависимости степени развитости излучины S/λ от угла разворота α ($\alpha = \alpha_0 + \alpha_1$) и относительной высоты y_m/λ от α . Вследствие того что на развитие меандров оказывают влияние многие факторы, в том числе такие, как неоднородность пойменного аллювия, местные выходы пород, сложная морфология поймы, особенности распределения растительности на ней и т. п., наблюдается большое разнообразие плановых конфигураций естественных меандров, причем многие из них имеют неправильную нерегулярную форму. Это является причиной того, что почти всегда морфометрические зависимости имеют значительный разброс натурных точек. Наряду с этим в природе встречаются и отдельные меандры и последовательности меандров, имеющие очень правильную форму. За рубежом такие меандры, на развитии которых не сказалось влияние различного вида неоднородностей, принято называть правильными, регулярными. У нас этот термин, в общем, не используется, однако такое деление меандров по характеру их плановой формы, по-видимому, целесообразно, хотя очевидно, что четко разграничить эти два класса очень сложно. При визуальном анализе большого количества натурального материала по меандрирующим рекам складывается впечатление, что геометрия регулярных меандров такова, что хотя для их измерения и не могут быть выведены аналитические зависимости, но эмпирические связи должны быть очень тесными.

В настоящей работе была поставлена задача исследовать такие зависимости, причем в этом помогли следующие геометрические соображения.

Рассмотрим излучину и на трех ее характерных точках (две точки перегиба и вершина излучины) построим треугольник, основание которого будет совпадать с линией шага (рис. 1). Как известно, геометрия треугольника полностью определяется тремя параметрами, в качестве которых можно взять, например, длину основания и углы при нем. Зная эти три величины, можно рассчитать высоту треугольника, длины двух других сторон и т. д.

Действительно, основание вписанного треугольника (шаг излу-
чины) выражается через две другие стороны и углы следующим
образом:

$$\lambda = \sigma_0 \cos a_0 + \sigma_1 \cos a_1, \quad (2)$$

а высота треугольника

$$y_m = \sigma_0 \sin a_0 = \sigma_1 \sin a_1, \quad (3)$$

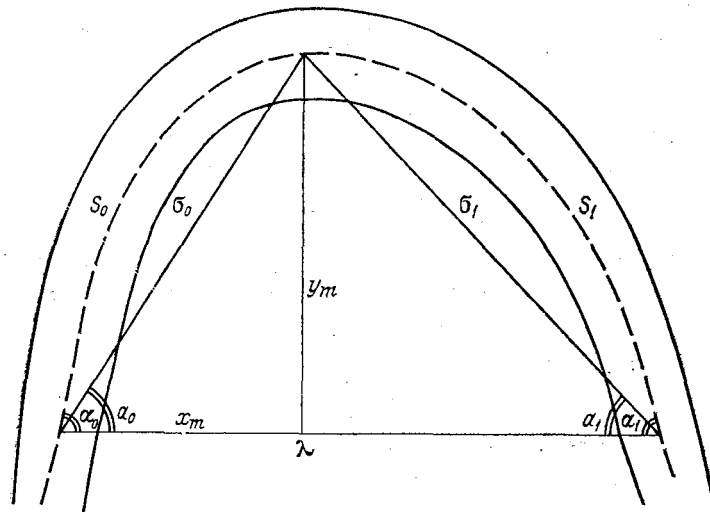


Рис. 1. Основные измерители излу-
чины и вписанного треугольника.

откуда

$$\sigma_0/\sigma_1 = \sin a_1/\sin a_0 \quad (4)$$

(обозначения ясны из рис. 1). Из этих равенств получаем:

$$\frac{\sigma_0}{\lambda} = \frac{\sin a_1}{\sin(a_0 + a_1)}; \quad \frac{\sigma_1}{\lambda} = \frac{\sin a_0}{\sin(a_0 + a_1)}; \quad \frac{\sigma}{\lambda} = \frac{\sin a_0 + \sin a_1}{\sin(a_0 + a_1)}, \quad (5)$$

где

$$\sigma = \sigma_0 + \sigma_1. \quad (6)$$

Имеем также

$$\frac{y_m}{\lambda} = \frac{\sin a_0 \sin a_1}{\sin(a_0 + a_1)} \quad (7)$$

и

$$\frac{x_m}{\lambda} = \frac{\cos a_0 \sin a_1}{\sin(a_0 + a_1)}. \quad (8)$$

Заметим, что левые части равенств (5), (7) и (8) есть функции

только от a_0 и a_1 . Однако если, подобно коэффициенту асимметрии излучин

$$A = \frac{a_0 - a_1}{a}, \quad (9)$$

внести коэффициент асимметрии треугольника

$$A' = \frac{a_0 - a_1}{a}, \quad (10)$$

где

$$a = a_0 + a_1, \quad (11)$$

то искомые величины можно выразить через a и A' . Действительно, после несложных преобразований получим:

$$\frac{\sigma_0}{\lambda} = \frac{\sin [a (1 - A')/2]}{\sin a}, \quad (12)$$

$$\frac{\sigma_1}{\lambda} = \frac{\sin [a (1 + A')/2]}{\sin a}, \quad (13)$$

$$\frac{\sigma}{\lambda} = \frac{2 \sin (a/2) \cos (aA'/2)}{\sin a}, \quad (14)$$

$$\frac{y_m}{\lambda} = \frac{\cos (aA') - \cos a}{2 \sin a}, \quad (15)$$

$$\frac{x_m}{\lambda} = \frac{\sin a - \sin (aA')}{2 \sin a}. \quad (16)$$

Если бы форма излучины была близка к треугольнику, то, зная ее шаг и углы входа и выхода, можно было бы по приведенным выше формулам рассчитать все интересующие нас параметры, т. е. представить ее конфигурацию.

До начала исследования казалось вероятным, что для излучин, находящихся на ранней стадии развития, углы вписанного треугольника и его стороны должны мало отличаться от соответствующих измерителей излучины. Предполагалось также, что в процессе развития излучины эти отклонения будут расти. Представляло интерес предельное значение величины α (или S/λ), характеризующей степень развитости излучины, до которого предположение о близости соответствующих параметров излучины и вписанного треугольника будет справедливо.

С этой целью были проанализированы плановые формы 154 регулярных излучин трех меандрирующих рек: Иртыша (81 излучина), Оки (38 излучин) и Вятки (35 излучин). Поскольку, как указывалось выше, определение регулярных излучин не очень четкое, для анализа отбирались излучины, кривизна которых визуально представлялась плавной функцией, имеющей на излучине один максимум. Число максимумов кривизны излучины

обычно связано с числом плёсов на ней, поэтому можно сказать, что в основном обследовались одноплёсовые излучины. Выбранные излучины были разнообразны по форме и различались степенью развитости. К примеру, значения относительной длины излучины S/λ лежали в диапазоне от 1,05 до 3,40, угол разворота α в рассмотренной выборке менялся от 35 до 237°, а коэффициент асимметрии A от $-0,44$ до $0,48$.

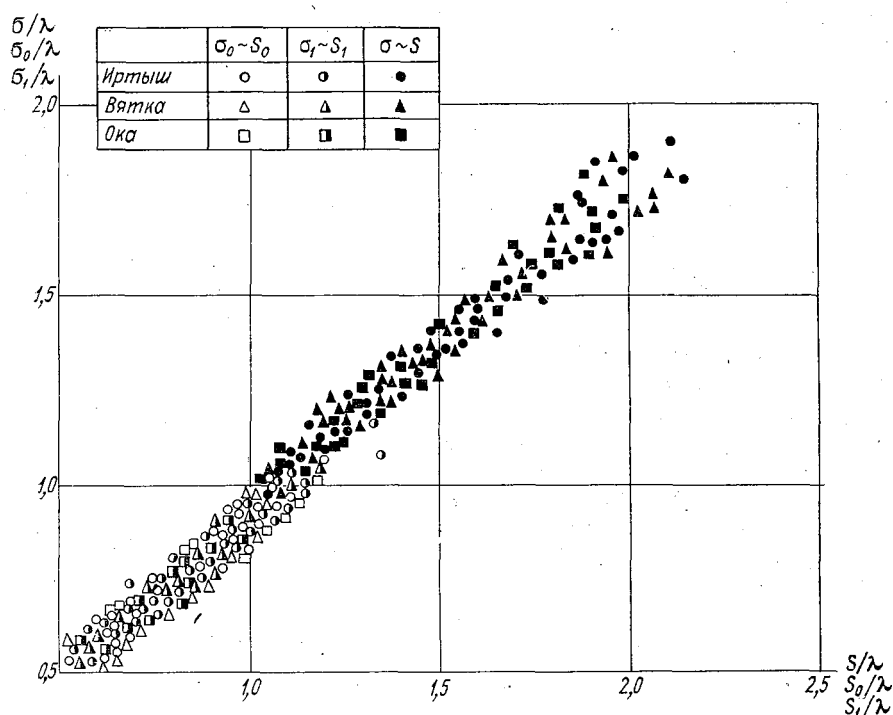


Рис. 2. Связь длин сторон вписанного треугольника (σ_0 , σ_1 , σ) с длинами соответствующих элементов излучины (S_0 , S_1 , S).

Результаты проведенных исследований дали, на наш взгляд, обнадеживающие результаты. На рис. 2 показана связь длин S_0 , S_1 и S с длинами соответствующих сторон треугольника σ_0 , σ_1 и σ . Коэффициент корреляции очень высок и равен 0,99. Однако можно заметить, что при больших значениях S/λ , эта зависимость отклоняется от линейной. Также очень тесная связь между углами α_0 , α_1 и α и соответствующими углами вписанного треугольника: коэффициент корреляции равен в среднем 0,84. Достаточно тесная связь между коэффициентом асимметрии излучины A и соответствующим показателем для треугольника A' (коэффициент корреляции равен 0,78) свидетельствует о том, что совокупное поведение углов в излучинах схоже с совокупным поведением углов треугольника.

Для перечисленных зависимостей были найдены уравнения регрессии вида

$$y = kx. \quad (17)$$

Значения коэффициентов k приведены в табл. 1.

Подставляя в уравнения (5), (7) и (8) значения a_0 и a_1 , подсчитанные с помощью уравнений регрессии как функции α_0 и α_1 соответственно, были вычислены значения $(S_0/\lambda)_1^P$, $(S_1/\lambda)_1^P$, $(S/\lambda)_1^P$, $(y_m/\lambda)_1^P$ и $(x_m/\lambda)_1^P$. Подстановка значений a и A' , рассчитанных с помощью уравнений регрессии как функции α и A соответственно в формулы (12)—(16) дает еще один набор вычисленных значений этих измерителей: $(S_0/\lambda)_2^P$, $(S_1/\lambda)_2^P$, $(S/\lambda)_2^P$, $(y_m/\lambda)_2^P$ и $(x_m/\lambda)_2^P$. Третий набор параметров — $(S_0/\lambda)_3^P$, $(S_1/\lambda)_3^P$, $(S/\lambda)_3^P$, $(y_m/\lambda)_3^P$ и $(x_m/\lambda)_3^P$ получается как среднее арифметическое значение первых двух величин.

Рассчитанные таким образом величины сравнивались с натурными значениями этих измерителей: $(S_0/\lambda)^H$, $(S_1/\lambda)^H$, $(S/\lambda)^H$, $(y_m/\lambda)^H$ и $(x_m/\lambda)^H$. Коэффициенты корреляции во всех случаях достаточно высоки (табл. 2), однако расчетные формулы несколько завышали значения искомых величин в области малых значений и несколько занижали их в области больших, что можно объяснить следующим. Во-первых, зависимости a (a_0 , a_1) от α (α_0 , α_1) и σ (σ_0 , σ_1) от S (S_0 , S_1) в настоящей работе принимались линейными, хотя, как отмечалось выше, в области больших значений аргумента они отклонялись от линейного закона. Во-вторых, при ручной обработке картографического материала возникают большие ошибки, связанные с тем, что для определения всех измерителей излучин необходимо построение осевой линии русла — процедуры, строгого описания которой, по-видимому, до сих пор нет, вследствие чего даже сами излучины идентифицируются не всегда однозначно. Наконец, следует более тонко учитывать совокупное поведение углов излучины и связанных с ними углов вписанного треугольника, причем, вероятно, это является главной причиной невязки.

В настоящей работе, чтобы улучшить расчетные формулы, были введены поправочные коэффициенты, определяемые эмпирически:

$$\xi' = A\xi + B, \quad (18)$$

где ξ — значение характеристики, рассчитываемое по одной из формул (5), (7), (8), (12)—(16); ξ' — расчетное значение; A и B — поправочные коэффициенты (их значения приведены в табл. 2).

Таким образом, проведенное исследование показало, что регулярные излучины в основном определяются тремя числами: одно характеризует масштаб (например, шаг излучины), два других — форму (например, углы входа и выхода). Остальные измерители излучины, характеризующие ее плановую форму, могут быть с до-

Таблица 1

Коэффициенты корреляции r и коэффициенты уравнений регрессии k

Объект	$a_0 : a_0$		$a_1 : a_1$		$a : a$		$\frac{a_0}{\lambda} : \frac{S_0}{\lambda}$		$\frac{a_1}{\lambda} : \frac{S_1}{\lambda}$		$\frac{\sigma}{\lambda} : \frac{S}{\lambda}$		$A : A'$	
	r	R	r	R	r	R	r	R	r	R	r	R	r	R
р. Иртыш	0,94	0,57	0,92	0,54	0,96	0,56	0,98	0,89	0,99	0,90	0,99	0,89	0,80	0,78
р. Ока	0,92	0,57	0,95	0,55	0,95	0,58	1,00	0,95	0,99	0,90	1,00	0,91	0,88	0,71
р. Вятка	0,74	0,32	0,95	0,54	0,86	0,46	1,00	0,94	1,00	0,92	1,00	0,93	0,85	0,70
Вся выборка	0,88	0,50	0,94	0,54	0,93	0,54	0,99	0,91	0,99	0,91	0,99	0,90	0,83	0,72

Таблица 2

Коэффициенты корреляции (r) и поправочные коэффициенты (A и B)

Параметр	Аргумент в уравнении (18)					$(x_m/\lambda)_I^P$ (уравнение (8))
	$(S_0/\lambda)_I^P$ (уравнение (5))	$(S_1/\lambda)_I^P$ (уравнение (5))	$(S/\lambda)_I^P$ (уравнение (5))	$(y_m/\lambda)_I^P$ (уравнение (7))		
A	2,15	1,96	2,13	1,54	1,39	
B	-1,51	-1,37	-1,49	-0,09	-0,24	
r	0,57	0,74	0,89	0,90	0,78	

статочной точностью выражены через основные. Снижение числа основных измерителей до трех способно существенно облегчить построение метода прогноза плановых деформаций излучин.

И. В. Диваков, М. В. Михайлова (ИВП АН СССР)

РАЗВИТИЕ НОВОЙ ДЕЛЬТЫ ТЕРЕКА И ЕЕ СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

В результате искусственного выхода Терека на открытое побережье Среднего Каспия в 1973 г., а затем вновь в 1977 г. начала формироваться новая дельта Терека, изучение которой дает возможность проанализировать закономерности формирования дельт в условиях, близких к экспериментальным [1, 2].

История формирования новой дельты Терека разбивается на три периода: первый (3/I—31/X 1973 г.), когда образовалась первичная баровая отмель; второй (1/XI 1973—10/VIII 1977 гг.), когда в отсутствии речного стока (прорезь была перекрыта) баровая отмель разрушалась морским волнением; и третий (начиная с 11/VIII 1977 г.), когда после повторного вывода вод Терека по прорези продолжается выдвижение дельты в море [2].

Новая дельта Терека — результат взаимодействия речного и морского факторов. В качестве основной характеристики речного фактора принят сток наносов (взвешенных и влекомых), а морского — энергия ветрового волнения. Отношение речного фактора к морскому может служить условной величиной, показывающей степень преобладания одного фактора над другим на разных стадиях формирования дельты: $\lambda = r/E$, где r — удельный (отнесенный к единице длины морского края дельты) объемный расход наносов, $\text{м}^3/\text{с}$; E — удельный поток энергии ветрового волнения, $\text{Дж}/(\text{с} \cdot \text{м})$.

Доминирование речного фактора свидетельствует о преобладании процессов аккумуляции наносов и роста дельты, морского фактора — об активной разрушающей деятельности морского волнения.

Для анализа использованы данные по 22 съемкам новой дельты Терека. Наиболее показательные из них приведены на рис. 1.

Сопоставление морфометрических характеристик (длины, площади и объема) дельты и конуса выноса в целом, а также отдельных крыльев дельты с основными дельтоформирующими факторами (сток наносов, волнение) и их отношением, характеризующимся размерным параметром λ ($\text{м}^3/\text{Дж}$), дает возможность проанализировать причины изменения дельты Терека (рис. 2).

Обнаружена прямолинейная связь между изменением объема конуса выноса за периоды между съемками и параметром λ : чем больше параметр λ , тем больше приращение объема дельты.

Первый период выдвижения новой дельты Терека продолжительностью 10 месяцев характеризовался значительным стоком воды и наносов и умеренным ветровым волнением, что привело

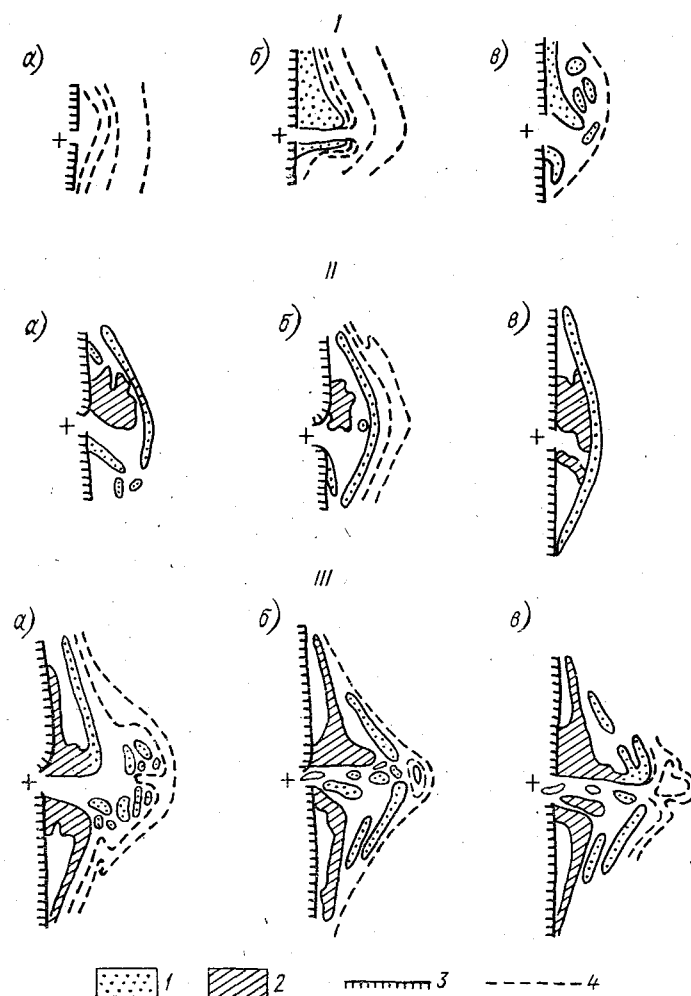


Рис. 1. Сопоставленные схемы новой дельты Терека.

I — в первый период формирования (а — февраль 1973 г., б — июль 1973 г., в — октябрь 1973 г.); II — во второй период формирования (а — октябрь 1974 г., б — май 1975 г., в — август 1977 г.); III — в третий период формирования (а — август 1979 г., б — август 1981 г., в — июль 1982 г.). 1 — песчаные острова и бары; 2 — заросшие растительностью острова, отмели, бары; 3 — линия берега; 4 — изобаты.

к активному выдвижению дельты на мелководный прибрежный участок взморья. К концу периода на взморье было вынесено рекой 10 280 тыс. м³ речных наносов, а параметры дельты стали следующими: длина — 770 м, площадь — 620 тыс. м², объем конуса выноса — 4380 тыс. м³.

Второй период развития новой дельты проходил при полном отсутствии выноса речных наносов и продолжался 46,5 месяцев. На фоне некоторого понижения уровня Каспийского моря проходила волновая переработка дельтового конуса выноса. К концу периода волнением было размыто 1558 тыс. м³ наносов, т. е. в среднем 33,5 тыс. м³/мес. Дельта превратилась в серповидный морской бар, отгораживающий от моря лагуну, длина дельты к концу периода стала равной 660 м, площадь — 660 тыс. м², объем конуса выноса — 2825 тыс. м³.

Третий период начался с новым открытием прорези. Поток прорвал морской бар, и началось новое выдвижение дельты. За третий период к 1/I 1984 г. (76,5 месяцев) рекой было вынесено 52 000 тыс. м³ наносов, а размыто волнением приблизительно 2560 тыс. м³. К июлю 1984 г. длина дельты достигла 1220 м, площадь — 1800 тыс. м², объем конуса выноса — 12 100 тыс. м³.

Установлено, что в дельте остается 20—36 % полного стока наносов реки, причем с ростом размеров дельты эта доля возрастает.

Рассмотрим более подробно развитие дельты в течение третьего периода. В 1977—1978 гг. наблюдалось быстрое увеличение морфометрических параметров дельты. 1978 г. отличался самым большим стоком наносов при умеренной энергии ветрового волнения. Параметр λ достиг своего максимума. Все это привело к значительной аккумуляции наносов и заметному росту дельты (рис. 2).

Даже последовавший затем кратковременный период роста волнового воздействия при уменьшении влияния реки (1979 г.), оказывается, не в силах изменить наметившейся тенденции в развитии дельты. С 1980 г. роль реки вновь заметно возрастает.

К 1984 г. морфология дельты приобрела следующие особенности: вдоль морского края дельты протянулись две узкие песчаные косы. За косами внутри дельты располагаются мелководные лагуны. Мористее устьевого створа образовалась баровая отмель с островом.

В ближайшее время дельта, по-видимому, вступит в период развития, характеризующийся сравнительно небольшим увеличением ее морфометрических параметров в условиях относительного сбалансированного взаимодействия реки и моря.

В процессе развития дельты изменялась степень симметричности северного (левого) и южного (правого) крыльев дельты. В первый год образования дельты сформировался несимметричный конус выноса, речные наносы отлагались преимущественно в северной его части, чему способствовал речной сток на северо-восток и вдольбереговой перенос наносов волнением на юг.

В дальнейшем, когда прорезь была закрыта, в отсутствии поступления речных наносов и при активном воздействии морского волнения произошло постепенное перераспределение наносов на конусе выноса, размыв северного крыла и выравнивание обоих его крыльев.

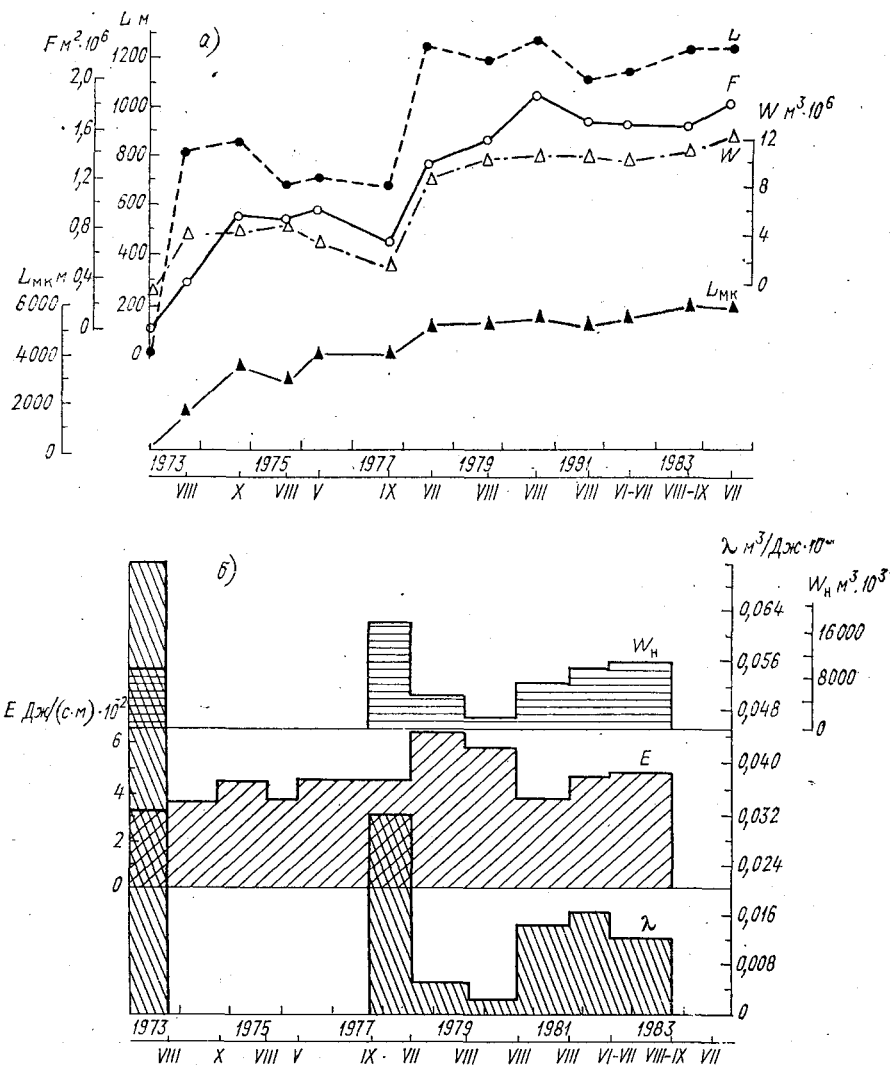


Рис. 2. Графики изменения морфометрических характеристик дельты (а) и основных дельтоформирующих факторов (б).

L — длина дельты, F — площадь дельты, W — объем конуса выноса, L_{mk} — длина морского края дельты, W_n — объем стока наносов реки между съемками, E — средний поток энергии ветрового волнения между съемками, λ — среднее между съемками значение параметра взаимодействия реки и моря.

После начала нового формирования дельты в 1977 г. и до настоящего времени относительная симметричность дельты сохраняется: выдвижение обоих крыльев конуса выноса происходит в восточном направлении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байдин С. С., Скриптунов Н. А., Штейнман Б. С., Ган Г. Н. Гидрология устьевых областей Терека и Сулака.— М.: Гидрометеиздат, 1971.— 199 с.
2. Михайлов В. Н., Михайлова М. В., Сидорчук А. Ю. и др. История формирования новой дельты Терека и ее вероятное дальнейшее развитие.— В кн.: Водные ресурсы бассейна реки Терек и их использование. Ростов н/Д, Южгипроводхоз, 1983, с. 32—51.

Ш. Р. Поздняков (ГГИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ НАЧАЛА ДВИЖЕНИЯ ДОННЫХ НАНОСОВ — ВЕРОЯТНО-ДЕТЕРМИНИРОВАННЫЙ ПОДХОД

Для построения модели транспорта влекомых наносов требуется прежде всего исследование гидродинамического воздействия потока на русло, приводящего к нарушению равновесного состояния донных наносов. Силовое воздействие потока на русло зависит не только от осредненной скорости. В значительной степени оно определяется пульсационными составляющими скорости потока, поэтому при оценке начала движения частиц необходимо учитывать также и вероятность его срыва [1, 5]. Применение вероятностных методов должно опираться на достаточно хорошее представление о структуре турбулентного потока. В частности, при оценке вероятности срыва частиц следует учитывать площадь дна, на которую может воздействовать вихрь того или иного размера, и продолжительность действия этого вихря. Соответственно возникает необходимость оценки пространственного и временного масштаба турбулентных пульсаций.

Основную роль в процессах взаимодействия потока с донными наносами играют купномасштабные структурные элементы [3]. Как показывают результаты исследований А. Б. Клавена [8, 9], пульсации скоростей со значениями, близкими к максимальным, формируются структурными элементами, вертикальный размер которых приблизительно равен глубине потока. Эти вихревые образования являются наиболее устойчивыми и упорядоченными элементами кинематической структуры потока и имеют квазипериодический характер. Средний продольный размер l_x этих образований зависит от шероховатости дна и изменяется от значения $6,7h$ при $\Delta/h \approx 0,01$ (Δ — высота выступов шероховатости, h — глубина потока) до $4,3h$ для дна с относительной шероховато-

стью $\Delta/h \approx 0,25$. На основе представлений о продольно-винтовом характере турбулентного течения А. Б. Клавен [9] получил, что поперечный размер, т. е. ширина крупномасштабных структурных элементов l_z в широких потоках, приближенно может быть принят равной $1,3h$.

Исходя из предположения о квазипериодичности таких крупномасштабных элементов и допуская, что характер распределения скоростей в смежных вихрях одного порядка при неизменных по длине потока условиях сохраняется, можно принять, что силовое воздействие турбулентного потока на донные частицы тоже является квазипериодическим и малоизменяющимся от периода к периоду. Это надо понимать так, что максимальное силовое воздействие турбулентного потока на частицы, лежащие на дне в окрестностях какой-либо точки, осуществляется через определенные интервалы времени T , равные периоду движения крупномасштабных вихрей.

К. В. Гришанин [4] получил выражение для периода T движения крупномасштабных вихрей

$$T = h/\bar{v}_{\text{хсп}} (C^2/g)^{1/3} \quad (1)$$

и для расстояния Λ между центрами смежных вихрей в продольном направлении

$$\Lambda = h (C^2/g)^{1/3}, \quad (2)$$

где C — коэффициент Шези; $\bar{v}_{\text{хсп}}$ — средняя по глубине скорость потока, g — ускорение свободного падения.

Эксперименты А. Б. Клавена и З. Д. Копалиани [10] показали, что значение Λ с достаточным приближением можно считать равным среднему продольному размеру крупномасштабного вихря l_x .

В работах [4, 8] показано, что движение крупных вихрей в продольном направлении совершается согласно модели замороженной турбулентности со скоростью, близкой к осредненной скорости потока. Поэтому период движения крупных вихрей T можно определить опытным путем с использованием следующего соотношения [9]:

$$T = l_x/\bar{v}_{\text{хсп}}. \quad (3)$$

Полученные таким образом экспериментальные значения T хорошо согласуются со значениями периода движения вихрей, вычисляемыми по формуле (1), что подтверждает возможность использования величины l_x вместо Λ .

Для определения массы срывающихся частиц выделим на дне потока площадку Ω . Пусть на этой площадке лежат частицы со средним диаметром d . Тогда общая масса верхнего слоя частиц M_0 , подвергающихся непосредственно гидродинамическому воздействию потока, будет равна

$$M_0 = k\Omega d\rho_s, \quad (4)$$

где k — коэффициент, учитывающий степень заполнения части-

цами верхнего слоя объема Ωd ; ρ_s — плотность частиц наносов. На основании соотношения, полученного В. Н. Гончаровым [2], для частиц крупнее 0,5 мм можно в первом приближении принять $k=0,64$. Значение площади Ω ниже берется равным площади проекции крупномасштабного структурного элемента на дно потока. В соответствии с этим записываем

$$\Omega = l_x l_z = 1,3 h^2 (C^2/g)^{1/3}. \quad (5)$$

Общая масса частиц M_T со средним диаметром d , которая срывается с площадки Ω в течение времени T , может быть оценена с учетом некоторого коэффициента, равного вероятности ψ срыва определенной доли частиц, находящихся на этой площадке:

$$M_T = 1,3 k h^2 (C^2/g)^{1/3} d \rho_s \psi. \quad (6)$$

Вероятность срыва частиц ψ зависит от соотношения между неразрывающей скоростью v_0 и значением средней скорости в пределах крупномасштабного структурного элемента. Для определения вероятности срыва частиц необходимо рассмотреть плотность вероятностей продольных пульсационных скоростей в пределах статистически осредненных крупномасштабных структурных элементов.

В качестве первого приближения можно принять нормальный закон распределения продольных пульсационных скоростей. Тогда для функции распределения продольной компоненты скорости вблизи дна будем иметь

$$f(v_x) = 1/\sigma_x \sqrt{2\pi} e^{-1/2 \left(\frac{v_x - \bar{v}_x}{\sigma_x} \right)^2}, \quad (7)$$

где $\bar{v}_x$ — осредненная продольная скорость потока; v_x — мгновенная скорость потока; σ_x — среднеквадратическое отклонение мгновенной продольной скорости потока.

Вероятность η сохранения частицами неподвижности будет определяться следующим образом:

$$\eta = 1/\sigma_x \sqrt{2\pi} \int_{-\infty}^{v_0} e^{-1/2 \left(\frac{v_x - \bar{v}_x}{\sigma_x} \right)^2} dv_x. \quad (8)$$

Для определения начальной скорости срыва частиц v_0 имеется большое количество формул. Подробная их сводка дается в работе [7]. Наилучшие результаты для рек с крупными донными наносами дает формула В. В. Романовского [11], которая и предлагается для вычисления v_0 . Для оценки среднеквадратического отклонения мгновенных продольных пульсаций скорости потока у дна для рек с крупнофракционными донными наносами можно воспользоваться результатами исследований К. И. Россинского [12], приводящего следующую приближенную зависимость:

$$\sigma_x \approx 0,25 \bar{v}_x. \quad (9)$$

Измерение осредненной продольной скорости потока $\bar{v}_x$ в придонной зоне в естественных водотоках достаточно затруднено. Как правило, это значение определяют расчетным путем, используя различные зависимости для распределения скоростей на вертикали. Анализ материалов для условий горных рек показывает, что лучшее соответствие данным измерений дает эллиптическая зависимость распределения продольных скоростей на вертикали А. В. Караушева [6], которая и рекомендуется для расчета $\bar{v}_x$ у дна.

Вероятность срыва частиц ψ будет равна

$$\psi = 1 - \eta. \quad (10)$$

Введя нормированную случайную величину ζ , которая определяется по формуле

$$\zeta = (v_x - \bar{v}_x)/\sigma_x \quad (11)$$

и используя для постоянной величины обозначение

$$\mu = (v_0 - \bar{v}_x)/\sigma_x, \quad (12)$$

получим:

$$\begin{aligned} \psi = 1 - 1/\sqrt{2\pi} \int_{-\infty}^{\mu} e^{-\frac{1}{2}\zeta^2} d\zeta = 1 - 1/\sqrt{2\pi} \int_{-\infty}^0 e^{-\frac{1}{2}\zeta^2} d\zeta - \\ - 1/\sqrt{2\pi} \int_0^{\mu} e^{-\frac{1}{2}\zeta^2} d\zeta = \frac{1}{2} - \Phi(\mu), \end{aligned} \quad (13)$$

где $\Phi(\mu)$ — интеграл вероятностей, который находится по таблицам.

Формула (13) позволяет оценивать вероятность срыва частиц с площади проекции крупномасштабного структурного элемента, при этом если неразмывающая скорость v_0 превышает осредненную продольную скорость потока $\bar{v}_x$, но меньше максимального мгновенного ее значения в придонной зоне (скорость $\bar{v}_{x1}$, см. рисунок), т. е. $\mu > 0$, то вероятность начала движения частиц будет равна

$$\psi_1 = 1/2 - \Phi(\mu). \quad (14)$$

В случае, если неразмывающая скорость меньше осредненной продольной скорости потока ($\bar{v}_{x2}$, см. рисунок), т. е. $\mu < 0$, то вероятность начала движения можно выразить следующим образом:

$$\psi_2 = 1/2 + \Phi(\mu). \quad (15)$$

Изложенный подход к решению задачи о начале движения наносов позволяет вычислять вероятность срыва частиц с учетом пространственного и временного масштабов турбулентности. Надо иметь в виду, однако, что рассмотренная в настоящей статье за-

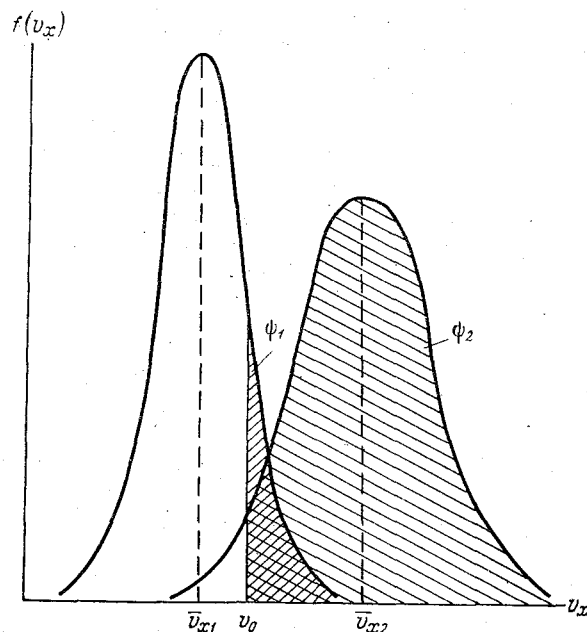


Рисунок. Определение вероятности начала движения частиц при различных соотношениях $\bar{v}_x$ и v_0 .

дача отличается большой сложностью. Автор исследовал только главные действующие факторы и отмечает приближенность полученного решения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великанов М. А. Русловой процесс.— М.: Физматгиз, 1958.— 396 с.
2. Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков.— Л.: Гидрометеониздат, 1954.— 452 с.
3. Гринвальд Д. И. Турбулентность русловых потоков.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.— 166 с.
4. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков.— Л.: Гидрометеониздат, 1979.— 312 с.
5. Карасев И. Ф. Русловые процессы при переброске стока.— Л.: Гидрометеониздат, 1975.— 288 с.
6. Караушев А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков.— Л.: Гидрометеониздат, 1960.— 392 с.
7. Караушев А. В. Теория и методы расчета речных наносов.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 272 с.
8. Клавен А. Б. Кинематическая структура турбулентного потока.— Труды ГГИ, 1968, вып. 147, с. 134—141.
9. Клавен А. Б. Оценка характеристик турбулентности русловых потоков.— Труды ГГИ, 1982, вып. 278, с. 36—43.
10. Клавен А. Б., Копалиани З. Д. Лабораторное исследование кинематической структуры турбулентного потока с сильно шероховатым дном.— Труды ГГИ, 1973, вып. 209, с. 67—90.

11. Романовский В. В. Исследование начальной скорости влечения частиц наносов.— Труды ГГИ, 1974, вып. 210, с. 130—150.
12. Россинский К. И., Дебольский В. К. Речные наносы.— М.: Наука, 1980.— 216 с.

В. И. Никора, Л. Б. Коваленко (ОГМИ)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОРТИРОВКИ ДОННЫХ НАНОСОВ В ПЕСЧАНЫХ РУСЛАХ

Характерной особенностью взаимодействия потока и русла является наличие обратных связей, позволяющих рассматривать систему «поток—русло» как саморегулируемую, самоуправляющуюся динамическую систему. Основы такого подхода заложены в работах М. А. Великанова [1], А. В. Караушева [4], К. В. Гришанина [2], Н. Е. Кондратьева, И. В. Попова, Б. Ф. Сنيщенко [7] и И. Ф. Карасева [3]. С точки зрения современных представлений о русловом процессе свойство саморегулируемости должно проявляться на всех его структурных уровнях. Однако, если исследованиям физических особенностей взаимодействия потока и русла на уровнях микро-, мезо- и макроформ посвящено значительное количество работ (их библиография в большом объеме приводится в [1—4, 7]), то процессы саморегулирования на уровне частиц, проявляющиеся в их сортировке, рассмотрены лишь в отдельных статьях [8—10]. Отсутствие систематических натурных данных о распределении различных фракций донных наносов по длине и ширине потока, грубое описание сыпучего материала средним диаметром частиц является, по-видимому, одной из причин неудовлетворительного состояния методов расчета критических скоростей потока, транспорта наносов и гидравлических сопротивлений. Кроме этого, знание закономерностей сортировки донных наносов необходимо при гидравлическом моделировании и реконструкции литодинамических процессов по отдельным образцам донных отложений.

Настоящая работа является составной частью исследований динамики потока и русловых процессов, проводимых на кафедре гидрологии ОГМИ под руководством проф. Д. И. Гринвальда, и посвящена исследованию особенностей сортировки донных наносов на участках р. Днестра у с. Карагаш и р. Турунчука у с. Яски. Кроме этого, в анализе использованы материалы лабораторных экспериментов авторов в гидравлическом лотке ОГМИ.

Обработка проб донных наносов (155 — натура, 68 — лоток) включала гранулометрический анализ ситовым методом по массе и косвенному счету с выделением следующих фракций: 2—1,6; 1,6—1,0; 1,0—0,63; 0,63—0,5; 0,5—0,4; 0,4—0,315; 0,315—0,25; 0,25—0,2; 0,2—0,16; 0,16—0,1; 0,1—0,063, определение диаметров 10, 25, 50, 75 и 90 % превышения, параметров распределения

(d_{cp} , σ_d , C_v , A , E), коэффициентов однородности d_{cp}/d_{90} и неоднородности d_{90}/d_{10} , d_{cp}/d_{90} , коэффициентов сортировки d_{75}/d_{25} и др.

1. Характеристика гранулометрических кривых.

Проверка соответствия эмпирических кривых распределения по массе и косвенному счету логарифмически-нормальному закону с использованием вероятностных клетчаток дала удовлетворительный результат. Небольшое отклонение от логнормального закона наблюдается лишь в области больших диаметров для случаев косвенного счета. Переход к шестифракционному ситовому методу приводит к существенному искажению результатов.

2. Связи статистических характеристик наносов с гидравлическими параметрами потока.

В первом приближении процесс формирования гранулометрической кривой наносов можно характеризовать симплексом V/V_0 (V — средняя и неразмывающая скорости) [9].

Анализ связей статистических характеристик наносов с относительной скоростью V/V_0 (расчет V_0 выполнен по формуле В. В. Романовского [4]), глубиной и средней скоростью на вертикали позволил установить следующее:

а) с увеличением относительной скорости V/V_0 наблюдается тенденция общего смещения интегральной гранулометрической кривой по шкале размерностей в сторону больших значений;

б) большим значениям V/V_0 соответствуют меньшие значения среднеквадратического отклонения σ_d и коэффициента вариации C_v , т. е. связь σ_d , $C_v = f(V/V_0)$ обратно пропорциональная;

в) характер связей $A = f(U/U_0)$ и $E = f(V/V_0)$ отражает стремление гранулометрической кривой с ростом V/V_0 к нормальному закону;

г) с ростом V/V_0 степень неоднородности состава наносов уменьшается.

Нанесение точек измерений по различным створам и с разными глубинами на один график общих тенденций не изменяет, но существенно увеличивает их разброс. Обусловлено это тем, что критерий V/V_0 , характеризуя только осредненное поле скоростей, недостаточно полно отражает процесс формирования гранулометрической кривой. Существенную роль здесь, по-видимому, играет крупномасштабная турбулентность, влияние которой обуславливает специфические особенности гранулометрического состава наносов. Наметившийся к настоящему времени вероятностный подход к оценке неразмывающих скоростей [3] касается только структуры потока. Более полным будет вероятностное рассмотрение обоих элементов системы: и потока, и сыпучей среды. Кроме того, полученные нами лабораторные данные свидетельствуют о том, что при покрытом грядами дне транспорт донных наносов активно осуществляется при средних скоростях на 30—40 % меньше неразмывающих для ровного безгрядового дна.

3. Особенности сортировки донных наносов по длине гряды, руслового карьера и по ширине реки.

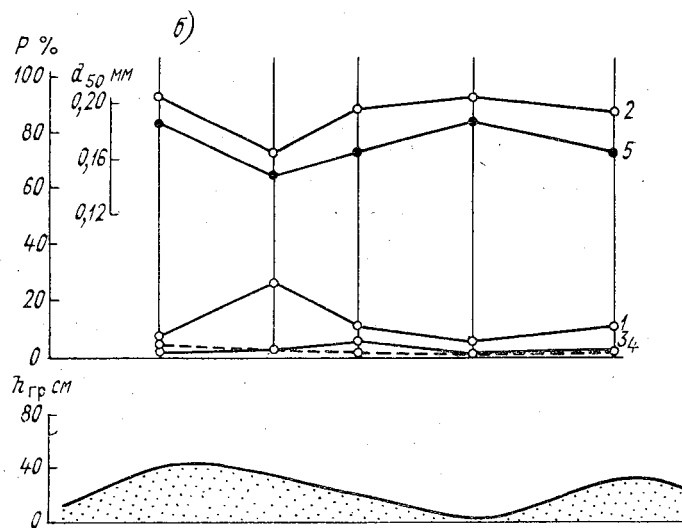
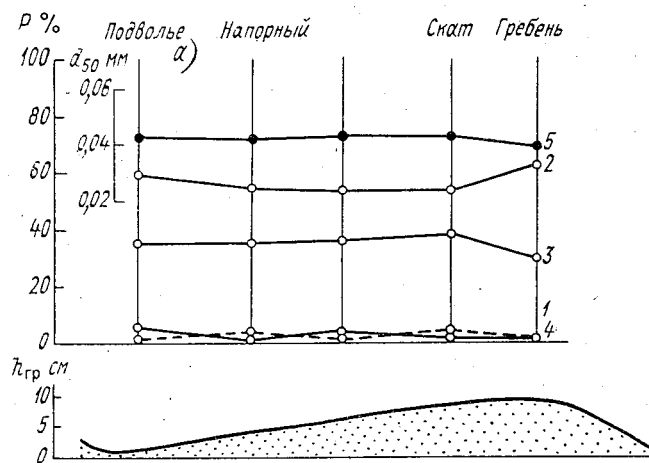


Рисунок. Распределение донных наносов различных фракций вдоль гряды.
 а — соответствие гряд формирующему их потоку, р. Турунчук — с. Яски, эксперимент № 1 от 5.08 1983 г. (1 — $<0,05$ мм; 2 — $0,05 < d < 0,25$; 3 — $0,25 < d < 0,5$; 4 — $d > 0,5$; 5 — $d_{ср}$);
 б — случай реликтовых гряд, р. Днестр — с. Карагаш, эксперимент № 4 от 10.08 1984 г. (1 — $<0,1$ мм; 2 — $0,1 < d < 0,25$; 3 — $0,25 < d < 0,5$; 4 — $0,5 < d < 1,0$; 5 — $d_{ср}$).

Распределение донных отложений по крупности вдоль гряды формируется в процессе взаимодействия потока с размываемым дном и может служить одной из его количественных характеристик. Анализ данных лабораторных и натурных измерений показывает, что формирование гранулометрического состава наносов на отдельных элементах гряды существенно зависит от степени соответствия гряд формирующему их потоку. Пример распределения различных фракций по длине гряды для двух случаев: а) соответствие гряд формирующему их потоку и б) случай реликтовых гряд представлен на рисунке. Соответствующим образом, принципиально по-разному для этих двух случаев, изменяются по длине гряды и статистические характеристики наносов. Для первого случая характерно уменьшение степени неоднородности смеси наносов (на $\approx 15\text{--}20\%$) от подвалья к гребню, а отношение $d_{\text{ср. подв}}/d_{\text{ср. гр.}}$, изменяясь в узких пределах ($\pm 15\%$), в среднем равно 1,35. Процентное содержание мелких фракций ($< 0,25\text{ мм}$) увеличивается от подвалья к гребню, а более крупных — уменьшается.

Во втором случае картина изменяется на противоположную. Отношение $d_{\text{ср. подв}}/d_{\text{ср. гр.}}$ в этой ситуации может принимать значения меньше единицы. Установлено, что в процессе перехода гряд от пассивной стадии к активной увеличение отношения $d_{\text{ср. подв}}/d_{\text{ср. гр.}}$ до максимума во времени происходит нелинейно.

Распределение наносов различных фракций по ширине исследуемых участков рек характеризуется большой изменчивостью, обусловленной особенностями поперечного профиля в створе измерений, распределением средних скоростей по ширине и наличием гряд, покрывающих русло практически по всей его ширине. Общей тенденцией является существенное возрастание вклада наносов мелких фракций за счет уменьшения крупных в прибрежных областях потока.

На участках, прилегающих к карьерной выемке сверху и снизу, процентное содержание наносов крупных фракций возрастает. В пределах карьера распределение наносов разных фракций по площади имеет сложный характер. Обусловлено это, по-видимому, активной работой карьера. В результате наблюдаются области среднезернистых песков (вскрытый слой) и области вскрытых песков с частично отложившимися мелкими фракциями. Карьер перехватывает в области своего верхового откоса крупные фракции, и далее, к низовому откосу, часть мелких. На этот процесс накладывается работа земснаряда, приводящая к появлению вышеупомянутых пятен среднезернистых песков.

ВЫВОДЫ

1. Движение донных наносов на уровне отдельных частиц обладает определенной упорядоченностью, выражающейся в специфической сортировке частиц. Русловым формам разных структур-

ных уровней свойственны свои специфические закономерности сортировки донных наносов.

2. Гранулометрический шестифракционный анализ ситовым методом по массе дает грубую оценку особенностей сортировки. Задачей дальнейших исследований является широкое использование в натурных изысканиях метода косвенного счета [8, 9] и методов многомерного статистического анализа [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великанов М. А. Проблемы формирования речного русла.— Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф., 1947, т. 11, № 4, с. 301—310.
2. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— с. 311.
3. Карасев И. Ф. Русловые процессы при переброске стока.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— с. 288.
4. Караушев А. В. Теория и методы расчета речных наносов.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— с. 272.
5. Кашин С. А., Мазиков В. Н. Многомерный анализ в литологии.— Новосибирск, Наука, 1984.— с. 72.
6. Колмогоров А. Н. О логарифмическом нормальном законе распределения частиц при дроблении.— Докл. АН СССР, 1941, т. 31, № 2, с. 99—101.
7. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Сنيщенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— с. 272.
8. Копалиани З. Д., Рожков Г. А. Метод статистического анализа гранулометрического состава наносов.— Труды ГГИ, 1982, вып. 278, с. 56—69.
9. Копалиани З. Д. Лабораторные исследования закономерностей перестроения состава наносов на размываемых моделях речных русел.— Труды ГГИ, 1982, вып. 278, с. 70—88.
10. Петухова Г. А. Изменение гранулометрического состава донных наносов по длине реки.— Труды ГГИ, 1983, вып. 297, с. 63—68.

С. А. Кондратьев, Р. М. Цаленчук (ГГИ)

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ В ПЕРИОД ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ

Целью настоящего исследования является построение гидродинамической модели формирования водной эрозии, вызванной дождевыми паводками, в первичных звеньях гидрографической сети с площадями менее 10 км².

В основу модели положены уравнения, описывающие впитывание воды в почву, склоновое и русловое стекание дождевых вод, поверхностный смыв частиц почвы и транспорт взвешенных наносов русловым потоком. Поверхность водосбора аппроксимировалась двумя наклонными плоскостями с прямолинейным каналом между ними (водосбор типа «открытая книга»).

Для расчета впитывания выпавших осадков в почву использована модель Грина—Эмпта [2]:

$$I = k_{\phi} (1 + H_f/l), \quad (1)$$

где связь глубины промачивания l с временем t задавалась следующим соотношением:

$$t - (m - W) \left[(l - l_0)/k_{\phi} - H_f/k_{\phi} \ln \left(\frac{l + H_f}{l_0 + H_f} \right) \right] = 0. \quad (2)$$

Здесь I — интенсивность впитывания; k_{ϕ} — коэффициент фильтрации; H_f — всасывающая сила; m — пористость грунта; W — предпаводочное увлажнение почвы; l_0 — начальная глубина промачивания. Значение всасывающей силы H_f принималось в зависимости от предпаводочного увлажнения почвы:

$$H_f = H_{f_0} (m - W)/(m - ВЗ), \quad (3)$$

где ВЗ — влажность завядания; H_{f_0} — значение H_f при $W = ВЗ$.

Расчет склонового стока проводился на основе уравнения кинематической волны [1, 3]

$$\partial h(x, t)/\partial t + \partial q(x, t)/\partial x = R - I; \quad q = \sqrt{i/n} h^{5/3} \quad (4)$$

со следующими краевыми условиями: $h(x, 0) = h(0, t) = 0$, где h — глубина потока; q — расход воды; R — интенсивность осадков; i — уклон склона; n — коэффициент шероховатости Маннинга для склона; x — пространственная координата, отсчитываемая от водораздела.

Расчет смыва почвы со склонов осуществлялся с учетом предположения о соответствии мутности S поверхностного потока малой глубины его транспортирующей способности, для расчета которой была выбрана наиболее простая из известных формул:

$$S(x, t) = k_1 q^2, \quad (5)$$

где k_1 — коэффициент пропорциональности. Интенсивность смыва (слой смыва в данной точке за промежуток времени Δt) рассчитывалась на основе следующего уравнения [1]:

$$\partial \eta / \partial t = -1/\rho [(\partial / \partial t)(Sh) + (\partial / \partial x)(Sq)], \quad (6)$$

где η — отметка поверхности склона; ρ — плотность отложений.

Движение паводочной волны в тальвеге описывалось уравнением кинематической волны [1, 3]:

$$\partial \omega(y, t) / \partial t + \partial Q(y, t) / \partial y = 2q(L, t), \quad (7)$$

$$Q = \sqrt{i_p} \omega^{5/3} / NP^{2/3}$$

со следующими краевыми условиями: $\omega(0, t) = \omega(y, 0) = 0$, где ω — площадь живого сечения; Q — расход воды в русле; i_p — уклон русла; N — коэффициент шероховатости Маннинга для русла; y — пространственная координата, отсчитываемая от верховья тальвега; L — длина склона; P — смоченный периметр.

Русловой транспорт взвешенных наносов моделировался на основе уравнения неразрывности движущихся частиц [1, 3]:

$$\frac{\partial}{\partial t}(S(y, t)\omega(y, t)) + \frac{\partial}{\partial y}(S(y, t)Q(y, t)) = 2S(L, t)q(L, t). \quad (8)$$

Считалось, что если рассчитанная мутность руслового потока превысит значение его транспортирующей способности, то происходит отложение наносов, при этом грядовое движение наносов не учитывалось. Для расчета транспортирующей способности руслового потока использовалось соотношение

$$S = k_2 Q^2, \quad (9)$$

где k_2 — коэффициент пропорциональности.

Масса наносов M , отложившихся за промежуток времени Δt на единице длины русла, определялась по формуле

$$M = (S - S_{\text{тр}})\omega. \quad (10)$$

Реализация модели на ЭВМ осуществлялась с использованием разработанных ранее конечно-разностных схем [1, 3].

Апробация модели проводилась на материалах наблюдений за формированием дождевых паводков и водной эрозии на объектах Молдавской воднобалансовой станции. Среди малых экспериментальных водосборов этой станции четыре имеют площадь менее 10 км², что позволяет отнести их к верхним звеньям гидрографической сети. Измерение осадков, расходов воды и ее мутности во время прохождения дождевых паводков позволяет проводить объективное сравнение фактических и рассчитанных характеристик изучаемого процесса. Однако оборудование большинства замыкающих гидрометрических створов не рассчитано на измерение расходов высоких паводков, что существенно сокращает количество исходной информации.

Для калибровки модели использовались результаты измерений в створе лога Станционного. Параметры модели определялись по имеющимся литературным данным, по данным измерений, приведенных в Материалах наблюдений Молдавской ВБС, а также в результате оптимизации.

В расчетах были приняты следующие значения параметров: $m = 0,55$, $B3 = 0,18$; $H_{f_0} = 7,4$ см. Значения предпаводочного увлажнения W , уклонов поверхности склона i и тальвега i_p , а также размеры водосбора приведены в таблице. Значение коэффициента k_ϕ в формулах (1) и (2) определялось обратным путем из условия равенства измеренного и рассчитанного объемов стока. Значения коэффициентов шероховатости склона n и русла N были приняты равными между собой и определялись из условия равенства максимальных рассчитанных и измеренных расходов воды. Значения коэффициентов k_1 и k_2 в формулах (5) и (9) определялись по соответствию измеренных и рассчитанных значений мутности. Для условий лога Станционного были получены

Морфометрические характеристики объектов и результаты моделирования

Название водосбора	Дата	Площадь водосбора, км²	Длина талвега, км	Средний уклон склона, ‰	Средний уклон талвега, ‰	Предельное значение	Расход воды			Мутность		
							$Q_{изм.}, л/с$	$Q_{расч.}, л/с$	$Q_{изм.} - Q_{расч.} \times 100 \%$	$S_{изм.}, кг/м³$	$S_{расч.}, кг/м³$	$S_{изм.} - S_{расч.} \times 100 \%$
Лог Стационарный	23.05.74	5,50	4,2	83,0	29,4	0,23	69,8	45,0	35,5	12,0	1,56	87,0
То же	14.07.76	5,50	4,2	83,0	29,4	0,48	176	205	16,5	15,0	16,9	12,7
"	17.05.77	5,50	4,2	83,0	29,4	0,41	128	122	4,7	2,8	2,32	17,1
"	12.07.77	5,50	4,2	83,0	29,4	0,30	177	185	4,5	9,2	15,8	71,7
"	12.05.78	5,50	4,2	83,0	29,4	0,28	152	160	5,3	6,3	4,49	28,7
"	15.08.79	5,50	4,2	83,0	29,4	0,50	495	473	4,4	43,0	44,7	4,0
Лог Виноградный	10.06.64	2,84	2,0	151	59,2	0,27	6420	6280	2,2	188	177	5,8
То же	27.04.65	2,84	2,0	151	59,2	0,27	11800	9863	16,4	290	294	1,4
Руч. Сагайдачный	15.07.77	3,92	2,1	136	39,5	0,41	442	446	0,9	77,0	110	42,9
То же	15.08.79	3,92	2,1	136	39,5	0,27	273	227	16,8	43,0	33,8	21,4
Руч. Вишневый	12.06.71	4,22	4,2	98,7	33,8	0,34	1860	1818	2,2	48,7	30,7	36,7

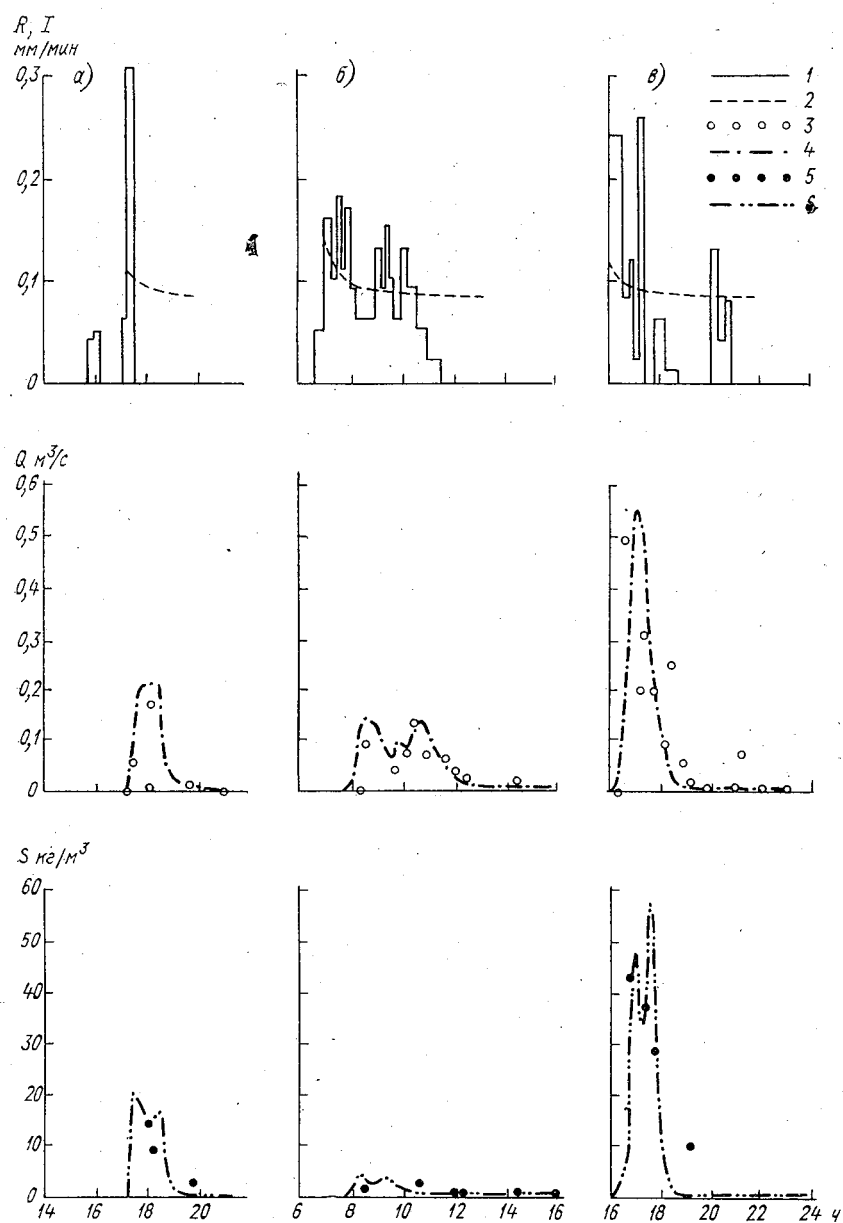


Рисунок. Характеристики паводков, прошедших 14.07.76 (а), 17.05.77 (б) и 15.08.79 (в) на водосборе лога Станционного Молдавской ВБС.

1 — интенсивность осадков, 2 — рассчитанная интенсивность инфильтрации, 3 — измеренные значения расхода воды, 4 — рассчитанный гидрограф стока, 5 — измеренные значения мутности, 6 — рассчитанные значения мутности воды.

следующие значения перечисленных выше параметров: $k_{\phi} = 0,08$ мм/мин; $n = N = 0,05$; $k_1 = 6 \cdot 10^9$; $k_2 = 10^3$. Результаты сравнения измеренных и соответствующих рассчитанных расходов воды и мутности содержатся в таблице. На рисунке приведены значения интенсивности осадков, рассчитанные кривые впитывания, гидрографы стока и изменение мутности воды для трех паводков. Полученное соответствие рассчитанных и измеренных величин подтверждает адекватность модели.

Следующим этапом исследований явился расчет гидрографов дождевого стока и мутности на других объектах Молдавской ВБС. В первом варианте расчетов значения большинства параметров модели, кроме значений предпаводочного увлажнения, были приняты те же, что и для лога Станционного. В результате было получено достаточно хорошее соответствие рассчитанных и измеренных гидрографов стока, но рассчитанные значения мутности существенно отличались от измеренных. Это, по-видимому, объясняется различиями в состоянии поверхности выбранных объектов (степень распаханности, наличие посевных культур и т. д.). Затем была предпринята попытка изменить значения параметра k_1 в формуле (5), определяющего рассчитанное количество смытой почвы. В расчетах приняты следующие его значения: $1,5 \cdot 10^{10}$ для ручья Сагайдачного; $4 \cdot 10^7$ для лога Виноградного и $0,5 \cdot 10^9$ для ручья Вишневого, что позволило улучшить соответствие измеренных и рассчитанных значений мутности (см. таблицу).

На основе полученных результатов можно сделать вывод о возможности калибровки и последующего применения модели отдельно для каждого объекта. Однако ограниченное количество исходных данных, используемых при моделировании, не позволяет сформулировать каких-либо закономерностей изменения значений параметров модели при переходе от одного объекта к другому.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев С. А. О построении модели склонового стока и смыва. — Метеорология и гидрология, 1983, № 11, с. 76—83.
2. Mein R. G., Larson C. L. Modeling infiltration during a steady rain. Water Resour. Res., 1979, vol. 9, N 2, p. 384—394.
3. Li R.-M. Water and sediment routing from watershed. — In: "Modeling of Rivers", ed. by H. W. Shen. A Wiley — Intersc. Publ., 1979, p. 9/1—9/88.

Е. М. Чурилло (ЛПИ)

К ВОПРОСУ О ГИДРАВЛИЧЕСКИХ СОПРОТИВЛЕНИЯХ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ СООРУЖЕНИЙ

Данная работа является частью исследований, проводящихся на кафедре инженерных мелиораций, гидрологии и охраны окружающей среды ЛПИ им. М. И. Калинина по расчету распределе-

ния расходов по рукавам дельт рек и прогнозированию изменений, происходящих в речной сети под влиянием водохозяйственной деятельности человека.

Распределение воды по рукавам разветвленного русла определяется сопротивлением водотоков по длине, которое зависит от шероховатости русла, и местными явлениями, обусловленными делением одного потока на несколько при разветвлении русла и объединением нескольких потоков в один при слиянии рукавов. Искусственно создавая в рукавах местные сопротивления с помощью гидротехнических сооружений, можно активно влиять на распределение расхода по рукавам. Мера этого влияния зависит от типа и параметров сооружения, а также от его местоположения относительно узла.

В данной работе рассматривался вопрос о мере влияния на поток параметров сооружений двух типов: в виде мостов различной сквозности и глухих затопленных запруд различной высоты.

Исследования проводились на гидравлической модели прямолинейного участка русла прямоугольного поперечного сечения с жестким дном, с соблюдением условий моделирования по числу Рейнольдса ($Re = vD/\nu$, где v — скорость потока, D — гидравлический диаметр, ν — коэффициент кинематической вязкости), Фруда ($Fr = v^2/gH$, где g — ускорение свободного падения, H — глубина потока) и параметру $\lambda B/H$ (λ — коэффициент гидравлического трения русла, B — ширина протоки).

Эксперименты проводились по следующей методике. При определенном фиксированном расходе, после того как течение воды принимало установившийся характер, с шагом в 1 м снимались отметки свободной поверхности потока и строилась кривая свободной поверхности. Затем в русле устанавливалось исследуемое сооружение и после стабилизации режима вновь измерялись отметки свободной поверхности. Шаг измерений вблизи сооружения уменьшался до 5–10 см. После проведения таких измерений для всех исследуемых сооружений расход менялся, и вся серия экспериментов повторялась.

Таким образом были проведены опыты с четырьмя мостами различной сквозности и тремя глухими запрудами различной высоты при четырех значениях расхода.

Мера влияния сооружения на поток выражалась коэффициентом сопротивления сооружения μ , который находился по формуле

$$\mu = F_c / \bar{F} l_c, \quad (1)$$

где $\bar{F}$ — модуль сопротивления единицы длины протоки; l_c — длина зоны влияния сооружения вниз по течению (длина участка в нижнем бьефе, в пределах которого происходит практически полное гашение энергии воды, поступающей из верхнего бьефа). Граница раздела между этой зоной и зоной влияния сооружения вверх по течению (кривой подпора) проходит через створ, в котором кривая подпора сопрягается с кривой спада (рис. 1).

Длину этой зоны для запруд можно рассчитать с помощью известных зависимостей для длины гидравлического прыжка. По данным А. Н. Рахманова, длины зон влияния за мостом и запрудой сопоставимы. Это подтверждают и эксперименты, проведенные в данной работе.

Модуль сопротивления сооружения F_c определяется формулой

$$F_c = \Delta z_c / Q^2. \quad (2)$$

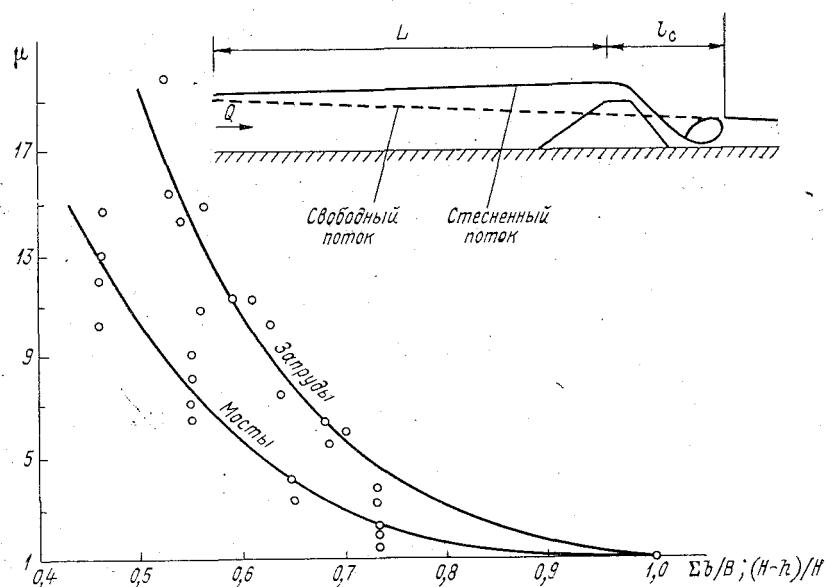


Рис. 1. График зависимости коэффициента сопротивления сооружений от их параметров.

Здесь Q — расход воды в протоке; Δz_c — перепад уровней, обусловленный только сооружением. Он определяется исключением из общего перепада ($\Delta z_{об}$), полученного экспериментально на длине l_c , перепада уровней на трение на этом же участке (Δz_f) и разности скоростных напоров (Δz_v):

$$\Delta z_c = \Delta z_{об} - \Delta z_f - \Delta z_v. \quad (3)$$

В формуле (3) Δz_f определяется из эксперимента как перепад свободной поверхности потока без сооружения; Δz_v — как разность значений величины

$$\alpha v^2 / 2g. \quad (4)$$

Коэффициент сопротивления сооружения находился по формуле

$$\mu = \Delta z_c / Q^2 \bar{F} l_c. \quad (5)$$

В результате был построен график (рис. 1) зависимости коэффициента μ от параметров сооружения. Для мостов этим параметром являлась сквозность сечения, вычисленная как отношение суммы пролетов ко всей ширине русла ($\sum b/B$); для запруд — сквозность сечения по вертикали $(H_m - h)/H_m$, где h — высота запруды, H_m — максимальная глубина потока с сооружением. График дает возможность определить степень воздействия различных сооружений на поток. При необходимости по графику на рис. 1 и формуле (5) можно определить перепад на сооружении Δz_c .

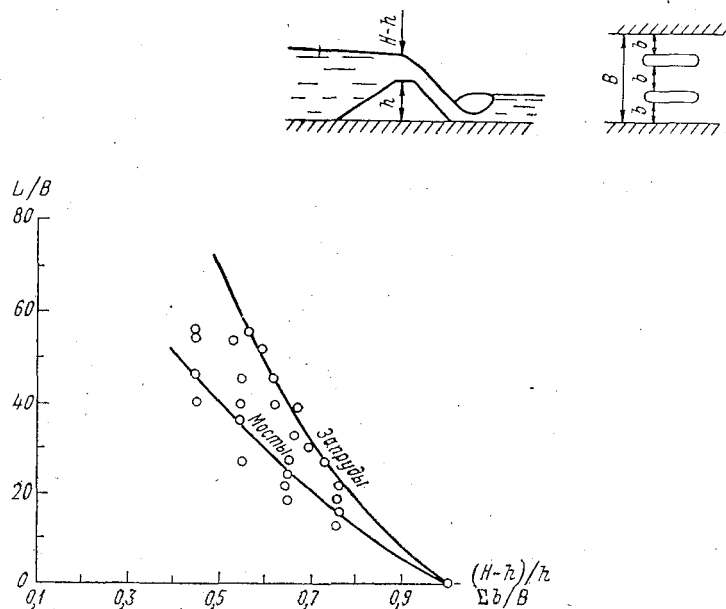


Рис. 2. График зависимости длины зоны влияния сооружений на режим потока в верхнем бьефе от их параметров.

В работе также рассматривается вопрос о зависимости длины зоны влияния сооружений на режим потока в верхнем бьефе от их параметров. Известно, что местное сопротивление создает подпор в верхнем бьефе. Зона подпора теоретически распространяется вверх по течению на бесконечно большую длину. Практически же кривая с небольшим допущением считается конечной. Зная зону выклинивания подпора, можно заранее предусмотреть, какие элементы речной сети (узлы, протоки, другие сооружения) попадут под влияние проектируемого сооружения.

На рис. 2 приведен график зависимости длины этой зоны, отнесенной к ширине протоки, от тех же параметров сооружений ($\sum b/B$, $(H_m - h)/H_m$). Экспериментальные данные сравнивались с расчетами по методу Бахметьева с использованием стандартных программ на ЭВМ. Совпадение результатов хорошее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леви И. И. Моделирование гидравлических явлений.— Л.: Энергия, 1967.— 234 с.
2. Шарп Дж. Гидравлическое моделирование.— М.: Мир, 1984.— 278 с.
3. Киселев П. Г. Справочник по гидравлическим расчетам.— М.: Энергия, 1972, с. 104—191.
4. Ротенбург И. С. Вопросы гидравлического расчета и назначения отверстий мостов на переходах через равнинные реки. Изд-во Саратовского ун-та, 1960.— с. 225.

Т. Г. Войткова (ЛПИ)

ВЛИЯНИЕ ПЛАНОВОЙ ФОРМЫ ОДИНОЧНОЙ ЦИЛИНДРИЧЕСКОЙ ОПОРЫ НА ПАРАМЕТРЫ ВОРОНКИ МЕСТНОГО РАЗМЫВА

Сооружения типа опор, находящиеся в водотоке существенно повышают воздействие потока на дно водотока в месте установки опоры. Это связано с возникновением трехмерного и двухмерного отрыва пограничного слоя и образованием крупномасштабных вихрей в лобовой и кормовой частях опоры. Эти вихревые структуры, обладая большой энергией, производят размыв дна русла у опоры.

Различают размыв при отсутствии транспорта донных наносов, когда скорости невозмущенного потока меньше неразмывающей и случай, когда в воронку размыва беспрепятственно поступают донные наносы, влекаемые потоком. В настоящее время для определения максимальной глубины местного размыва у опор имеется большое количество формул и разнообразных расчетных схем. Почти все они представляют собой эмпирические зависимости, полученные в лабораторных условиях без соблюдения основных правил моделирования. Проведенные сравнения наиболее известных формул показывают, что они по разному учитывают влияние каждого из основных факторов на глубину местного размыва. Определенное по разным формулам при одинаковых исходных данных влияние каждого фактора может отличаться до 5—6 раз [1].

В настоящее время не представляется возможным учесть комплексное взаимодействие всех факторов, влияющих на параметры воронки местного размыва, поэтому в исследованиях упрощают схему размыва, делают много допущений, но даже и в этом случае задача расчета параметров воронки местного размыва является весьма сложной из-за большого количества этих факторов. Это скорости потока, уклоны дна, характеристика грунтов, слагающих ложе, форма русла, косина набегающего потока, размеры и форма опоры. К числу важнейших факторов многие исследователи относят плановую форму опоры. Значительное количество

опор имеют плановую форму отличную от круга — это промежуточные опоры мостов, фундаменты линий электропередач и пр. Дальнейшее развитие индустриальных методов строительства вызывает необходимость применения таких опор, которые позволяют широко использовать унифицированные элементы железобетонных конструкций.

Большинство же исследований выполнено для опор круглой цилиндрической формы. Большая работа по изучению влияния формы опоры на глубину местного размыва опор была выполнена в СССР в ЦНИИСе. По предложению Ярославцева и Андреева для мостовых опор некруглого поперечного сечения в формулу глубины размыва был введен коэффициент формы, значения которого выбирались в зависимости от формы и конструкции опоры. Работы ЦНИИСа легли в основу зависимостей, включенных в ВСН 62—69, используемых в проектировании в настоящее время. Недостатками этих формул является то, что они были получены на базе лабораторных исследований без соблюдения основных правил моделирования.

На кафедре ИМГиООС ЛПИ им. М. И. Калинина под руководством проф. Михалева М. А. проведены исследования местного размыва у опор различных плановых форм, на основе теории подобия и размерностей.

В основу наших исследований положено критериальное уравнение [2]

$$a/D = f(u_{\infty}/u_0; Ar_d; Ga_D; D/H_{\infty}; k_{\Phi}), \quad (1)$$

где a — параметр воронки местного размыва (максимальная глубина, длина или ширина); u_{∞}/u_0 — отношение средней скорости потока к неразмывающей для данного грунта вдали от опоры;

$$Ar_d = (\rho_1 - \rho/\rho) (gd^3/\nu^2) \quad (2)$$

— критерий Архимеда, характеризующий грунт и соотношение действующих на него сил вязкости, инерции и трения; ρ_1 и ρ — соответственно плотности грунта и воды; g — ускорение свободного падения; d — диаметр частиц грунта; ν — кинематический коэффициент вязкости;

$$Ga_D = gD^3/\nu^2 \quad (3)$$

— критерий Галилея, характеризующий поперечный размер опоры и соотношение сил вязкости, инерции и тяжести, действующих на нее. D — характерный размер опоры (ее ширина); H_{∞} — глубина воды в натуре или донный гидравлический радиус в лабораторных условиях, рассчитанный по методике, разработанной на кафедре ИМГиООС [3]. k_{Φ} — коэффициент формы опоры. Изучались следующие плановые формы опор: квадратные, прямоугольные, с закругленной и заостренной лобовой и кормовой частью. Модельные исследования проводились в остекленном гидравлическом лотке следующих размеров: длина 11 м, ширина 0,61 м, глубина 0,90 м. Основные параметры изменялись в следующих

пределах: u_∞/u_0 от 0,15 до 2,2, критерий Архимеда от 520 до 202×10^3 (грунт однородный, диаметры частиц 0,37; 0,75; 1,50; 2,50 мм); критерий Галилея изменялся от 5,1 до $2,1 \cdot 10^9$; число Фруда — от 0,021 до 0,70; D/H_∞ — от 0,15 до 0,83; угол подхода потока к опоре равнялся 0° . После опыта вода из лотка постепенно удалялась и определялся профиль размытого дна. Продолжительность контрольных опытов составляла до 12 ч, однако через 4,5 ч для грунта $d \leq 0,75$ мм и 3 ч для грунтов $d \geq 1,5$ мм параметры воронки размыва практически не менялись.

Из анализа графиков (см. рисунок) видно, что максимум размыва для всех типов изучаемых опор наблюдается при соотноше-

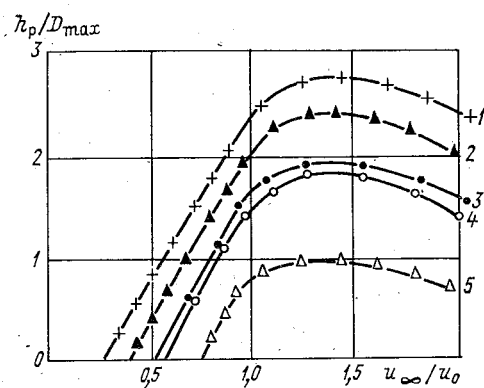


Рисунок. Пример зависимости относительной глубины воронки размыва ($h_p/D = f(u_\infty/u_0)$; плановая форма опоры) при $D/H_\infty = 0,205$, $At_d = 4,1 \cdot 10$ $Ga_D = 4,9 \cdot 10$.

Опоры: 1 — квадратная, 2 — прямоугольная, 3 — круглая, 4 — эллипсовидная, 5 — заостренная ($\alpha = 30^\circ$).

нии средней скорости к неразмывающей от 1,2 до 1,7 (в зависимости от диаметра частиц).

В исследуемом диапазоне изменения глубин при указанных выше значениях критерия Архимеда максимум относительной глубины воронки размыва не зависит от критерия Галилея.

Исследование местного размыва у опор различных плановых форм показывает, что при обтекании цилиндрических опор, плановая форма которых отлична от круга, для прямоугольных и закругленных опор (их в литературе часто называют опорами с тупыми очертаниями лобовой и кормовой части), так же как и для круглой опоры, возникает трехмерный отрыв пограничного слоя с образованием подковообразного вихря. Первоначальный размыв, появляющийся вначале у острых кромок, для прямоугольных опор и у боковых граней для закругленных, увеличиваясь в размерах, смещается к лобовой части. Максимальная глубина воронки размыва у этих опор располагается в передней части. Максимальный размыв стабилизировавшейся воронки размыва наблюдается у прямоугольной опоры $l/D = 1,0$ (квадратная опора), где l и D — соответственно длина и ширина опоры. С увеличением этого отношения параметры местного размыва уменьшаются. Для закругленных опор улучшаются условия обтекания и уменьшается местный размыв по сравнению с прямоугольной.

Представляет интерес исследование размыва у опор с заостренной лобовой и кормовой частями, так как наиболее полно требованиям унификации, о которых говорилось выше, удовлетворяет форма опоры с остроугольными очертаниями лобовой и кормовой частей в плане. Максимальная глубина размыва у таких опор наблюдается у боковых граней, причем с уменьшением угла заостренной передней части улучшается обтекание опор, на что указывалось, в исследованиях [4], воронка размыва смещается с кормовой части и глубина размыва уменьшается. При стабилизации воронки местного размыва минимальный размыв наблюдается у опор с заостренной лобовой частью при угле заостренности меньше 45° при симметричном обтекании опоры потоком.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтунин В. С., Курганович А. А., Петров Н. Н. Современное состояние проблемы местного размыва у преград.— Гидротехническое строительство, 1977, № 6, с. 25—31.
2. Канарский Н. Д. Параметры местного размыва в районе одиночной цилиндрической опоры и факторы ее определяющие.— Гидротехническое строительство, 1983; № 9, с. 30—34.
3. Михалев М. А. К вопросу о сопротивлении открытых русел с неоднородной шероховатостью ложа.— Изв. ВНИИГ, 1982, т. 145, с. 100—105.
4. Марченко А. С. Исследование обтекания цилиндрических тел типа опор потоком со свободной поверхностью.— Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. техн. наук.— Л., 1974.— 16 с.

А. А. Васильев (Ленгипротрансмост)

ОСОБЕННОСТИ ГИДРАВЛИКО-ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РАСЧЕТА МОСТОВ В УСЛОВИЯХ ПОДПОРА ОТ ПЛОТИН ГЭС

Интенсивное развитие промышленности в районах освоения Сибири, возросшие потребности экономики страны в транспортных перевозках способствуют росту сети автомобильных и железных дорог. Одновременно увеличиваются потребности народного хозяйства в электроэнергии, что предопределяет интенсивное использование гидроресурсов как источника наиболее дешевой энергии.

Строительство ГЭС и образование водохранилищ приводят к изменению естественного состояния рек, что должно учитываться при расчете мостов на транспортных магистралях, пересекающих водохранилища. Наличие подпора от плотины ГЭС приводит к следующим изменениям водного режима реки:

1. Подъем уровня воды выше бытовых отметок приводит к увеличению ширины разлива потока на пойме, при этом возрастает глубина потока на пойме и продолжительность ее затопления.

2. Уменьшение русловых скоростей течения и, как следствие, перераспределение расходов воды между руслом и поймой.

3. Увеличение высоты волны и продолжительности волнового воздействия на сооружения моста.

4. Развитие сгонов и нагонов в период сильных ветров.

Важным следствием изменения водного режима реки является уменьшение до нуля расхода руслоформирующих наносов G во время прохождения половодья. Этот факт объясняется тем, что несмотря на увеличение русловой скорости v_p на подъеме половодья она становится меньше бытовой русловой скорости $v_{p.б}$ из-за возрастания подпора. При снижении v_p до неразмывающей скорости $v_{нер}$ ($v_p^h \leq v_{нер}^h$) для определенной глубины русла h движение руслоформирующих наносов прекращается.

Это обстоятельство негативно сказывается на русловых деформациях под постами, находящимися в условиях подпора — глубина общего размыва $h_{р.м.}$, как правило, значительно больше глубины для безподпорных рек.

Для исследования процесса прохождения волны половодья в зоне выклинивания подпора и нахождения основных гидравлических характеристик потока на участке влияния мостового перехода в данной работе применена программа гидравлических и русловых расчетов на ЭВМ — «Гидрам-3». Основные положения программы изложены ее автором Г. А. Федотовым в работе [2].

Математической основой «Гидрам-3» являются три дифференциальных уравнения: уравнение движения и неразрывности водного потока и уравнение баланса наносов. В результате одновременного решения этих уравнений в конечных разностях ЭВМ выдает на печать отметки размытого дна, скорости течения, расходы наносов и т. п.

Для расчета общего размыва под мостом в многолетней перспективе необходимо задать серию паводков в многоводный период стока на исследуемой реке. При отсутствии наблюдений на реке можно воспользоваться рекой-аналогом, а также исследованиями Д. Я. Ратковича [1].

Анализ 90 рядов максимального стока рек территории СССР автором данной статьи показал, что длительность многоводной серии может достигать 7—10 лет, причем, как правило, в нее входит расход редкой повторяемости.

Расчетную для опор глубину общего размыва $h_{р.м. P \%}$ можно найти пропуском паводка нормативной обеспеченности вслед за многоводной серией, после чего, возможно, русло достигнет равновесного состояния. Полное прекращение размыва наблюдается при восстановлении продольного баланса руслоформирующих наносов, т. е. при $\partial G / \partial l = 0$.

Было исследовано два моста в зоне выклинивания подпора:

1. На Воткинском водохранилище с отверстием моста $L_m = 530$ м, ширина русла $B_p = 500$ м, ширина разлива воды $B_0 = 3500$ м, расчетный расход $Q_{1 \%} = 17\,000$ м³/с.

2. На Куйбышевском водохранилище $L_M=900$ м, $B_p=860$ м, $B_0=3200$ м, $Q_{1\%}=40\,600$ м³/с.

В целях наглядности взято три случая задания серий паводков:

1. Серия $Q_{\max}$ в натурной последовательности в бытовых условиях.

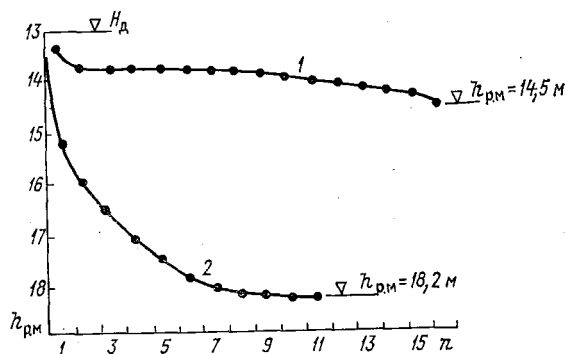


Рис. 1. График зависимости $h_{p.m.}=f(n)$ для $L_M=530$ м.
1 — серия $Q_{\max}$ в бытовых условиях; 2 — серия $Q_{\max}=Q_{1\%}$ в подпорных условиях.

2. Серия $Q_{\max}$ в натурной последовательности при подпоре. В конце каждой серии пропускался расчетный паводок с $Q_{\max}=Q_{1\%}$

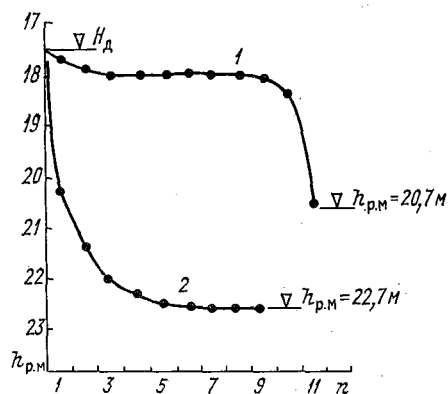


Рис. 2. График зависимости $h_{p.m.}=f(n)$ для $L_M=900$ м.

1 — серия $Q_{\max}$ в подпорных условиях;
2 — серия $Q_{\max}=Q_{1\%}$ в подпорных условиях.

3. Гипотетический случай — серия одинаковых расчетных паводков в подпоре, следующих один за другим.

На рис. 1, 2 приведены кривые зависимости глубины общего размыва под мостом $h_{p.m.}$ от количества паводков в серии. Из рисунков видно, что наибольшие деформации русла происходят при наличии подпора, при этом глубина общего размыва приближается к гипотетической.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Раткович Д. Я. Многолетние колебания речного стока.—Л.: Гидрометеиздат, 1976.—256 с.
2. Федотов Г. А. Расчеты мостовых переходов с применением ЭЦВМ.—М.: Транспорт, 1977.—208 с.

А. Ю. Вансевичус (ЛПИ)

К ВОПРОСУ О ГИДРАВЛИКЕ ПОТОКА В УЗЛАХ СЛИЯНИЯ

Кинематика потока в узлах слияния довольно сложна и изучена недостаточно. Цель данной работы — изучить влияние морфометрии узлов слияния на кинематику потока и величины местных сопротивлений в узлах слияния водотоков. Работа носит экспериментальный характер. В лаборатории русловых процессов Ленинградского политехнического института под руководством

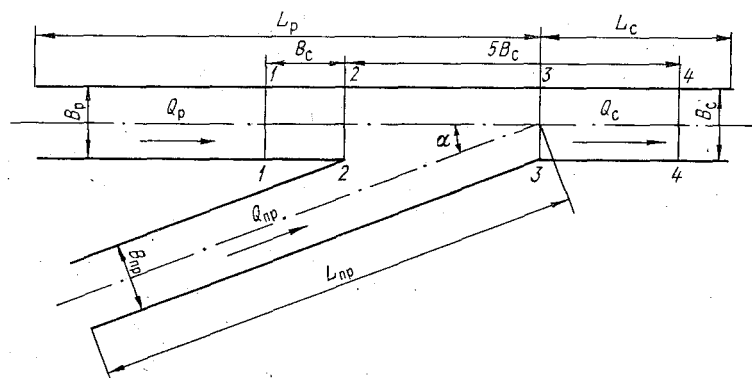


Рис. 1. Схема узла слияния.

проф. М. А. Михалева проводились опыты на схематизированной аэродинамической модели узлов слияния при следующих параметрах водотоков, выполненных в форме прямоугольного поперечного сечения: $B_p = B_{сп} = B_c = 0,70$ м; $H = 0,025$ м; $\alpha = 20^\circ$; $L_p = 7,40$ м; $L_{сп} = 6,90$ м; $L_c = 2,50$ м (рис. 1). Дно и стенки модели были выполнены из окрашенного дерева, а сверху модель была покрыта стеклом.

Движение потока в узле слияния можно описать уравнением движения с переменным расходом [2]:

$$(2 - m) \frac{a_0 v dv}{g} + dy_1 + dh_f = 0, \quad (1)$$

где $m = v_1/v$ — отношение проекции полной скорости притока на направление движения (v_1) к скорости основного потока (v);

α_0 — «корректив количества движения»; g — ускорение свободного падения; $y_1 = p/\gamma + z$ — превышение пьезометрической линии над плоскостью сравнения где p — статическое давление; γ — плотность; z — превышение дна модели над плоскостью сравнения); h_f — потери напора на трение по длине потока.

При постоянном расходе уравнение (1) переходит в уравнение Бернулли:

$$\alpha_0 v dv/g + dy_1 + dh_f = 0, \quad (2)$$

которым в некотором приближении можем описать движение потока в основном русле и притоке до слияния и после слияния в суммарном русле.

Член уравнения (1) и (2) dh_f выражается так [2]:

$$dh_f = Q^2/K^2 ds, \quad (3)$$

где Q — расход потока; K — модуль расхода, равный $C\omega\sqrt{R}$; C — коэффициент Шези, для напорного потока равный $\sqrt{8g/\lambda}$, λ — коэффициент гидравлического трения и R — гидравлический радиус.

Представим уравнения (1) и (2) с учетом (3) в безразмерном виде. Обозначая безразмерные величины соответствующим индексом со штрихом, получим:

$$\text{Fr} \cdot 2 \frac{\alpha_0 v' dv'}{ds'} - \frac{v_1}{v} \text{Fr} \frac{\alpha_0 v' dv'}{ds'} + i_p \frac{dy_1'}{ds'} + \frac{\lambda}{8} \text{Fr} = 0, \quad (4)$$

$$\text{Fr} \frac{\alpha_0 v' dv'}{ds'} + i_p \frac{dy_1'}{ds'} + \frac{\lambda}{8} \text{Fr}, \quad (5)$$

где $\text{Fr} = V^2/gL$ — число Фруда; V и L — соответственно масштабы скорости и длины; i_p — пьезометрический уклон.

После нормирования по Fr из (4) и (5) получим следующие критериальные уравнения:

$$f(v_1/v; \text{Eu}; \lambda/8) = 0, \quad (6)$$

$$f(\text{Fr}; \lambda/8) = 0, \quad (7)$$

где $\text{Eu} = i_p/\text{Fr}$ — число Эйлера [1].

Критериальное уравнение для узла слияния в целом можно записать в следующем виде:

$$f(\text{Eu}_p; \lambda_p/8; \lambda_p B_p/H_p; \text{Eu}_{\text{пр}}; \lambda_{\text{пр}}/8; \lambda_{\text{пр}} B_{\text{пр}}/H_{\text{пр}}; v_{\text{пр}}/v_p; \text{Eu}_{\text{уз}}; \lambda_{\text{уз}}/8; \text{Eu}_c; \lambda_c/8; \lambda_c B_c/H_c; n; \text{tg } \alpha) = 0, \quad (8)$$

в которое кроме чисел подобия из уравнения (6) и (7) вошли: число $\lambda B/H$ — обусловленное наличием в потоке области отрыва [3]; $n = \omega_c/(\omega_p + \omega_{\text{пр}})$ — коэффициент, равный отношению площади живого сечения суммарного потока ω_c к сумме площадей живых

сечений основного русла ω_p и притока ω_{np} ; α — угол соединения водотоков. Последние два параметра следуют из условий однозначности.

В нашей задаче при определении величин местных сопротивлений искомой величиной, или числом подобия, является E_u , а другие величины являются критериями подобия.

Для определения величин местных сопротивлений исходным принимаем уравнение (1), которое в интегральной форме можно представить в следующем виде [2]:

$$1/g \int \frac{(1-m)v}{\omega} dQ + \frac{v^2}{2g} + y_1 + h_f = \text{const.} \quad (9)$$

Выделим участок 1—4 (рис. 1), на котором существенно влияние узла, и соединим сечения 1—1 и 4—4 уравнением переменной массы:

$$y_{11} + \frac{v_1^2}{2g} = y_{14} + \frac{v_4^2}{2g} + \frac{1}{g} \int_{2-2}^{3-3} \frac{(1-m)v}{\omega} dQ + h_{f1-4}. \quad (10)$$

Отсюда

$$y_{11} - y_{14} - \left(\frac{v_4^2}{2g} - \frac{v_1^2}{2g} \right) = \frac{1}{g_{2-2}} \int_{2-2}^{3-3} \frac{(1-m)v}{\omega} dQ + h_{f1-4} = h'_f, \quad (11)$$

где h — изменение полной удельной энергии, обусловленное потерями на трение и на присоединение расхода.

Как известно, член уравнения (9) $\frac{1}{g} \int \frac{(1-m)v}{\omega} dQ$ в общем случае решения не имеет. Будем считать, что действие этого члена, учитывающего потери на присоединение расхода, аналогично действию сил трения на эквивалентной длине l_3 , т. е.:

$$h'_f = Q^2/K^2 (l_{1-4} + l_3), \quad (12)$$

где l_{1-4} — длина участка 1—4.

Заменим $(l_{1-4} + l_3) = l_{1-4} \mu_c$, где μ_c — коэффициент, учитывающий местные сопротивления, и $1/K^2 = \bar{F}$ — модуль сопротивления на единице длины. Тогда из (11) и (12) получим выражение для μ_c

$$\mu_c = \frac{(y_{11} - y_{14}) - \left(\frac{v_4^2}{2g} - \frac{v_1^2}{2g} \right)}{Q^2 \bar{F} l_{1-4}}. \quad (13)$$

Модуль сопротивления $\bar{F}$ определим по формуле

$$\bar{F} = \lambda/8g\omega^2 R, \quad (14)$$

где λ отыскивается опытным путем постановкой отдельных опытов на прямом участке:

$$\lambda = \Delta y / 8gR/(v^2 l), \quad (15)$$

(Δy_1 — перепад пьезометрической линии на участке длиной l).

Аналогично получим и коэффициент местного сопротивления для притока, причем, в уравнении (13) принимаем, что для основного русла $Q = Q_p$; $\bar{F} = \bar{F}_p$, а для притока $Q = Q_{пр}$; $\bar{F} = \bar{F}_{пр}$.

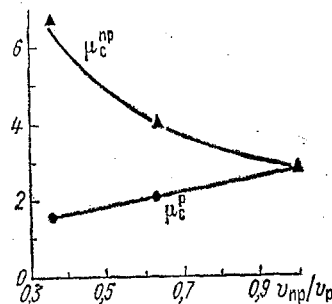


Рис. 2. График зависимости сопротивлений узла слияния от соотношения скоростей $v_{пр}/v_p$, при $\lambda_c B_c/H_c = 0,68$, $\alpha = 20^\circ$ и $n = 0,5$.

Длина участка 1—4 при данных параметрах, как показывают опытные данные, примерно равна $6B_c$ (рис. 1). Эту величину и принимаем за длину узла слияния.

По опытным данным построен график зависимости местных сопротивлений от соотношения скоростей $v_{пр}/v_p$, при $\lambda_c B_c/H_c = 0,68$, $n = 0,5$, $\alpha = 20^\circ$ (рис. 2).

Установление зависимости местных сопротивлений узла слияния от других критериев уравнения (8) является целью наших дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кумина Т. Д., Михалев М. А. Инженерная гидрология: Лабораторный практикум.— Л.: ЛПИ, 1980.— 73 с.
2. Маккавеев В. М., Коновалов И. М. Гидравлика.— М.—Л.: Речиздат, 1940.— 643 с.
3. Михалев М. А. Гидравлический расчет потоков с водоворотом.— Л.: Энергия, 1971.— 184 с.

В. А. Ременюк (ГГИ)

УПРОЩЕННАЯ ИНТЕРПОЛЯЦИОННО-ГИДРАВЛИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАСХОДА ВОДЫ

Одной из актуальных задач речной гидрометрии является ускорение измерений расходов воды при сохранении установленной точности получаемых данных. Эта задача вытекает из общих требований интенсификации современного производства и решается,

в частности, применением интерполяционно-гидравлических моделей расхода воды [1, 2, 4]. В методических рекомендациях [2] реализована линейная интерполяционно-гидравлическая (ЛИГ) модель расхода воды, расчетная зависимость которой имеет вид

$$Q = \sum_{S=1}^N f_S v_S = \sum_{S=1}^N f_S (ah_S^{2/3} + (v_i - ah_i^{2/3} + v_j - ah_j^{2/3})/2)_S, \quad (1)$$

где h_S , f_S и v_S — соответственно средняя глубина, площадь и средняя скорость потока в частичных отсеках живого сечения (S — индекс текущей нумерации); $h_{i(j)}$, $v_{i(j)}$ — соответственно глубина и средняя скорость на левой (i) и правой (j) ограничивающих S -тый отсек вертикалях, a — гидравлический коэффициент в формуле Шези—Маннинга для средней скорости потока

$$v = \frac{\sqrt{I}}{n} h^{2/3} = ah^{2/3}. \quad (2)$$

Структура формулы (1) может быть обобщена в соответствии с физическим смыслом ЛИГ-модели в виде зависимости [1, 4]:

$$Q = \sum_{S=1}^N f_S (\dot{v}_S + \Delta v_S) = \sum_{S=1}^N f_S (\dot{v}_S + P_S (\Delta v_i + \Delta v_j)_S), \quad (3)$$

где $\dot{v}_S$ — гидравлическая (детерминированная) составляющая средней скорости в отсеке: $\dot{v}_S = ah_S^{2/3}$; Δv — структурная (случайная, знакопеременная) составляющая скорости: $v = \dot{v} + \Delta v$.

В зависимости (3) весовой коэффициент $P_S = 0,5$ (это следует из (1)) определяет линейную интерполяцию составляющих $\Delta v_{i(j)}$ на середину соответствующего частичного отсека. Однако такое значение коэффициента P_S не единственно возможное, поскольку, например, не отражает существующую связь P_S с изменчивостью глубин по ширине отсеков. Учитывая это обстоятельство, выражим зависимость $P_S(h_i, h_j, h_S)_S$ в следующей форме:

$$P_S = h_S^{2/3} / (h_i^{2/3} + h_j^{2/3})_S. \quad (4)$$

Далее, в соответствии с (2), представим $\dot{v}_S$ в виде:

$$\dot{v}_S = ah_S^{2/3} = aP_S (h_i^{2/3} + h_j^{2/3})_S = P_S (\dot{v}_i + \dot{v}_j)_S \quad (5)$$

что с учетом (3) приводит модель расхода воды к выражению

$$Q = \sum_{S=1}^N f_S v_S = \sum_{S=1}^N f_S P_S (v_i + v_j)_S. \quad (6)$$

Таким образом, в связи с представлением весового коэффициента в форме (4) достигнуты следующие результаты: 1) значение коэффициента P_S в форме (4) в большей мере отражает физику рассматриваемого явления, чем фиксированное значение $P_S=0,5$; 2) структура интерполяционно-гидравлической модели расхода воды (1) обрела более компактную форму (6), что должно облегчить применение модели в оперативной работе гидрологов.

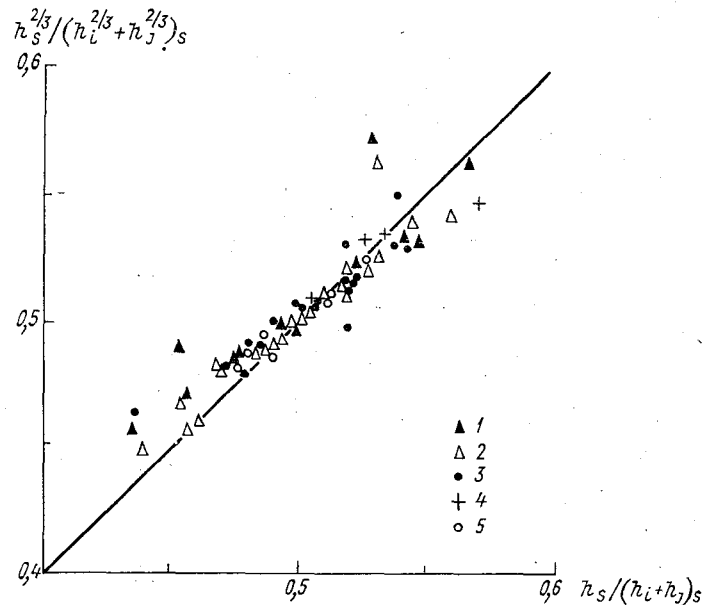


Рис. 1. Обоснование зависимости (7) для весовых коэффициентов.
1 — р. Кура — с. Ликани, 2 — р. Кура — с. Гракали, 3 — р. Кура — г. Тбилиси, 4 — р. Дебед — п. Садахло, 5 — р. Кура — с. Дзегви.

Кроме того, как показывают численные эксперименты (рис. 1), для внутренних (не краевых) отсеков живого сечения зависимость (4) достаточно хорошо аппроксимируется функцией глубин в первой степени:

$$P_S = \frac{h_s^{2/3}}{(h_i^{2/3} + h_j^{2/3})_S} \approx \frac{h_s}{(h_i + h_j)_S}, \quad (7)$$

что еще больше облегчает и ускоряет расчет расходов воды по модели (6).

Отметим отдельно, что влияние берегов в краевых отсеках нарушает обоснованность использования формулы Шези—Маннинга (2), справедливой для потока в его двумерной идеализации (т. е. плоско-параллельного). Это обстоятельство не позволяет принять

коэффициент в форме (4), (7) для расчета средней скорости в прибрежных отсеках, однако в этом случае достаточно удовлетворительно действуют значения P_S , определенные в Наставлении и выбираемые из ряда:

$$P_S = 0,5; 0,7; 0,8; 0,9, \quad (8)$$

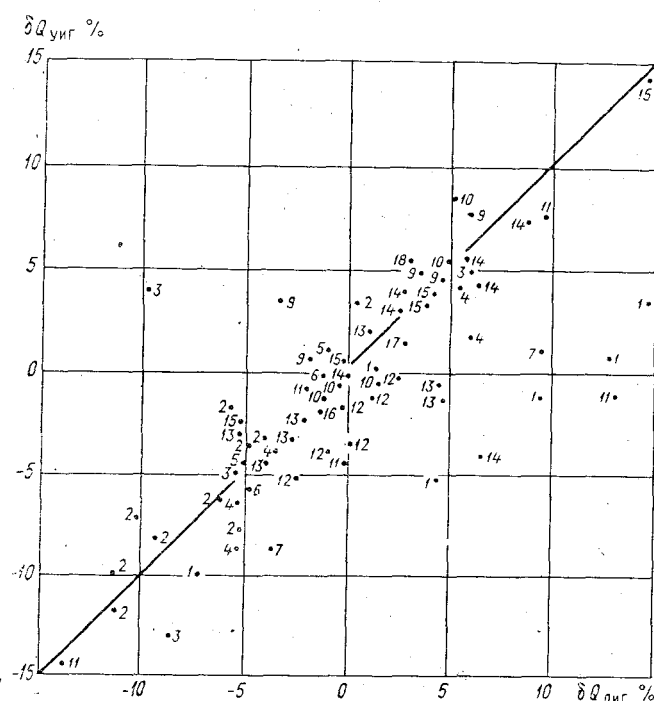


Рис. 2. Соотношение погрешностей измерения расходов воды, вычисленных по УИГ- и ЛИГ-моделям при $N_v=3-4$.

1 — Великая—Гуйтово, 2 — Ловать—Сельцо, 3 — Белая—Гузерицль, 4 — Лаба—Догужиев, 5 — Бол. Лаба — Азиатский Мост, 6 — Кубань—Кропоткин, 7 — Зеравшан—Навои, 8 — Терек—Карагаинская, 9 — Белая—Кирпичный, 10 — Кура—Ликани, 11 — Кура—Дзегви, 12 — Кура—Тбилиси, 13 — Кция—Храми—Красный Мост, 14 — Кура—Гракали, 15 — Дебед—Садахло, 16 — Храми—Имири, 17 — Терек—Степное, 18 — Луга—Толмачево.

в зависимости от наличия мертвого пространства и особенностей распределения глубин в прибрежной зоне потока [3].

С учетом последнего замечания примем окончательную форму упрощенной интерполяционно-гидравлической (УИГ) — модели расхода воды в виде зависимостей (6)—(8) и сравним точность вычисления расходов по УИГ- и ЛИГ-моделям.

На рис. 2 показана зависимость относительных отклонений расходов $\delta Q_{уиг}$ ($\delta Q_{лиг}$), вычисленных по интерполяционно-гид-

равлическим моделям при числе скоростных вертикалей $N_v = 3 \div 4$:

$$\delta Q = \frac{Q - Q_0}{Q_0} 100 \%, \quad (9)$$

где Q_0 — расход, вычисленный по полному числу скоростных вертикалей ($N_v = 8 \div 12$).

Построение графика $\delta Q_{\text{уиг}}$ ($\delta Q_{\text{лиг}}$) преследовало цель выявить соотношение характеристик точности обеих моделей, поэтому из совокупности измеренных расходов воды по 18 постам была выделена выборка из 77 измерений, отличающаяся повышенной погрешностью вычислений расхода воды по ЛИГ-модели. Положение точек в поле указанного графика на рис. 2 говорит о том, что более высоким отклонениям $\delta Q_{\text{лиг}}$ отвечают меньшие отклонения $\delta Q_{\text{уиг}}$. В среднеквадратическом выражении $\sigma(\delta Q_{\text{уиг}}) = 5,9\%$, $\sigma(\delta Q_{\text{лиг}}) = 6,7\%$.

ВЫВОДЫ

1. Получены расчетные зависимости упрощенной интерполяционно-гидравлической модели расхода воды, простые по структуре и позволяющие допускать вдвое меньшую дискретизацию скоростного поля потока против указанной в Наставлении [3].
2. УИГ-модель по физическому смыслу является развитием ЛИГ-моделей и потому применима с теми же ограничениями, что и ЛИГ-модель, т. е. при удовлетворительном соответствии распределений скоростей и глубин по ширине потока [2, 4].
3. УИГ-модель расхода воды не уступает в точности ЛИГ-моделям, но более проста в обращении, что позволяет рекомендовать ее к применению в оперативной работе гидрологической сети.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карасев И. Ф. Модели расхода воды и погрешности его измерения методом «скорость—площадь». — Труды ГГИ, 1978, вып. 256, с. 78—109.
2. Методы ускоренных измерений расходов воды. Методические рекомендации. — Л., изд. ГГИ, 1983. — 69 с.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6, ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 266 с.
4. Ременюк В. А. Исследование кинематической структуры потока и усовершенствование методики измерения расхода воды в открытых руслах. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. техн. наук. — Ленинград, ГГИ, 1983. — 16 с.

Л. В. Ефремова (ГГИ)

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ В СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

Вследствие ряда особенностей, присущих только горным водосборам, формирование паводков смешанного происхождения в горах может существенно отличаться от аналогичного процесса

на равнинной территории. В комплексе факторов, определяющих характер стекания дождевой влаги, основную роль играют термический режим и значительная структурная неоднородность мощного снежного покрова, что в сочетании с большими уклонами создает предпосылки для возникновения поверхностного или внутриснежного дождевого стока [1]. Необходимость изучения физических процессов, происходящих при выпадении стокообразующих осадков слоем 25 мм и более на снежный покров, продиктована довольно высокой повторяемостью подобного явления. В частности, для среднегорной зоны Средней Азии и Казахстана (диапазон высот 1500—2500 м) вероятность его колеблется от 25 до 33 % [3].

Моделирование ряда экстремальных гидрометеорологических ситуаций с последующим изучением процесса инфильтрации дождевой влаги в снежный покров проводилось на базе гидрофизической лаборатории ГГИ. Выполнены две серии экспериментов соответственно из 6 и 8 опытов каждая. Монолиты сечением 75×50 и 50×50 см отбирались без нарушения естественной структуры снега. Высота образца составляла около 30 см. При установке на охлаждение боковые и нижняя плоскости теплоизолировались пенопластовым кожухом толщиной 8—10 см. Температура снега измерялась шестнадцатью медно-константановыми термопарами. Эксперименты проводились в термобароклаве с объемом камеры 2 м^3 .

Цель первой серии опытов состояла в изучении механизма фильтрации влаги в снежный покров, обладающий большим запасом холода. Исходным образцам, содержащим естественную погребенную снежно-ледяную корку мощностью 1,5 см, придавался уклон в 10° . Температура начального охлаждения варьировалась от -5 до -20°C , интенсивность имитируемых осадков — от 0,45 до 0,60 мм/мин. Дождевая вода охлаждалась до нулевой температуры и подкрашивалась солью KMnO_4 . Использование способа индикации позволило визуально наблюдать процесс просачивания дождевой воды в снег.

Сплошной фронт промачивания продвигается вниз вместе с нулевой изотермой. Кроме того, при данной интенсивности водоподдачи влага проникает в нижележащую холодную толщу по отдельным вертикальным каналам фильтрации. В квадрате 10×10 см насчитывается от двух до пяти таких каналов. Достигнув горизонтов, аккумулирующих большой запас холода, вода замерзает. Дальнейшее промачивание происходит по контуру образовавшихся вертикальных ледяных включений. Увеличение поперечного сечения последних за счет намерзания на них новых порций влаги незначительно и повторяется до тех пор, пока вся толща не приобретет близкую к нулю температуру, причем это происходит значительно раньше, чем граница сплошного промачивания достигнет подножья монолита. Следовательно, при интенсивном поступлении воды механизм инфильтрации ее в снег исключает возможность полной закупорки водопроводящих пор в каком-либо

горизонтальном сечении внутри охлажденной части монолита. Водонепроницаемый слой, аналогичный запирающему слою в почвогрунтах, не образуется.

Просачивание воды в структурно неоднородный снег сопровождается формированием водонасыщенных горизонтов, обеспечивающих напорную фильтрацию при переходе влаги из слоя с большей в слой с меньшей капиллярностью. Согласно [4], горизонты разрыхления, разного рода погребенные корки преодолеваются в том случае, если гидростатическое давление воды превышает подъемную силу мениска. Это подразумевает выполнение следующего соотношения:

$$l \geq \frac{2\alpha (R_1 - R_2)}{\gamma R_1 R_2}. \quad (1)$$

Здесь l — высота столба воды в верхнем слое снега; α — поверхностное натяжение воды; R_1 и R_2 — диаметр ледяных зерен соответственно верхнего и нижнего слоев; γ — плотность воды.

В монолитах опытной серии № 1 над погребенной коркой фиксировался такой горизонт, отличающийся от остального снега более интенсивной розовой окраской. Его мощность составляла 1,0—1,5 см. Значения критических напоров, рассчитанные по формуле (1) (0,75—1,25 см), близки к фактическим. При возвращении морозов, а в случае неглубокого залегания — и при ночных заморозках, такого рода подвешенная капиллярная влага замерзает, в результате чего внутри стратифицированной снежной толщи образуются частички или полностью водонепроницаемые ледяные прослойки. Последние выполняют функцию временных водоупоров, приводя к внутриснежному стеканию приносимой осадками и образующейся в результате таяния влаги. Изучение этого процесса в его динамике требует дальнейших лабораторных и натурных исследований.

Моделирование ситуаций, оптимальных для обледенения снежного покрова, и общая оценка вероятности поверхностного сброса дождевых вод по ледяной корке стали целью второй серии экспериментов. Для получения достоверных результатов определяющее значение имела интенсивность искусственного дождевания. Ее критическое значение является функцией температуры и плотности снега и рассчитывается при ряде допущений, исходя из условия компенсации тепла кристаллизации потоком холода из нижележащих горизонтов монолита. Водоподача осуществляется с интенсивностью, меньшей критической, т. е. порядка 1,5—0,5 мм/ч.

Экспериментальная установка, в том числе устройство для получения морозящих осадков, показана на рис. 1. Подготовка и проведение опыта подразумевает последовательное выполнение следующих операций: отбор монолита; установка его в камеру термобароклава на наклонную (11°) покрытую пенопластом площадку; размещение термопар и теплоизоляция боковых граней; 20-часовое охлаждение при -15°C ; снятие отсчетов по гальванометру; подогрев камеры до близкой к нулю температуры;

вновь регистрация показаний термодатчиков, фиксирующих вертикальное распределение температуры снега на момент начала эксперимента; включение дождевальной установки; последовательные отсчеты по гальванометру параллельно с визуальными наблюдениями за состоянием поверхности монолита и контрольными измерениями интенсивности осадков. Опыты проводятся

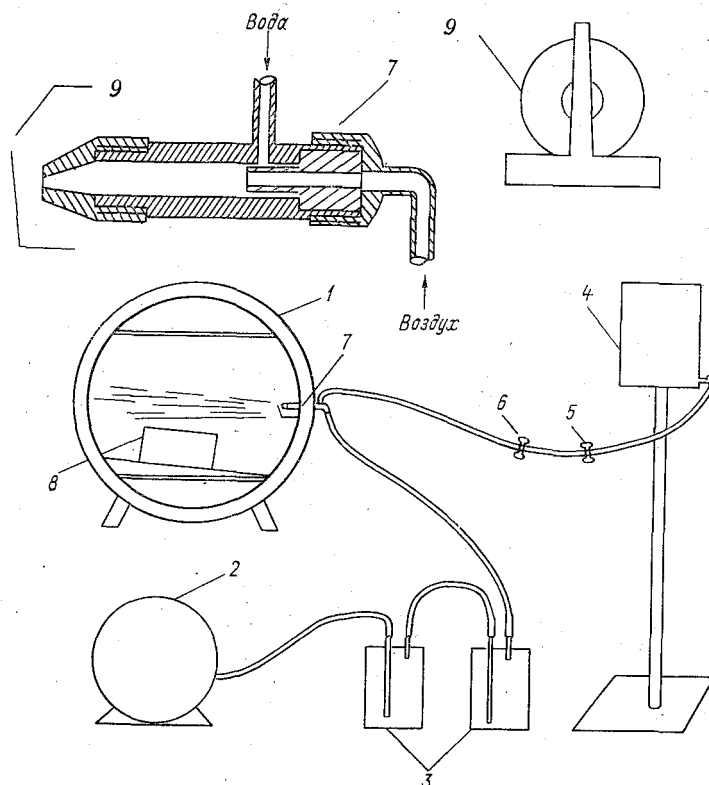


Рис. 1. Экспериментальная установка.

1 — термобароклав; 2 — компрессор; 3 — маслоловушки; 4 — напорный резервуар; 5 — зажимной винт, регулирующий расход воды; 6 — зажим; 7 — пневмофорсунка с плоской распыляющей иглой; 8 — опытный монолит; 9 — установка плоской иглы.

либо при незначительной положительной ($0 \dots +2^\circ\text{C}$), либо при незначительной отрицательной ($0 \dots -1,5^\circ\text{C}$) температуре. Время перехода термобароклава от режима охлаждения к режиму дождевания не превышает 30 мин. Продолжительность опыта — 3,5—4,5 ч.

На рис. 2 (а, б) показаны начальное и на конец 1, 2, 3, 4-го часа профили распределения температуры снега по глубине для наиболее характерных опытов 1 и 4. Как в том, так и в другом случае следствием дождевания является единый, различающийся только по темпам процесс постепенного прогрева и промачи-

вания монолита, увлажнения и разрыхления его поверхности. При малой интенсивности дождевания механизм фильтрации несколько отличается от описанного ранее. Просачивание воды в снег происходит только сплошным фронтом, нижняя граница которого совпадает с положением нулевой изотермы.

Интересные результаты были получены при дождевании тех же, но повторно охлажденных монолитов. Плотность снежно-ледяной корки, образовавшейся на месте ранее промоченного верхнего слоя снега, достигала $600\text{--}700\text{ кг/м}^3$. Через 40—60 мин по-

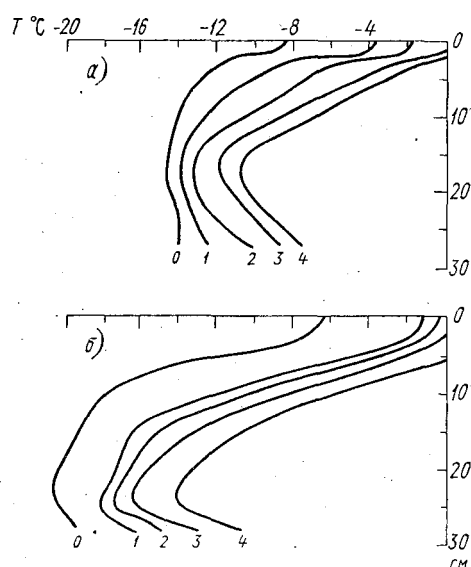


Рис. 2. Вертикальные профили изменения температуры снега по глубине.

a — дождевание при температуре 0,6... 2,0 °C, *б* — при температуре 0... 1,5 °C; 0 — перед началом дождевания, 1—4 — соответственно на конец 1, 2, 3 и 4-го часа дождевания.

сле начала опыта при интенсивности 2 мм/ч и менее на поверхности монолита появлялась сплошная водонепроницаемая прозрачная ледяная корка, на которой при временном увеличении водоподачи до 4—6 мм/ч фиксировался поверхностный сток. Формирование корки происходило только в тех случаях, когда на момент начала опыта верхний слой снега имел, помимо высокой плотности, еще и довольно низкую отрицательную температуру порядка $-3\text{...}-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Продолжительность существования ледяной корки обратно пропорциональна интенсивности дождевания. Во всех случаях даже при незначительной отрицательной температуре воздуха по прошествии 20—40 мин водонепроницаемый слой покрывался густой тонкой сетью фильтрующих воду трещин, становясь при этом матовым, пупырчатым и на ощупь сухим. Нижележащий снег приобретал свойственную воде окраску, свидетельствуя о начале фильтрации влаги вглубь монолита.

Необходимо отметить, что обледенение снега при контакте с первыми порциями жидких осадков подразумевает наличие такого сочетания ряда факторов, появление которого в естественных

условиях представляется маловероятным, практически невозможным. В ситуациях, более близких к реальным, данное явление не наблюдается. Это делает весьма сомнительной необходимость учета такого рода случаев при расчетах максимального стока паводков смешанного происхождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана.— Труды КазНИГМИ, 1967, вып. 28, с. 41—52.
2. Котляков В. М. Снежный покров земли и ледники.— Л.: Гидрометеиздат, 1968, с. 233—307.
3. Трофимов Г. Н. К оценке вероятности выпадения жидких осадков на снежный покров в связи с проблемой селеобразования.— В кн.: Тез. докл. Географического общества Узбекской ССР.— Ташкент, Фан, 1980.
4. Эльмесов А. М. Механические свойства снежного покрова.— В кн.: Тез. докл. отчетной сессии Ученого Совета ВГИ.— Нальчик, 1963.

Д. А. Деларов (ГГИ)

ОЦЕНКА ЗИМНЕГО ИСПАРЕНИЯ С СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ПОЛЕЙ ПРИ СНЕГОЗАДЕРЖАНИИ

Для большинства районов интенсивного зернового хозяйства, особенно степной зоны Северного Казахстана и юго-востока ЕТС, основным фактором, лимитирующим развитие сельскохозяйственного производства, является недостаток влаги.

Суммарное испарение с сельскохозяйственных полей этой зоны составляет за теплый период года 250—400 мм. Зимние осадки, составляющие в среднем 75—80 мм, и осадки за теплый период года (150—320 мм) практически компенсируют эти потери. Расчеты, выполненные для ряда пунктов исследуемой зоны, показы-

Таблица 1

Характеристика испарения со снега в районах интенсивного зернового хозяйства

Станция	Средний максимальный запас воды в снеге, H мм	Среднее испарение со снега, E мм	Отношение E/H
Курск	75	13,5	0,18
Саратов	77	22,3	0,29
Оренбург	93	25,2	0,27
Целиноград	75	27,6	0,37
Омск	59	21,2	0,36
Павлодар	60	21,4	0,36
Кустанай	70	24,3	0,35
Аягуз	85	27,4	0,32
Шортанды	96	35,4	0,37

вают, что за счет испарения с поверхности снега может расходоваться более 30 % накопленных зимних запасов влаги (табл. 1.)

Путем сохранения выпавшего и накопления переносимого снега с открытых мест, а территория землепользования в Северном Казахстане более чем вдвое превышает площадь пашни, можно увеличить высоту снежного покрова (табл. 2) и тем самым значительно ликвидировать недостаток влаги на сельскохозяйственных полях. В связи с этим в широких масштабах проводятся агротехнические мероприятия по задержанию снега. Ежегодные затраты составляют более 100 млн. руб. [2], а прибавка к валовому сбору зерна за счет валкования от года к году различна. В некоторые годы она может приближаться к 50 %, а в отдельных случаях значительно ниже (табл. 2). Отсюда возникает необходимость учета всех факторов, снижающих эффективность снегозадержания.

Таблица 2

Влияние снегозадержания на высоту снежного покрова и урожай зерновых культур на полях Северного Казахстана (по данным автора и ВНИИЗХ)

Показатели снегозадержания	Вид обработки сельскохозяйственных полей	1972	1973	1974	1975	1983	1984
Высота снега, см	Безотвальная зябь	27	35	19	30	42	9
	Безотвальная зябь с последующим снегозадержанием	45	51	37	52	57	36
Урожай, ц/га	То же	11,9	16,6	11,0	12,7	—	—
	„	13,5	17,2	16,0	15,2	—	—
Увеличение высоты снега за счет валкования, %		167	146	195	173	135	400
Прирост урожая на полях с проведенным на них снегозадержанием, %		13,4	3,6	45,4	19,7	—	—

Любая форма снегозадержания приводит к существенному изменению высоты, плотности и структуры снежного покрова. При этом изменяются шероховатость, отражательная способность и теплофизические свойства снега. Изменение этих характеристик обуславливает изменение режима испарения со снега.

С целью оценки потерь влаги на испарение при снегозадержании в 1982—1985 годах в Северном Казахстане (Кустанайская область) были проведены экспериментальные наблюдения за испарением с валкованного и естественного снежного покрова. Наблю-

дения проводились на сельскохозяйственных полях с проведенным на них валкованием и на специально созданном для этой цели участке с валками снега. Валки снега в целях наиболее эффективного уменьшения горизонтального переноса снега ориентируются перпендикулярно господствующим направлениям ветров. Поскольку в зимний период на территории Северного Казахстана преобладают ветры южной, юго-западной и северной составляющих, то валки были ориентированы с востока на запад.

Наблюдения велись весовым методом при помощи стандартного испарителя ГГИ-500-6, изготовленного из стеклопластика. Значения испарения определялись одновременно для северного (E_c) и южного ($E_{ю}$) склонов валка, межвалкового пространства (E_m) и естественного снежного покрова (E_e). Одновременно проводился комплекс метеорологических наблюдений. На основании натурных данных были получены следующие соотношения:

$$E_{ю} = 1,317E_e + 0,002, \quad (1)$$

$$E_c = 0,735E_e - 0,003, \quad (2)$$

$$E_m = 0,8E_e, \quad (3)$$

где E выражено в мм/ч. Существенные различия в испарении с отдельных фрагментов валка снега имеют место вследствие неодинакового притока солнечной радиации и большей по сравнению с естественным снежным покровом степенью загрязнения. Материалы ряда работ по испарению с поверхности снега на различно ориентированных склонах [1, 3, 4] подтверждают это. Так, в работе [1] приводится весьма близкое соотношение (табл. 3).

Таблица 3

Экспозиция склона . . .	С	Ю
Испарение в долях от единицы	0,56	1,36

Расчеты радиационного режима в условиях снегозадержания показывают, что приток суммарной солнечной радиации Q_s к склонам валка южной экспозиции в 1,3—4,7 раза больше, чем на горизонтальную поверхность. Приток Q_s к северным склонам валка значительно меньше, чем к южным. Так, для склона валка северной экспозиции с углом наклона 10° по сравнению с аналогичным склоном южной экспозиции Q_s составляет 13,5 % в декабре и 59,4 % в марте. Ведущая роль поглощенной радиации $Q_{п} = (1 - \alpha)Q_s$ видна из соотношения

$$E_e = 0,021 \ln Q_{п}, \quad (4)$$

где $Q_{п}$ выражено в Вт/м². Здесь представлена связь между интенсивностью испарения за данное время суток E_e и интенсивно-

стью $Q_{\text{п}}$, полученной по данным актинометрических наблюдений за тот же промежуток времени.

При задержании снега путем создания валков вследствие механического воздействия происходит загрязнение снежного покрова пожнивными остатками и частицами почвы. Концентрация примесей, особенно при малой высоте снежного покрова может достигать 1000 г/м^2 , а средние значения лежат в пределах $40\text{—}60 \text{ г/м}^2$. Следствием этого является значительное изменение отражательной способности, а значит и испарения.

Для уточнения этого вопроса проводились наблюдения за испарением с загрязненной поверхности снега E_z при концентрации примеси κ от $0,002$ до $0,1 \text{ г/см}^2$. В качестве загрязняющей примеси использовалась сухая измельченная почва, отобранная с глубины $0\text{—}5 \text{ см}$, т. е. слоя, откуда возможно попадание частиц при валковании снега. Зависимость испарения с загрязненной поверхности снега E_z от концентрации примеси κ описывается выражением

$$E_z = E_e (1,351 \ln \kappa + 9,9). \quad (5)$$

Учитывая диффузионный характер процесса испарения, можно допустить, что увеличение поверхности снежного покрова при валковании приводит к пропорциональному ей росту потерь влаги. Испарение с отдельного валка, имеющего в сечении форму равнобедренного треугольника с углами при основании β , равно

$$E = \frac{1}{2} \sec \beta (E_{\text{ю}} + E_{\text{с}}). \quad (6)$$

Рассматривая испарение с единичного сечения валкованного поля, состоящего из валка и межвалкового пространства, и учитывая выражения (1), (2), (3) и (6), получим

$$E_{\text{в}}/E_e = \frac{1/2 L \sec \beta (2,052 E_e - 0,001) + 0,8 l E_e}{E_e (L + l)}, \quad (7)$$

где $E_{\text{в}}$ и E_e — испарение с валкованного и ненарушенного снега, мм; L — ширина валка по основанию, м, l — ширина межвалкового пространства, м. Выражение $(2,052 E_e - 0,001)$ из соотношения (7) с заданной точностью метода $\Delta = \pm 0,001$ можно считать равным $2 E_e$. Тогда с учетом выражений (4), (5) и (7) получим

$$E_{\text{в}} = 0,021 \ln Q_{\text{п}} \left[\frac{L \sec \beta (1,351 \ln \kappa + 9,9) + 0,8 l}{L + l} \right] \text{ мм/ч.} \quad (8)$$

Расчет отношения $E_{\text{в}}/E_e$ при различных κ , l и β (табл. 4) показывает на увеличение испарения с валкованного снега по сравнению с естественным снежным покровом в $1,2\text{—}2,0$ раза, т. е. $E_{\text{в}}$ с валкованных полей Северного Казахстана за зимний период составляет $29,2\text{—}48,6 \text{ мм}$ или $42\text{—}69 \%$ общих снегозапасов.

Таблица 4

Значения E_b/E_e для валков треугольной формы при различных κ , l и β

κ г/м ²	l мм	L м	Угол при основании β , град			
			30	40	50	60
0,002	1,0	5,0	1,38	1,47	1,62	1,90
		6,0	1,29	1,37	1,50	1,74
		7,0	1,23	1,30	1,42	1,62
		8,0	1,18	1,25	1,35	1,53
		9,0	1,14	1,20	1,29	1,46
		10,0	1,11	1,16	1,25	1,40
		11,0	1,09	1,13	1,21	1,35
0,004	1,0	5,0	1,59	1,71	1,91	2,26
		6,0	1,47	1,58	1,75	2,05
		7,0	1,39	1,48	1,63	1,90
		8,0	1,32	1,40	1,54	1,77
		9,0	1,27	1,34	1,46	1,68
		10,0	1,23	1,30	1,40	1,60
		11,0	1,19	1,25	1,35	1,53
0,008	1,0	5,0	1,64	1,77	1,98	2,36
		6,0	1,52	1,63	1,81	2,14
		7,0	1,43	1,53	1,69	1,97
		8,0	1,36	1,45	1,59	1,84
		9,0	1,30	1,38	1,51	1,73
		10,0	1,26	1,33	1,44	1,65
		11,0	1,22	1,28	1,39	1,58
0,010	1,0	5,0	1,68	1,82	2,04	2,43
		6,0	1,56	1,67	1,86	2,20
		7,0	1,46	1,56	1,73	2,02
		8,0	1,39	1,48	1,63	1,89
		9,0	1,33	1,41	1,54	1,79
		10,0	1,28	1,36	1,48	1,69
		11,0	1,24	1,31	1,42	1,62

Выводы

В результате проведенных экспериментальных исследований установлены следующие факты:

1. При валковании снега испарение с его поверхности возрастает за счет повышенного притока солнечной радиации на южные склоны, загрязнения снега частицами почвы и увеличения испаряющей поверхности.

2. Установлены зависимости испарения от поглощенной радиации и загрязнения снежного покрова и получено результирующее выражение для испарения с валкованной поверхности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Завьялова Ю. П., Прохоров И. И. Испарение снега в условиях Северного Казахстана.— Труды КазНИГМИ, 1960, вып. 15, с. 124—136.
2. Ковтунов В. Е. Эффективность различных приемов снегозадержания.— В кн.: Научн. труды СибНИИСХоза, Омск, 1972, т. 3(18), с. 17—42.

3. Куваева Г. М. Особенности испарения с поверхности снежного покрова на склонах разной ориентации в горах Кавказа.— Труды ВГИ, 1974, вып. 27, с. 3—13.

4. Романова Е. И. Изменение испаряемости на склонах различных экспозиций и крутизны на территории СССР.— Труды ГГО, 1974, вып. 339, с. 35—47.

О. А. Лучинин (ГГИ)

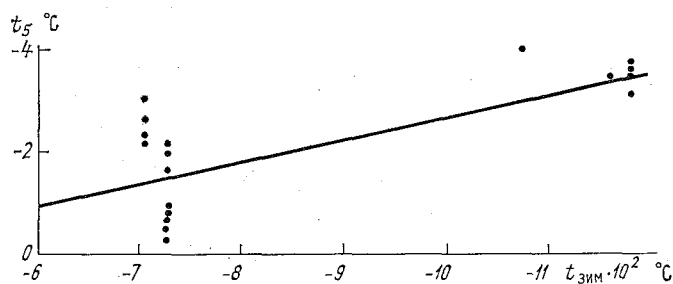
ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВОДОНЕПРОНИЦАЕМОГО СЛОЯ НА ВОДОСБОРЕ В ПЕРИОД СНЕГОТАЯНИЯ

Одной из основных задач гидрологии является определение стока весеннего половодья. Как известно, при прогнозе этой величины возникают две проблемы: прогноз осадков и оценка водопоглотительной способности водосбора. Работа гидрофизической лаборатории ГГИ показала, что водопоглотительная способность водосбора зависит от двух факторов: предзимней влажности почвы на водосборе и температурного режима почвы в период снеготаяния [2]. При критических значениях влажности почвы и температуры образуется так называемый запирающий слой, который препятствует инфильтрации талой воды в почву. При значениях меньше критических талая вода поступает в почву и формирует продуктивные запасы влаги на водосборе. Вопрос образования запирающего слоя имеет большое практическое значение, так как, используя различные агротехнические мероприятия, можно создать условия для полного перевода талой воды в почвенные запасы влаги, что приведет к повышению урожайности сельскохозяйственных полей, расположенных на водосборе.

В связи с высокой стоимостью агротехнических работ необходимо решать вопрос об их проведении в каждый конкретный год. Для этого в период формирования снежного покрова необходимо знать, будет ли образовываться водонепроницаемый слой в период весеннего снеготаяния. Определив опытным путем предзимнюю влажность почвы, можно составить прогноз температуры почвы требуемой заблаговременности. Данный прогноз должен отвечать требованию максимальной простоты с целью его реализации при наличии минимальной метеорологической информации без применения машинного счета.

Для составления методики прогноза были использованы данные наблюдений Североказахстанской экспедиции ГГИ и метеостанций Кустанайской области. Данный регион был выбран в связи с тем, что он отличается крайне неблагоприятными климатическими условиями и одновременно является крупным зернопроизводительным центром.

Многие авторы [1, 3, 4] отмечают, что высота снежного покрова влияет на температуру почвы под ним. Для проверки этого положения была проведена серия наблюдений на площадках с искусственно заданной высотой снега 5, 10, 20, 30 см. Температура почвы на одинаковых горизонтах отличалась на 2,0—2,5 °C при увеличении температуры воздуха и увеличении высоты снежного покрова. При этом не наблюдалось устойчивых зависимостей. Кроме того, даже при одинаковой высоте снежного покрова на участках, расположенных на расстоянии до 5 км друг от друга, также наблюдалась разница в температуре в 2,0—2,5 °C. Поэтому при составлении методики прогноза температуры почвы по глубинам влияние высоты снега не учитывалось.



(рис. 1). Полученную связь можно представить в виде линейного уравнения

$$t_5 = 0,0044t_{\text{зим}} + 1,7, \quad (1)$$

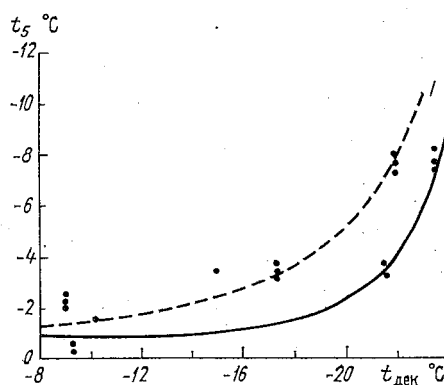
где t_5 — температура почвы на глубине 5 см; $t_{\text{зим}}$ — сумма зимних температур воздуха до 10/II.

Согласно Наставлению проведена оценка метода прогнозирования. За допустимую погрешность каждого прогноза принято вероятное отклонение предсказываемой величины от нормы. Поверочные прогнозы показали высокую оправдываемость.

Рассматриваемая территория относится к районам с ярко выраженным континентальным климатом. Погода Северного Казах-

Рис. 2. Зависимость температуры почвы на глубине 5 см на дату начала снеготаяния от среднедекадной температуры воздуха.

I — третья декада января, II — первая декада февраля.



стана в зимнее время определяется в основном влиянием сибирского антициклона, что обуславливает вторжение арктических воздушных масс. В связи с этим рассматриваемая территория отличается устойчивой погодой с сильными морозами; обеспеченность температуры воздуха -30°C равна 100 %. Отсюда можно предположить, что одной из устойчивых характеристик зимнего сезона является температура воздуха отдельных деkad зимних месяцев [3]. Анализ показал, что с вероятностью 70—75 % среднедекадные температуры наиболее холодного периода являются одной из характеристик зимы в целом.

Исходя из этого были построены графики связи температуры почвы на дату начала снеготаяния и среднедекадной температуры воздуха за третью декаду января и первую декаду февраля (рис. 2). Полученные связи выражаются показательными уравнениями:

$$t_5 = - (1,35^{0,8 | t_{\text{в}} | - 11,2} + 1), \quad (2)$$

$$t_5 = - (1,7^{1 | t_{\text{в}} | - 20} + 1). \quad (3)$$

Оценка поверочных прогнозов дала хорошие результаты. Использование для составления прогнозов декадных температур воздуха за более ранний период возможно только в ранние зимы с минимальными температурами в декабре—первой декаде января, что не характерно для данного региона. В остальные годы, характеризующиеся нормальным распределением температуры, зависимость температуры почвы на дату таяния от средней температуры воздуха за первую—вторую декады января дает устойчивые результаты в связи с тем, что к этому времени процесс снеготаяния только начинается. Использование данных за вторую половину февраля дает неудовлетворительные результаты в связи с уменьшением периода заблаговременности прогноза, что ведет к опозданию в проведении агротехнических мероприятий.

Полученные методики прогноза температуры рассчитаны для глубины снега 6 см. Для исследования связи температуры на этой глубине с температурой нижележащих горизонтов были рассмотрены данные наблюдений за различные годы в разных пунктах при произвольных значениях высоты снежного покрова.

Анализ показал, что между значениями температуры почвы на глубине 5, 10, 20, 40 см существует тесная линейная связь (коэффициент корреляции 0,95). Зависимость температуры почвы на разных глубинах от температуры на глубине 5 см можно представить в виде уравнений:

$$t_{10} = 0,98t_5 - 0,3, \quad (4)$$

$$t_{20} = 0,98t_5, \quad (5)$$

$$t_{40} = 0,88t_5 + 0,3. \quad (6)$$

Полученные зависимости дают возможность прогноза температуры почвы по всему деятельному слою.

В заключение необходимо отметить, что предлагаемые методики прогнозирования образования запирающего слоя получены по непродолжительным рядам наблюдений. Этим объясняется очень высокий процент оправдываемости прогноза. Поэтому предложенные методики нуждаются в дальнейшей проверке по натурным данным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бажин Н. А., Калюжный И. Л., Новиков Н. Ф. Фильтрационные свойства почв бассейна р. Вятки.—Труды ГГИ, 1980, вып. 268, с. 58—71.
2. Калюжный И. Л., Павлова К. К. Формирование потерь талого стока.—Л.: Гидрометеиздат, 1981.—161 с.
3. Проскурякова Т. Л., Соколова Н. В. Температура почвы в осенне-зимний период и ее зависимость от обуславливающих факторов.—Труды ГГИ, 1972, вып. 194, с. 155—164.
4. Чекотилло А. М. Температурная инерция почвы в зимнее время.—В кн.: Вопросы изучения снега и использования его в народном хозяйстве. М., 1955, с. 73—84.

**ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ
В ОКОЛОДРЕННОЙ ОБЛАСТИ
НА ФИЗИЧЕСКИХ И АНАЛОГОВЫХ МОДЕЛЯХ**

Применяемые в настоящее время в мелиорации дренажные трубы имеют водонепроницаемые стенки и грунтовые воды поступают в них через перфорацию или стыковые зазоры. Степень несовершенства конструкции дрены по сравнению с полостью тех же размеров в грунте определяется показателем

$$\xi = Q_n/Q_c, \quad (1)$$

где Q_n — приток к реальной конструкции при заданных границах; Q_c — приток к идеальной конструкции (полости) при тех же границах, и характеризует добавочное сопротивление потоку, вызванное искривлением линий токов у водоприемных отверстий. Наличие фильтра приближает несовершенную конструкцию к идеальной. Водоприемная способность закрытого дренажа, помимо конструкции, в большой степени зависит от вида фильтрационных деформаций грунта на контакте с дренажной, причем фильтрационные деформации неодинаковы для различных конструкций. В процессе деформаций грунта происходит истечение грунтовой массы в водоприемные отверстия, которое прекращается в момент образования над ними естественных сводов-фильтров из частиц грунта, частично перекрывающих эти отверстия. Распределение фильтрационных ходов образующихся сводов определяет расход воды в водоприемные отверстия и подчиняется нормальному закону. Наличие в грунте уже 10 % мелких фракций, соизмеримых с размерами этих ходов, вызывает кольматацию контактной зоны, что снижает водоприемную способность дренажа. Многофакторное влияние на эти процессы окружающей среды не позволяет детально исследовать их в полевых условиях, поэтому основой экспериментов является физическое и аналоговое моделирование. Закон распределения локальных коэффициентов фильтрации грунта в контактной зоне можно получить по распределению мгновенных расходов воды через отдельные водоприемные отверстия или, более точно, по распределению относительных электрических сопротивлений грунта в месте контакта, деленному на удельное электрическое сопротивление фильтрующейся жидкости.

В лаборатории моделирования СевНИИГиМа разработана методика проведения электроизмерений придренной области грунта, включающая запись процесса фильтрационных деформаций на ленту самописца типа КСП-4. Специальными опытами была уточнена корреляционная связь между удельным электрическим сопротивлением кварцевого песка и коэффициентом фильтрации и влияние на нее степени минерализации фильтрата [1]. Линейность связи для некоторого диапазона крупности частиц песка позво-

лила создать электролитическую установку ЭГДА для моделирования пространственной геофильтрации с учетом изменения коэффициентов фильтрации грунта под действием деформаций. С ее помощью можно не только оценить фильтрационное сопротивление дренажной конструкции с учетом деформации грунта, но и строить мгновенное распределение напоров воды вокруг дрены. Комбинируя описанную установку с дискретной резистивной сеткой электронного интегратора БУСЭ-70, можно решать задачи неустановившейся фильтрации.

Приток воды на единицу длины дрены выражается известной зависимостью

$$Q_n = \frac{kH}{c + \Omega + \Omega_k}, \quad (2)$$

где k — коэффициент фильтрации грунта; H — действующий напор над дренажем; c — показатель фильтрационного сопротивления в зависимости от границ области фильтрации; Ω — показатель несовершенства конструкции дрены; Ω_k — показатель сопротивления, вызванного фильтрационными деформациями грунта в придренированной зоне.

Для нахождения фильтрационного сопротивления дрены с фильтром методом конформных отображений заменим несовершенную по характеру вскрытия пласта конструкцию пористой дреной с такой же толщиной стенок δ и коэффициентом фильтрации материала $k_d = \xi k_\phi$, где величина ξ определится из выражения (1). Осесимметричное течение позволяет рассмотреть половину области фильтрации, а полученный расход удвоить. Радиальный фильтрационный поток в придренированной зоне z (рис. 1 а) отобразим на прямоугольную область W (рис. 1 б) с помощью логарифмической функции. Для принятых граничных условий согласно этой функции $W = \pi/2 + i \ln(z/r)$

$$l_1 = 1 \div 2 = \ln \frac{r + \delta}{r},$$

$$l_2 = 2 \div 3 = \ln \frac{r + \delta + \varepsilon}{r} - \ln \frac{r + \delta}{r},$$

$$l_3 = 3 \div 4 = \ln \frac{R}{r} - \ln \frac{r + \delta + \varepsilon}{r}. \quad (3)$$

Расход через прямоугольную область фильтрации W с основанием π в трехслойном грунте определяется по зависимости

$$Q = \frac{\pi k H}{l_1 + l_2 + l_3} = \frac{\pi k_r k_\phi k_d H}{l_1 k_\phi k_r + l_2 k_r k_d + l_3 k_\phi k_d}.$$

Подставляя значения l_1, l_2, l_3 из (3) и сокращая на k_ϕ, k_d , полный расход определим по зависимости

$$Q = \frac{2\pi k_r H}{\ln \frac{R}{r} + \ln \frac{r}{r+\delta+\varepsilon} + \frac{k_r}{k_\phi} \left[\ln \frac{r+\delta+\varepsilon}{r} + \ln \frac{r+\delta}{r} \left(\frac{1}{\xi} - 1 \right) \right]}, \quad (4)$$

где $c = \ln \frac{R}{r+\delta+\varepsilon}$; $\Omega = \ln \frac{r+\delta}{r} \left(\frac{1}{\xi} - 1 \right)$.

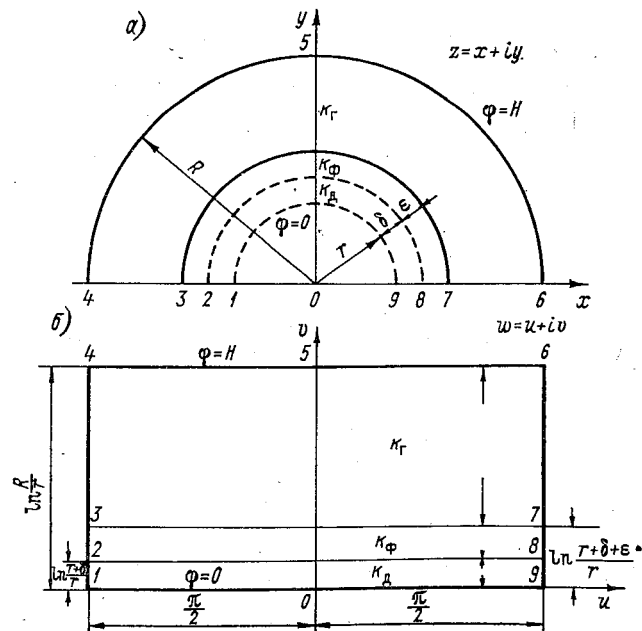


Рис. 1. Схема конформных отображений.

R — радиус придренной зоны, r — радиус дрены, δ — толщина стенок дрены, ε — толщина фильтра, k_r — коэффициент фильтрации грунта, k_ϕ — коэффициент фильтрации материала фильтра.

Для определения величины Ω существует несколько эмпирических решений [3], однако более точные результаты для любой конструкции дает пространственная модель ЭГДА. Величина Ω_k в зависимости (2) в случае образования при определенных условиях свода-фильтра имеет отрицательное значение. Как показали наши исследования [2], коэффициенты фильтрации сводообразующей области по сравнению с остальным грунтом могут увеличиваться в 7—8 раз. При расчете междренних расстояний по зависимостям, приведенным в работе [3], при образовании вокруг стыка керамических трубок свода высотой 0,015 м и шириной 0,02 м расстояния увеличиваются на 2 м, а при размере свода соответственно 0,05 м и 0,05 м — на 4 м.

В таблице приведены результаты электро моделирования трех основных типов водоприемных отверстий дренажных труб: 1) стыкового соединения глухих труб, 2) водоприемных муфт и 3) перфорированных рядами пластмассовых труб при различных деформациях грунта в придренной зоне. Из анализа результатов видно, что при образовании свода вокруг стыка шириной 0,8 мм керамических трубок при $c=3,0$ показатель Ω уменьшается в 5 раз, для муфты шириной 13 мм (площадь перфорации 74,2 см² на 1 м пог.) — в 2,5 раза. Для труб с 6 рядами перфорации (площадь

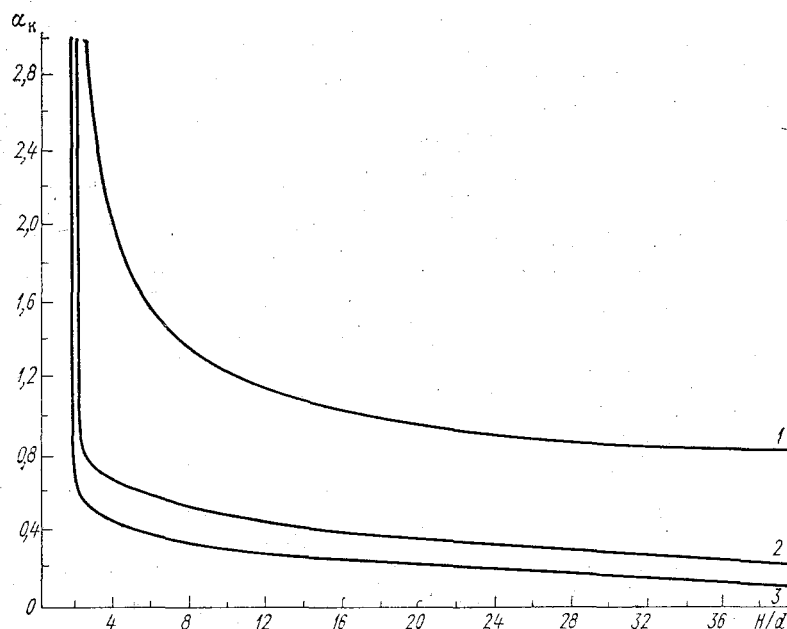


Рис. 2. Зависимость фильтрационного сопротивления дренажных конструкций от диаметра и действующего напора (дрена на водоупоре, $H \leq 2$ м, $d=0,05 \div 0,25$ м). 1 — совершенная дрена, 2 — муфтовое соединение шириной 20 мм, 3 — стыковое соединение шириной 2 мм.

6 см² на 1 м пог.) сводообразование практически не влияло на величину Ω , при увеличении площади перфорации в 2 раза величина Ω уменьшалась всего на 10—15 %. Наличие фильтра над водоприемными отверстиями препятствует выносу суффозионных частиц грунта внутрь дрена и образованию естественного свода-фильтра. Установка позволила оценить потери напора в самих водоприемных отверстиях в зависимости от степени перекрытия их сводообразующими частицами. Поскольку объем суффозионного выноса за время сводообразования незначителен, целесообразно искусственно создавать условия сводообразования, применяя присыпку стыков крупнозернистым песком, искусственные зернистые фильтры или муфты, имитирующие естественный фильтр.

Таблица

Фильтрационные сопротивления в придренной области дренажных конструкций

Дренажная конструкция	Сопротив- ление в радиусе 25 см	Сопротив- ление водопри- емных отверстий	Сопротивле- ние, вызван- ное искрив- лением линий токов	$\frac{(гр. 3)}{(гр. 2)+(гр. 4)}$	$\xi = \frac{(гр. 2)}{(гр. 2)+(гр. 3)+(гр. 4)}$	Ω	Грунт, мм (% содержание)
	2	3	4	5	6	7	
1							8
Керамические трубки со стыком 0,8 мм	433	839	191	134	0,30	7,0	0,4 ÷ 0,5 (100)
	610	572	214	69	0,44	3,8	<0,4 (42), 0,4 ÷ 0,5 (43), 2 ÷ 3 (5)
Муфта шириной 13 мм с 96 отв. диаметром 0,8 мм	711	193	185	22	0,65	1,6	2,5 ÷ 3 (100)
	433	103	107	20	0,67	1,4	<0,2 (75), 0,2 ÷ 0,4 (5), 0,4 ÷ 0,5 (10), 2,5 ÷ 3 (10)
Муфта шириной 13 мм с 192 отв. диаметром 0,8 мм	933	2574	224	124	0,36	5,3	0,063 ÷ 0,1 (10),
	720	271	216	29	0,60	2,0	0,4 ÷ 0,5 (90), 2 ÷ 3 (10)
Перфорация в 6 рядов, 96 отв. диаметром 0,8 мм	534	1310	124	199	0,44	3,1	0,4 ÷ 0,5 (100)
	884	541	218	49	0,54	2,5	0,2 ÷ 0,4 (20), 0,4 ÷ 0,5
Перфорация в 6 рядов, 192 отв. диаметром 0,8 мм	1060	410	259	31	0,61	1,9	(60), 2,5 ÷ 3 (20)
	1056	385	256	29	0,62	1,8	0,4 ÷ 0,5 (100)
Перфорация в 6 рядов, 192 отв. диаметром 0,8 мм	755	204	169	22	0,67	1,5	0,063 ÷ 0,1 (20)
	897	160	206	14	0,71	1,2	0,4 ÷ 0,5 (60), 1,5 ÷ 2 (20)
Перфорация в 6 рядов, с защитой фильтром толщиной 0,4 мм	655	325	165	66	0,57	2,2	0,4 ÷ 0,5 (100)
							0,4 ÷ 0,5 (80), 2,5 ÷ 3 (20)
							0,063 ÷ 0,1 (50)
							0,5 ÷ 0,65 (50)

Влияние сводообразования на время осушения проверялось на комбинированной установке ЭГДА при междренних расстояниях 10—20 м и глубине заложения дрены 1 м. Проведенные опыты показали уменьшение времени опускания кривой депрессии в междренье при образовании свода в 1,5—1,8 раза.

Исследование работы дренажной конструкции в неустановившемся режиме фильтрации показало, что величина Ω зависит от диаметра дрены и действующего напора, а в слоистых грунтах различной проводимости и от среднего коэффициента фильтрации, осредненного по вертикальной оси. Обозначив соотношение $\alpha_k = \pi\xi/c = \pi/(c + \Omega)$, расход несовершенной дрены в многослойных грунтах можно представить в виде зависимости $Q = kH\alpha_k$. На

рис. 2 дана зависимость $\alpha_k = \frac{\pi\xi}{\ln(4H/(\pi d))} = f(H/d)$, которая

позволяет определить приток к дрене, расположенной на водопоре. Как показали опыты электро моделирования, величина α_k остается постоянной для каждой конструкции при различных диаметрах, напорах и слоистости грунтов различной проницаемости. Влияние на показатель α_k величины Ω_k определяется гранулометрическим составом грунтов в придренной зоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лоптев С. Л. Определение коэффициента фильтрации грунтов электрическим методом.— В кн.: Сборник трудов СевНИИГиМ «Вопросы проектирования бестраншейного дренажа». 1982, с. 118—122.
2. Лоптев С. Л. Методика исследования фильтрационных деформаций грунта в околдренной области.— В кн.: Сборник трудов СевНИИГиМ «Повышение эффективности мелиоративных земель». 1984, с. 278.
3. Мурашко А. И., Сапожников Е. Г. Защита дренажа от заиления.— Минск: Урожай. 1978, с. 73—93.

В. А. Чугунов (ГГИ)

МЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДИСТАНЦИОННЫХ ИСПАРИТЕЛЕЙ-ЛИЗИМЕТРОВ

Целью данной статьи является установление комплекса метрологических характеристик дистанционных испарителей-лизиметров, необходимого для достижения единства и требуемой точности измерения испарения и элементов вертикального влагообмена (ЭВВ) зоны аэрации.

Согласно требованиям, существующим в Госкомгидромете СССР, суммарное испарение с суши должно определяться с точностью $\pm 10\%$ от измеряемой величины на водосборе площадью 500—1000 км² за 5—10 сут [1].

Дистанционные испарители-лизиметры предназначены для измерения испарения и ЭВВ зоны аэрации, причем все элементы

водного баланса измеряются независимо. Они могут применяться на воднобалансовых станциях, опытных участках для определения оптимальных режимов поливов сельскохозяйственных культур, выносности их к заболачиванию и засолению, в системе мониторинга окружающей среды. ЭВМ на микропроцессорной базе позволяет устанавливать четыре режима работы: 1) с постоянным уровнем грунтовых вод (УГВ), 2) с переменным УГВ, изменяющимся по заданной программе; 3) со следящим УГВ в монолите за УГВ на сельскохозяйственном поле и 4) режим испарителя — без УГВ в монолите.

Испарители-лизиметры относятся к категории средств измерений, т. е. они должны иметь нормированные метрологические свойства. Для обеспечения единства измерений суммарного испарения и ЭВВ в первую очередь надо установить рациональную номенклатуру нормируемых метрологических характеристик (НМХ). Необходимость систематизации НМХ диктуется современными требованиями к средствам измерений, к их точности.

Метрологические характеристики должны нормироваться для нормальных условий или для рабочих условий эксплуатации испарителей-лизиметров:

— для нормальных условий, когда изменение метрологической характеристики, вызванное изменением внешних влияющих факторов в пределах рабочих условий, соизмеримо с ее нормированным значением или превышает его; в этих случаях для метрологической характеристики также нормируется изменение показаний под действием влияющего фактора;

— для рабочих условий, когда изменение метрологической характеристики, вызванное изменением внешних влияющих величин в пределах рабочих условий существенно меньше ее нормированного значения; в этих случаях изменение показаний под действием влияющего фактора не нормируется [2].

Влияющий фактор можно считать не оказывающим воздействия на метрологические характеристики, если вызванное им изменение не превышает 20—50 % значения этих характеристик. Нами приняты следующие нормальные условия эксплуатации испарителей-лизиметров: температура окружающего воздуха 1—45 °С, относительная влажность до 90 % (исполнение УХЛ).

К влияющим факторам можно отнести: температуру окружающей среды (воздуха), почвы, грунтовых вод; атмосферное давление; влажность воздуха; напряжение и частоту питающей сети, внешние магнитные и электрические поля.

Рассмотрим комплекс нормируемых метрологических характеристик (см. таблицу). Знаком плюс (+) отмечена необходимость их нормирования на различных этапах разработки и эксплуатации. Среди НМХ выделяется зависимость измерения изменения массы монолита

$$\Delta m_x = m_0 (F_x^2 / F_0^2 - 1), \quad (1)$$

где Δm_x — изменение массы почвенного монолита, г; m_0 — начальная масса монолита, г; F_x — частота колебаний струны преобра-

Таблица

Нормируемые метрологические характеристики

Характеристика	Испытания		Периодическая поверка	
	приемо-сдаточные	периодические	при ремонте	при эксплуатации
Номинальная градуировочная характеристика $\Delta m_x = m_0 (F_x^2 / F_0^2 - 1)$	+	+	+	+
Число разрядов кода (13)	+	+	—	—
Δm (± 40 г)	+	+	+	+
$\Delta \tau$ (± 5 с)	+	+	—	—
t_y (15 с)	+	+	—	—
Δt_m ($\pm 0,5$ г/°C)	+	+	—	—
Δh (± 5 мм)	+	+	—	—
Δt_h ($\pm 0,03$ мм)	+	+	—	—
Зона нечувствительности (± 3 мм)	+	+	+	+
Допустимый наклон (15')	+	—	+	+

зователя массы почвенного монолита, Гц; F_0 — начальная частота колебаний струны преобразователя, Гц. Вид этой зависимости, а также значение основной абсолютной погрешности измерения изменения массы $\Delta m = \pm 40$ г подлежат проверке на всех этапах: при разработке, изготовлении и эксплуатации испарителей-лизиметров.

Абсолютная погрешность хода электронных часов $\Delta \tau = \pm 5$ с, время установления показаний $t_y = 15$ с, температурная погрешность измерения изменения массы $\Delta t_m = \pm 0,5$ г/°C, погрешность поддержания УГВ в монолите $\Delta h = \pm 5$ мм и температурная погрешность измерения УГВ $\Delta t_h = \pm 0,03$ мм/°C должны нормироваться на этапах разработки и изготовления приборов (см. таблицу).

В случае удовлетворительного метрологического обеспечения и равенства нулю вероятности ложного обнаружения отказа при исправном приборе и необнаружении отказа при проверке неисправного прибора модель состояний и переходов при работе испарителей-лизиметров имеет вид, показанный на рисунке.

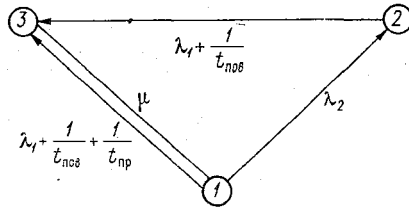
Испаритель-лизиметр может находиться в процессе функционирования в одном из следующих состояний: исправной работы — 1, необнаруженного метрологического отказа — 2, простоя — 3. Определим вероятности P_i нахождения прибора в одном из вышеуказанных состояний в зависимости от характеристик надежно-

сти, регламентированных нормативно-технической документацией (λ, μ) , и принятого режима обслуживания $(t_{\text{пов}}, t_{\text{пр}})$.

С учетом некоторых допущений при определении вероятностей состояний P_i можно утверждать, что процесс переходов приборов из одного состояния в другие может быть представлен марковским случайным процессом с дискретным числом состояний. Чтобы найти предельные вероятности P_i (вероятность состояний прибора в установившемся режиме), заменим вероятности $P_i(t)$ их пределами P_i . Тогда система алгебраических уравнений, описываю-

Рисунок. Упрощенная схема состояний и переходов дистанционного испарителя-лизиметра.

λ — интенсивность отказов; λ_1 — интенсивность отказов, приводящих к полной потере работоспособности, 1/ч; λ_2 — интенсивность метрологических отказов, 1/ч; $t_{\text{пов}}$ — время между поверками, ч; $t_{\text{пр}}$ — время между профилактическими осмотрами, ч; μ — интенсивность восстановления, 1/ч.



щих схему состояний и переходов, представленную на рисунке, имеет вид:

$$\begin{aligned} -\left(\lambda_1 + \frac{1}{t_{\text{пов}}} + \frac{1}{t_{\text{пр}}}\right)P_1 - \lambda_2 P_2 + \mu P_3 &= 0, \\ -\left(\lambda_1 + \frac{1}{t_{\text{пов}}}\right)P_2 + \lambda_2 P_1 &= 0, \\ -\mu P_3 + \left(\lambda_1 + \frac{1}{t_{\text{пов}}}\right)P_2 + \left(\lambda_1 + \frac{1}{t_{\text{пов}}} + \frac{1}{t_{\text{пр}}}\right)P_1 &= 0, \\ P_1 + P_2 + P_3 &= 1. \end{aligned} \quad (2)$$

Решение системы уравнений (2) дает:

$$\begin{aligned} P_1 &= \frac{\mu}{\lambda_1 + 1/t_{\text{пр}} + 1/t_{\text{пов}} + \lambda_2 + \lambda_2 \mu t_{\text{пов}} + \mu}, \\ P_2 &= \frac{\lambda_2 \mu t_{\text{пов}}}{\lambda_1 + 1/t_{\text{пр}} + 1/t_{\text{пов}} + \lambda_2 + \lambda_2 \mu t_{\text{пов}} + \mu}, \\ P_3 &= \frac{\lambda_1 + 1/t_{\text{пр}} + 1/t_{\text{пов}} + \lambda_2}{\lambda_1 + 1/t_{\text{пр}} + 1/t_{\text{пов}} + \lambda_2 + \lambda_2 \mu t_{\text{пов}} + \mu}. \end{aligned} \quad (3)$$

Если предположить, согласно имеющимся техническим условиям на испарители-лизиметры, что профилактика проводится 2 раза в месяц ($t_{\text{пр}} = 360$ ч), а проверка осуществляется 1 раз в месяц ($t_{\text{пов}} = 720$ ч), время ремонта — в среднем 8 ч, $\mu = 1/8$ (1/ч), $\lambda_2 + \lambda_1 = \frac{1}{4500}$ (1/ч) и $\lambda_2 = 10\lambda_1$, то расчет показывает, что в состоянии исправной работы испаритель-лизиметр будет находиться

85 % времени, в состоянии необнаруженного метрологического отказа — 12 %, простоя — 3 % времени.

Таким образом, представленный комплекс метрологических характеристик является регламентированным требованием к методу наблюдений за испарением и ЭВВ по испарителям-лизиметрам, применение которого в указанных выше нормированных условиях обеспечит заданные значения показателей точности этих наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. О составе, точности и пространственно-временном разрешении информации, необходимой для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства и службы гидрометеорологических прогнозов.— Л.: Гидрометеониздат, 1975.— с. 220.

2. Чельцов А. В. Измерительные устройства для контроля качества нефтепродуктов.— Л.: Химия. 1981.— С. 260.

И. Б. Лисовский (ЛГМИ)

ОПТИМИЗАЦИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДЫ НА ОРОШЕНИЕ В УСЛОВИЯХ ОГРАНИЧЕННЫХ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

В большинстве известных методик нормирования орошения оптимизируется режим орошения какой-либо одной культуры, рассматриваемой независимо от остальных. Такой подход возможен лишь тогда, когда каждая орошаемая культура в любой момент времени может быть обеспечена необходимым количеством поливной воды, т. е. при отсутствии ограничений на ее объем. В реальных условиях практически во всех зонах орошаемого земледелия наблюдается недостаток водных ресурсов, связанный, как правило, с ограниченными запасами водоисточников. Это обстоятельство приводит к тому, что поливные режимы всех орошаемых из одного источника культур в хозяйстве оказываются взаимосвязанными и требуют взаимной координации. Так как запасы поливной воды ограничены, возникает задача их рационального распределения. В связи с этим целью нашей работы является разработка относительно простой методики распределения поливной воды между орошаемыми культурами при наличии ограничений на ее объем в рамках одной оросительной системы. Схема должна позволять производить учет основных условий при выборе рационального распределения воды и базироваться на легкодоступной информации.

Как известно, выбор оптимального решения (в данном случае распределения воды) должен производиться с точки зрения определенного критерия оптимальности. Так как целью работы анализируемого объекта является получение максимально высоких урожаев, то выберем в качестве критерия оптимальности максимум

урожайности в денежном выражении. Выбранный критерий служит и функцией цели (z) для предприятия

$$z = \sum_{j=1}^n c_j y_j \Rightarrow \max. \quad (1)$$

Распределение воды приходится проводить при наличии целого ряда условий различного характера, которые образуют систему ограничений. Применительно к особенностям решаемой задачи можно выделить два основных ограничения:

1) по воде

$$\sum_{j=1}^n (f_j/F) x_j \leq A/F, \quad (2)$$

2) по производству продукции каждого j -го вида

$$\sum_{i,j} y_{ij} \geq R_i/F. \quad (3)$$

В формулах (1)–(3) приняты следующие обозначения: c_j — стоимость единицы продукции j -го вида; Y_j — валовой сбор продукции с площади f_j под j -й культурой; y_j — урожайность j -й культуры; F — общая посевная площадь под культурами, режим которых оптимизируется; x_j — оптимизируемое количество поливной воды, которое необходимо выделить j -й культуре; A — общее количество поливной воды на момент оптимизации; R_i — плановое задание на производство продукции в i -м ограничении.

По мере необходимости ограничения (2) и (3) могут быть дополнены рядом других ограничений, не носящих обязательного характера (например, по дозам удобрений, затратам на орошение и т. д.). Выражение (2) записано относительно оптимизируемых переменных x_j , неравенство (3) требует дальнейших преобразований, касающихся параметра y_j . Для этого необходимо установить вид зависимости $y_j = y_j(x_j)$.

Известно, что урожайность растений непосредственно связана с обеспечением их водой, но не с общим ее количеством x_j , а лишь с той частью, которая расходуется на водопотребление E_j . Поэтому естественно искать зависимость урожайности от водопотребления, а общее количество поливной воды находить по соответствующему уравнению водного баланса корнеобитаемого слоя почвы. Следует отметить, что к настоящему времени не сложилось единого мнения о форме $y = y(E)$ даже за вегетацию в целом. Одни считают эту зависимость существенно нелинейной, другие — линейной. Такие расхождения связаны с неустойчивостью $y = y(E)$ как во времени, так и в пространстве. В рамках поставленной задачи для нас важен вид зависимости $y = y(E)$ для сравнительно коротких интервалов внутри одного вегетационного

периода. В связи с отсутствием надежных сведений по этому вопросу ограничимся линейной аппроксимацией искомой функции

$$y_{jk} = b_{jk}E_{jk} + p_{jk}. \quad (4)$$

Такое допущение возможно, так как даже нелинейную в целом функцию можно с известной степенью точности аппроксимировать кусочно-линейной с определенным периодом дискретизации.

С учетом вышеизложенного ограничения задачи и функция цели примут окончательный вид:

$$\sum_{j=1}^n (f_j/F) x_{jk} \leq A_k/F, \quad (5)$$

$$\sum_{i,j} b_{jk} (x_{jk} + H_{jk} \pm z_{bjk} - g_{jk} \pm \Delta w_{jk}) \geq \frac{R_{ik} - \sum F p_{jk}}{F}, \quad (6)$$

$$z = \sum_{j=1}^n c_j [b_{jk} (x_{jk} + H_{jk} \pm z_{bjk} - g_{jk} \pm \Delta w_{jk}) + p_{jk}] \Rightarrow \max, \quad (7)$$

где H_{jk} , z_{bjk} , g_{jk} , Δw_{jk} — соответственно осадки, подпитывание, сток и изменение влагосодержания корнеобитаемого слоя почвы в k -й расчетный период.

В системе (5) — (7) исходными величинами являются A_k , R_{jk} , f_j , c_j , неизвестными — x_j . Значения остальных переменных должны быть определены предварительно до самой процедуры оптимизации. Следует отметить, что параметры b_{jk} и p_{jk} , рассматриваемые в пределах одного периода как постоянные, меняются при переходе от периода к периоду в соответствии с конкретными условиями. Определение этих параметров выливается в относительно самостоятельную задачу, связанную с необходимостью моделирования продукционного процесса растений.

К настоящему времени разработано значительное количество моделей продукционного процесса [1]. Модели в большинстве своем нелинейные. Ни одна из них не может быть использована при решении системы (5) — (7) вследствие своей либо недостаточной информативности, либо чрезмерной сложности. Это обстоятельство привело к необходимости разработки достаточно простой модели продукционного процесса, которая, с одной стороны, относительно верно описывала бы процесс формирования урожая, с другой, базировалась бы на широкодоступной информации и поэтому могла бы быть достаточно эффективно использована непосредственно при оптимизации распределения воды.

Если на протяжении всей вегетации имело место полное удовлетворение потребностей растений во влаге, то их урожайность в той ее части, которая зависит от водообеспеченности, достигнет своего максимального значения y_0 . Оно определяется почвенно-климатическими условиями и агротехникой, в связи с чем может быть рассчитано для каждого конкретного поля по соответствующей

щему уравнению регрессии в зависимости от комплекса тех или иных параметров. В настоящее время принято считать эту величину достаточно надежно определяемой, поэтому она служит одной из основных характеристик, используемых при программировании урожаев сельскохозяйственных культур. При наличии отклонений от оптимальных условий водоснабжения посевы испытывают угнетение, что приводит к снижению максимального урожая y_0 на величину потерь Δy и формированию некоторого урожая y

$$y = y_0 - \Delta y. \quad (8)$$

Допущение о существовании определенного значения y_0 в конечный момент органогенеза приводит к гипотезе о наличии некоторого потенциального развития растений [2], в конечном итоге приводящего к формированию величины y_0 . Это означает, что на каждом этапе органогенеза может быть сформирована определенная часть y_0 , равная $\Delta y_0(k)$. Значение этой части к концу периода k может быть определено по формуле

$$y_0(k) = \sum_{k=1}^k \Delta y_0(k). \quad (9)$$

Потери к этому же моменту времени оказываются равными сумме потерь за весь предшествующий период развития. Тогда для любого периода k в течение вегетации

$$y(k) = \sum_{k=1}^k \Delta y_0(k) - \sum_{k=1}^k \Delta y(k). \quad (10)$$

Чтобы по (10) иметь возможность рассчитать $y(k)$, необходимо знать потери $\sum_{k=1}^k \Delta y(k)$. В большинстве работ, моделирующих продукционный процесс, прирост или убыль растительной массы $\bar{Q}$ связывается с ее величиной Q

$$\bar{Q} = \beta Q, \quad (11)$$

где β является функцией ряда факторов различного характера, отражающей внутренние и внешние условия формирования урожая. Поскольку в наших исследованиях основным лимитирующим фактором является вода, роль функции β заключается в учете влияния на урожайность отклонений условий влагообеспеченности растений от оптимальных значений, что приводит к снижению $y_0(k)$ на величину потерь. Естественно предположить, что значение β в этом случае определится интенсивностью дефицита влаги $g_2(k, a_k)$, который в свою очередь зависит как от потребности в воде в данный период органогенеза, так и от степени ее удовлетворения. Немаловажной при этом является роль данного периода развития в формировании общего урожая $g_1(k)$.

Таким образом, для функции β мы получим выражение

$$\beta(k) = g_1(k) g_2(k, a_k), \quad (12)$$

а для расчета потерь

$$\Delta y(k) = g_1(k) g_2(k, a_k) y_0(k). \quad (13)$$

Имея значения $g_1(k)$, $g_2(k, a_k)$ и $y_0(k)$ в любую k -ю декаду вегетационного цикла, можно по (13) определить потери, а затем согласно (10) и величину вида на урожай.

Аналитическая аппроксимация функций $g_1(k)$ и $g_2(k, a_k)$ позволила получить следующую простую модель продукционного процесса:

$$y(k) = y_0(k) - \sum_{k=1}^k g_1(k) \left[a_k^0 - \left(\frac{E}{E_0} \right)_k \right] y_0(k). \quad (14)$$

Проверка этой модели осуществлена для озимой и яровой пшениц. Фонд данных для каждой из них составил около 25 годовых точек. Получены следующие коэффициенты корреляции между фактическими и расчетными значениями урожайностей: озимая — $0,70 \pm 0,11$, яровая — $0,81 \pm 0,07$. Относительно высокие критерии оценки говорят о возможности использования разработанной модели.

Уравнение (14) при фиксированном k является линейным относительно водопотребления E_k . Тогда выражение $g_1(k) y_0(k) / E_{0k}$ выступает как коэффициент пропорциональности связи $y(k) = f(E_k)$, т. е. соответствует искомым b_{jk} . Постоянная же часть (14) при этом характеризует свободный член.

Таким образом, выражения (2), (3), (14) с функцией цели (1) образуют расчетную систему, решение которой на определенный интервал времени позволяет определить оптимальное распределение поливной воды. Близость к линейным всех используемых зависимостей делает возможным использование при решении этой системы линейного программирования, что существенно ускоряет и упрощает процедуру расчетов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галямин Е. П. Оптимизация оперативного распределения водных ресурсов в орошении. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 272 с.
2. Шабанов В. В. Биоклиматическое обоснование мелиораций. — Л.: Гидрометеониздат, 1973. — 165 с.

М. Л. Марков, А. К. Беренсен (ГГИ)

О ФОРМИРОВАНИИ НАЛЕДНЫХ ПОЛЯН И ИХ ВЛИЯНИИ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РЕК

В исследовании гидрологической роли наледей подземных вод основное внимание уделяется изучению внутригодового наледного регулирования речного и подземного стока. Практически не изу-

чен вопрос, связанный с количественной оценкой изменения водного режима на участках рек с наледями.

Во многих работах отмечается, что ежегодное формирование наледных массивов большой мощности в одних и тех же местах речных долин приводит к изменению на этих участках динамики течений, русловых процессов, транспорта наносов, термики рек [2, 4]. К сожалению, опубликованные материалы, главным образом геологов и географов, носят, как правило, качественный, описательный характер. Такое положение отражает действительное состояние исследований в этой области. В то же время решение специфических вопросов гидрологии, гидравлики и морфологии наледных участков имеет значение для научного обоснования ряда практических проблем, включая разработку на морфологической основе методов расчета пропускной способности русел с наледными полянами, оценку динамики их затопления и опорожнения, регулирующего и аккумулирующего влияния на пропуск паводков и половодий, сток веществ. Последнее представляет также интерес в связи с широким использованием гравийно-галечного материала наледных полей для строительных целей.

В 1976—1982 гг. Государственный гидрологический институт провел комплексные гидрологические исследования на реках с наледями в Северном Забайкалье. В настоящей статье представлены первые результаты этих работ.

Характер изменения гидрологических характеристик на наледных участках определяется прежде всего особенностями строения последних, которые в свою очередь являются результатом действия двух основных групп факторов.

Во-первых, внешний облик наледных полей, резко отличающийся от соседних участков речных долин, определяется не только эрозионно-аккумулятивной деятельностью водных потоков, но и в большой степени комплексом криогенных процессов [1, 4]. Активность этих процессов увеличивается в пределах наледных полей по сравнению со смежными участками вследствие снижения температуры подстилающих пород и увеличения увлажненности рыхлых отложений [5]. Снижение температуры подстилающих пород обусловлено тем, что в летний период наледный массив служит тепловым экраном вследствие большого альбедо его поверхности и поглощения и рассеивания солнечной энергии в верхнем слое льда. Криогенные процессы приводят к пучениям, просадкам, криогенным оплываниям, разрушению грунтов, что способствует их разрыхлению и плановому перемещению, выравниванию поверхности наледной поляны.

Во-вторых, наледные массивы снижают интенсивность эрозионно-аккумулятивной деятельности водных потоков, изменяют местный базис эрозии. Весной водный поток на поверхности льда отклоняется к тому или иному берегу и даже может направляться в новое русло [6, 7]. С течением времени водоток «прорезает» ледяную толщу до основания. Зачастую его положение не совпадает

с выработанными руслами в предыдущие годы. Водоток вынужден вырабатывать новое русло. Этот процесс многократно повторяется в течение многих лет, что приводит к изрезанности наледного участка многочисленными протоками. В широких наледных долинах формируется специфический тип руслового процесса — наледная многорукавность [3, 6].

В результате на участках формирования наледей происходит расширение днища долины, увеличение ширины водных потоков, уменьшение средних глубин и продольного уклона. Это положение подтверждают результаты инструментальных съемок в зоне БАМа. Так, например, в бассейне горной р. Апсат уклоны русел водотоков на наледных полянах меньше в 1,2—1,6 раза, ширина русел увеличивается в 3—5 раз по сравнению со смежными участками рек (табл. 1). На наледных участках трех других обследованных водотоков, расположенных в предгорье, уклон русел меньше в 2—5 раз, а глубина — в 1,5—2 раза (табл. 2).

Таблица 1

Среднее для равноудаленных от истока участков р. Апсат соотношение уклонов I и ширины B водных потоков на наледных (рн) и безналедных (р) участках

Характеристика	Расстояние от истока, км			
	0—10	11—25	26—50	50—100
Число наледей	4	3	5	4
$I_{рн}/I_p$	0,87	0,75	0,68	0,62
$B_{рн}/B_p$	5,2	4,6	3,8	3,6

Таблица 2

Соотношение средних глубин (H), уклонов (I) потоков и суммарных расходов наносов G на наледном (рн) и смежном с ним верхнем (р) участках реки

Река	$H_{рн}/H_p$	$I_{рн}/I_p$	$G_{рн}/G_p \cdot 100 \%$
Мурурин	0,43	0,21	1,8
Холодный	0,49	0,30	4,3
Юктокан	0,68	0,47	14,5

Изменение динамики потока на наледном участке приводит к снижению его транспортирующей способности. По расчетам, выполненным по формуле КиргНИИВХ [3], суммарный расход донных и влекомых наносов составляет в нижнем створе обследованных наледных участков от 2 до 15 % расхода наносов на входном створе (табл. 2). Результаты этих расчетов подтверждаются данными наблюдений за перемещением влекомых наносов на налед-

ном участке р. Мурурин (табл. 3): наносы фракции 10—100 мм и крупнее полностью аккумулируются на наледной поляне. В ниж-

Таблица 3

Скорость перемещения влекомых наносов v_n в руслах водотоков на наледной поляне р. Мурурин

Диаметр фракции, мм	u_n см/сут	
	межень	паводок
р. Холодный — верхний г/с		
20—50	3	171
50—100	<1	156
100—200	<1	120
р. Мурурин — верхний г/с		
20—50	<1	21,0
50—100	<1	10,6
100—200	—	—
р. Мурурин — нижняя часть наледной поляны		
20—50	37,0	0
50—100	23,0	0

ней части наледного участка на р. Мурурин в период прохождения паводков и половодий возникает зона подпора. В зоне подпора скорость течения воды уменьшается до 0,1—0,2 м/с. Это способствует аккумуляции взвешенных наносов. По предварительным оценкам, накопление пойменной фракции аллювия для наледной поляны р. Мурурин составляет в среднем около 0,15 мм после каждого ее заполнения. Основная часть пойменной фракции накапливается на зарастающих остановившихся грядах и многолетних буграх пучения. В понижениях и на ровных участках поляны пойменная фракция вымывается талыми наледными водами. В результате на наледном участке, особенно в его верхней части, остаются только грубообломочные гравийно-галечные отложения — «наледный аллювий» [1, 4].

Рассмотренные изменения морфологии русел рек и днищ речных долин на наледных полянах приводят к изменению в первую очередь максимальных расходов снеговых и дождевых паводков и температуры воды.

Влияние морфологии наледной поляны на водный режим и тепловой сток оценено по результатам наблюдений на тепло-воднобалансовом наледном полигоне на р. Мурурин. Наблюдения за стоком и температурой воды проведены на двух входных створах, расположенных непосредственно перед наледью площадью 2,5 км², и на нижнем выходном створе расположенном примерно в 4 км от верхних. Площадь водосбора, замыкаемая верхними створами, составляет 142 км², а нижним — 150 км². Измеренные

максимальные расходы воды представлены в табл. 4, а расчетные значения теплового стока — в табл. 5.

Таблица 4

Характеристики максимального стока дождевых паводков в створе выше (в) и ниже (н) наледной поляны на р. Мурурин

Дата	Максимальный расход воды $Q \text{ м}^3/\text{с}$		$\frac{Q_n}{Q_v}$	$\Delta t \text{ ч}$
	Q_v	Q_n		
30/VI 1977	50,2	32,5	0,65	5,2
10/VI 1978	36,4	35,1	0,96	3,3
31/VII 1979	65,2	45,6	0,70	6,1
25/VIII 1981	61,6	50,7	0,82	4,8
10/VI 1982	52,6	35,4	0,67	4,2

Примечание. Δt — запаздывание времени прохождения максимальных расходов воды в нижнем створе по сравнению с верхними створами.

Таблица 5

Изменение теплового стока р. Мурурин на наледной поляне в 1979 г.

Дата	Верхний створ			Нижний створ	Разность	
	руч. Холодный Θ_1	р. Мурурин Θ_2	$\Theta_v = \Theta_1 + \Theta_2$	р. Мурурин Θ_n	$\Delta\Theta = \Theta_n - \Theta_v$	$\frac{\Delta\Theta}{\Theta_n} \cdot 100 \%$
3/V	2,76	1,38	4,14	3,27	-0,87	-21
5/V	1,97	1,68	3,65	0,86	-2,79	-76
10/V	1,09	0,55	1,64	1,58	-0,06	-4
15/V	2,64	0,38	3,02	0,49	-2,53	-84
21/V	10,0	11,7	21,7	8,72	-12,9	-59
25/V	32,8	47,8	80,6	13,20	-67,4	-84
31/V	33,3	80,4	113,7	59,8	-53,9	-47
5/VI	18,1	54,9	73,0	91,9	18,9	26
9/VI	9,60	35,4	45,0	52,8	7,8	17
28/VII	305	341	646	619	-27	-4
30/VIII	210,3	414	624	649	25	4
5/IX	51,5	114,8	166	295	129	78
10/IX	35,6	91,2	127	180	53	42
15/IX	41,9	195	237	424	187	79
19/IX	20,3	61,6	81,9	116	34	41
25/IX	7,84	29,5	37,3	59,5	22	60
30/IX	4,94	20,5	25,4	44,0	18,6	73
10/X	0,67	0,34	1,01	1,81	0,8	79

Анализ данных табл. 4 показывает, что в пределах наледной поляны происходит существенное распластывание паводочной волны: запаздывание прохождения максимальных расходов воды составляет 4—6 ч на участке длиной всего 4 км. Максимальные расходы воды в замыкающем створе составляют 0,6—0,8 этой характеристики на входных створах. По данным картографирова-

ния поля скоростей водного потока выявлена граница зоны распространения подпора на пике паводка 1—2/VIII 1979 г. Зона охватывает нижнюю треть поверхности наледной поляны. Объем воды, аккумулированной на пике паводка, составляет примерно 0,6 млн. м³.

Тепловой сток в табл. 5 рассчитан по формуле

$$\Theta = c\rho QtT,$$

где t и Θ — соответственно средняя температура воды и расход тепла за интервал времени T ; c и ρ — теплоемкость воды и ее плотность, принятые постоянными, Q — расход воды.

Из данных табл. 6 следует, что в весенний период речная вода охлаждается после прохождения ее наледи. После того как лед разрушен и вынесен из русел реки, тепловой сток увеличивается на 20—80 % вследствие увеличения на наледной поляне зеркала водной поверхности и теплообмена с атмосферой.

Таким образом, рассмотренные результаты на ограниченном натурном материале со всей очевидностью свидетельствуют о необходимости учитывать регулирующее влияние наледных полей на сток воды, наносов и тепловой сток рек мерзлой зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В. Р. Наледи как фактор долинного морфолитогенеза.— В кн.: Региональная геоморфология Сибири. Иркутск, 1973, с. 99—134.
2. Алексеев В. Р., Фурман М. Т. Наледи и сток.— М.: Наука, 1976 — 118 с.
3. Рекомендации по учету деформаций речных русел при проектировании инженерных сооружений на реках зоны Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.— Л.: Гидрометеониздат, 1983.— 72 с.
4. Романовский Н. Н. О геологической деятельности наледей.— В кн.: Мерзлотные исследования, вып. 13. М., 1973, с. 66—89.
5. Санников С. А. Морозобойное растрескивание грунтов и полигонально-жильное льдообразование на наледных участках речных долин Верхнечарской котловины.— В кн.: Гляциология Восточной Сибири. Иркутск, 1983, с. 64—76.
6. Сنيщенко Д. В. Наледная многорукавность как характерный тип руслового процесса на реках зоны БАМа.— Труды ГГИ, 1984, вып. 299, с. 59—63.
7. Соколов Б. Л., Херсонский Э. С. Особенности гидрологического режима рек с наледями.— В кн.: Исследования наледей. Якутск, 1979, с. 6—19.

А. В. Пакутин (ЛГУ)

РАСЧЕТ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ С БОЛОТНЫХ МАССИВОВ ПРИ ОСУШЕНИИ

При проектировании осушительных систем необходимо принимать во внимание изменения стока с мелиорируемых площадей, особенно изменения максимального стока, поскольку размеры и густота осушителей должны рассчитываться на основании сведе-

ний о максимальных расходах с введением в них поправок на послемелиоративные изменения стока. Проблеме послемелиоративного изменения максимумов посвящена большая литература [2, 6, 10], однако до сих пор отсутствуют достаточно обоснованные и простые методы расчета преобразования стока при осушении. Оценка изменения стока с болотных массивов наиболее обоснованно может быть произведена по способу, предложенному в работах К. Е. Иванова [4, 5] и Трудах ГГИ [3, 8, 9]. Однако результаты, приводимые в указанных работах, далеко не охватывают все возможные в действительности случаи. Изменение стока весеннего половодья было рассчитано в них лишь для одного случая, когда мгновенные значения максимальных модулей стока обусловлены высоким суточным слоем снеготаяния — 20 мм/сут [3, 4].

Предлагаемая нами методика расчета изменения максимального весеннего стока с болот при осушении позволяет учесть:

1) условия поступления влаги на проектируемый для мелиорации болотный массив;

2) естественную изменчивость гидрологических и гидроморфологических свойств болотных систем, предназначенных для осушения;

3) неоднородность гидрофизических характеристик деятельного горизонта неосушенных болот;

4) все главные изменения в физическом состоянии и строении болотных образований, вносимые при их мелиорации т. е. способ осушения, параметры осушительной сети, глубины залегания водоупора, водно-физические характеристики осушенной торфяной залежи, зависящие от ее вида и запроектированного уровня осушения.

Рассматриваемая методика расчета сводится к следующему:

1. На основании рассчитанных по методу П. П. Кузьмина [11] интенсивностей снеготаяния (с учетом осадков, выпадающих в период таяния снега) вычисляется ход стока с предназначенного для осушения болотного массива в естественном состоянии способом фильтрационных характеристик [3, 4, 9].

2. Расчет стока с осушенного болота ведется по формулам Роте, А. Н. Костякова и С. Ф. Аверьянова [1, 7], на основании которых в мелиоративной практике определяются параметры осушительных сетей. Указанные уравнения имеют следующий вид:

а) формула Роте [3, 4, 7] (для осушителей, залегающих на водоупоре)

$$q = \frac{(h-z)^2}{L^2} K, \quad (1)$$

б) формула А. Н. Костякова [7] (для очень глубокого залегания водоупора)

$$q = \frac{\pi}{2} \frac{K(h-z)}{L \left(\ln \frac{2L}{d} - 1 \right)} + \frac{K(h-z)^2}{L^2}, \quad (2)$$

в) формула С. Ф. Аверьянова [1] (при близком залегании водоупора)

$$q = \frac{K(h-z)}{L^2} \left(\frac{2T}{h-z} + 1 \right) \alpha. \quad (3)$$

В формулах (1)–(3) приняты следующие обозначения: q — интенсивность дренажного стока, мм/сут; h — глубина осушителей, см; z — глубина грунтовых вод посередине расстояния между осушителями от поверхности болота, см; L — половина расстояния между дренами (каналами), м; K — средний коэффициент фильтрации осушенной торфяной залежи, м/сут; d — диаметр дрен (ширина каналов по дну), м; T — глубина залегания водоупора от дна осушителей, м; α — коэффициент всячести, учитывающий несовершенство дрен по степени вскрытия ими водоносного пласта, равный

$$\alpha = \frac{1}{1 + \frac{T}{L} \frac{4}{\pi} \ln \frac{1}{2 \sin(\pi d/2T)}}. \quad (4)$$

Выражение «глубокое залегание водоупора» означает, что $2L/T < 3$; «близкое залегание водоупора» — $2L/T \geq 3$ [1].

3. Имея два рассчитанных для одного и того же болотного массива гидрографа стока в неосушенном и осушенном состоянии, можно вычислить все интересующие нас характеристики преобразования (коэффициенты преобразования максимальных модулей, слоев стока и др.). Эти характеристики определяются как отношения значений дренажного стока (q_∞) к стоку с болотного массива в неосушенном состоянии ($q_{\text{неос}}$). По К. Е. Иванову, их можно назвать коэффициентами преобразования и обозначить буквой Π

$$\Pi = q_{\text{ос}}/q_{\text{неос}}. \quad (5)$$

Вычисляя последовательно за каждые сутки значения коэффициентов Π , получаем картину хода преобразования стока за весь период весеннего половодья. Для определения коэффициентов изменения максимального стока половодья достаточно вычислить отношение наибольшего за весь расчетный период модуля дренажного стока и максимума с болота в неосушенном состоянии, которые не всегда совпадают по времени.

В принятой схеме расчета предполагается следующее:

1. Количество влаги, поступающее на поверхность мелиорированного болота, соответствует количеству влаги, отводимой осушительной сетью с учетом аккумуляции (сработки) ее в горизонте колебания уровней болотных вод.

2. Кривая депрессии, формирующаяся между осушителями, изменяет свое положение под влиянием фильтрации влаги с поверхности болота и оттока в осушители от одних суток к другим, причем снеготаяние и осадки предыдущего дня определяют положение депрессионной кривой на последующий день, т. е. реальный неустановившийся режим поступления и расходования влаги

описывается схемой последовательной смены стационарных состояний (от одних суток к другим).

Разработанная методика реализована с помощью ЭВМ, для чего автором были составлены соответствующие программы.

Широкий численный эксперимент позволил сделать следующие общие выводы:

1. Максимальные модули стока низких обеспеченностей при осушении болот снижаются, а высоких обеспеченностей — возрастают, что подтверждают полученные другими исследователями результаты [3, 4, 8].

2. Диапазон изменения коэффициентов $P=0,1 \div 12$ оказался большим, чем было установлено ранее ($P=0,15 \div 3,1$) [3, 8, 9].

3. Коэффициенты преобразования максимумов и слоев стока половодья зависят от расстояния между осушителями, глубины залегания водоупора, стока с неосушенного болота, водно-физических свойств осушенной торфяной залежи.

Предложенный способ расчета преобразования стока весеннего половодья может быть применен и при исследовании изменения максимального дождевого стока. Рассмотренные приемы вычислений могут использоваться для всех болотных массивов безнапорного питания, т. е. для большинства болот лесной зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянов С. Ф. Горизонтальный дренаж при борьбе с засолением орошаемых земель.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— 84 с.
2. Булавко А. Г. Водный баланс речных водосборов.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 304 с.
3. Гидрологические расчеты при осушении болот и заболоченных земель/Под ред. Иванова К. Е.— Л.: Гидрометеиздат, 1963.— 447 с.
4. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны.— Л.: Гидрометеиздат, 1957.— 500 с.
5. Иванов К. Е. О методах расчета стока с мелиорируемых болот и влиянии мелиорации на сток.— Вестник ЛГУ, 1976, № 18, с. 82—89.
6. Ключева К. А., Покумейко Ю. М. Влияние осушительных мелиораций на максимальный сток весеннего половодья рек Белоруссии.— Труды ГГИ, 1975, вып. 229, с. 123—161.
7. Костяков А. Н. Основы мелиораций.— М.: Сельхозгиз, 1951.— 751 с.
8. Новиков С. М., Балясова Е. Л. Сток с болот и заболоченных водосборов.— В кн.: Водные ресурсы Нечерноземной зоны РСФСР. Л., 1980, с. 128—151.
9. Указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных верховых болот/Под ред. Иванова К. Е.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 84 с.
10. Шебеко В. Ф. Гидрологический режим осушаемых территорий.— Минск: Урожай, 1970.— 299 с.

Р. Р. Абдураунов (ЛПИ)

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОЛНОВОГО (ЦИКЛИЧНОГО) СПОСОБА ПОЛИВА ПО БОРОЗДАМ

Увеличение площади орошаемых земель возможно за счет рационального, экономного использования воды и применения новых способов полива, исключающих непроизводительные потери

воды, а также способствующих повышению производительности труда при поливе. Этой задаче отвечает волновой способ полива по бороздам.

К технологии полива по бороздам с волновой подачей воды в последние годы как в нашей стране, так и за рубежом проявляется большой интерес. Отмечается, что при этом способе полива повышается производительность труда, улучшается качество полива, более экономно расходуется вода [3]. Для изучения данного вопроса в ЛПИ им. М. И. Калинина проводятся лабораторные и натурные исследования.

Натурные исследования были проведены летом 1984 г. на полях опытно-производственного хозяйства САНИИРИ им. В. Д. Журина. Площадь опытного участка равна 12 га. Опыты проводились с тремя вариантами поливных расходов (0,15; 0,25; 0,35 л/с), которые являются близкими к стандартным [1, 2] и с различными циклами подачи воды. Цикл определяется продолжительностью между началом двух последовательных волн. Циклическое отношение определялось как отношение времени подачи к времени цикла. В опытах время цикла было равно 10—40 мин. Почвенный покров опытного участка представлен средним суглинком. Участок был засеян кукурузой с междурядным расстоянием 0,70 м. Борозды имели длину 150—200 м. Средние по длине уклоны борозд составили 0,008—0,025.

При существующей технологии подготовки и послеполивной обработки поля 60 % борозд остается взрыхленными, 40 % борозд уплотняется колесами трактора. В опытах использовались взрыхленные борозды. Время добегания фронта поливной воды фиксировалось на контрольных створах, расположенных через 10 м. Вода подавалась из трубчатых водовыпусков, которые были протарированы объемным способом. Опыты проводились в трехкратной повторности, контролем служили поливы по бороздам с постоянным поливным расходом.

При волновой подаче существенно изменяются условия, в которых происходит процесс распространения воды по длине борозды. Если при постоянной подаче фронт поливной воды движется всегда по сухому ложу, при наибольшем значении коэффициента гидравлического трения ($\lambda_0 = 0,061 \div 0,053$ — опытное значение для данного поля), то при волновой подаче такие условия отмечаются только при первом пуске. В дальнейшем при каждом новом цикле водоподачи фронт поливной воды быстрее движется по уже смоченному и сформированному ложу борозды в связи с уменьшением скорости впитывания воды и вследствие уменьшения значения коэффициента гидравлического трения.

Схема движения фронта поливной воды при волновом способе полива приведена на рис. 1.

Первая волна за время t_1 проходит расстояние l_1 , коэффициент гидравлического трения λ_1 . Вторая волна за время t_2 проходит расстояние $l_2 = l_1 + P \Delta l'$; где $\Delta l'$ — приращение длины, пройденной волной. При этом волна сначала движется по борозде (до l_1),

где коэффициент гидравлического трения равен $\lambda_2 < \lambda_1$, а затем по $\Delta l'$, где снова λ_1 . Третья волна за время t_3 проходит расстояние $l_3 = l_2 + \Delta l''$, при этом она движется по трем участкам, где коэффициент гидравлического трения имеет значения λ_3 , λ_2 и λ_1 . Остальные волны будут двигаться по аналогичной схеме.

По результатам опытов были построены графики зависимости

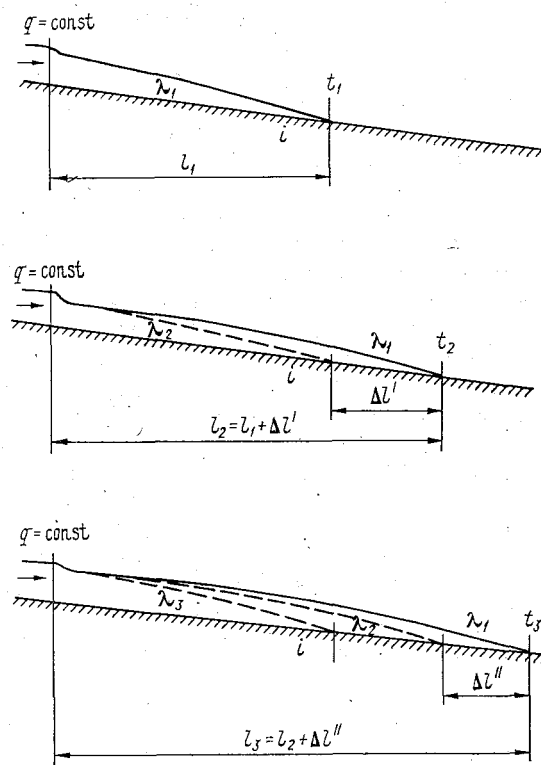


Рис. 1. Схема движения фронта поливной воды при волновом способе полива по бороздам.

$l_t = f(\sum_{i=1}^n t_i)$, описывающие динамику продвижения фронта волны по ложу борозды (рис. 2), где l_t — путь, пройденный фронтом волны за время $\sum_{i=1}^n t_i$; t_i — время распространения фронта волны до данного створа с учетом пауз.

Анализ рис. 2 позволяет утверждать, что при непрерывном поливе на продвижение фронта поливной воды требуется намного больше времени, чем при волновом поливе. Отсюда следует, что при волновом поливе улучшается равномерность увлажнения

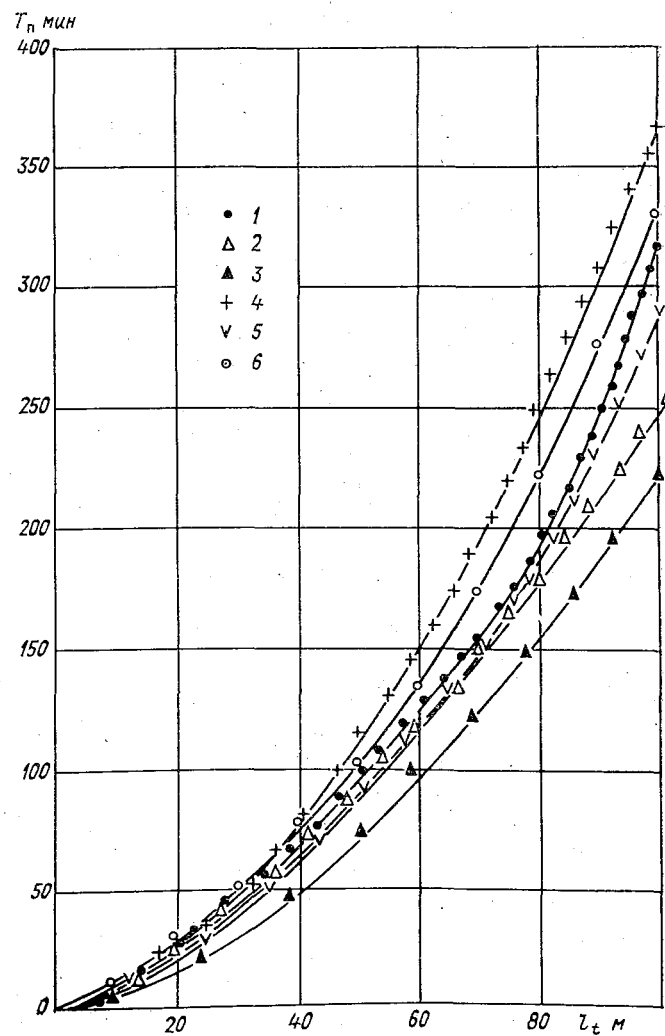


Рис. 2. Зависимости продвижения фронта волны от времени при различных циклах подачи для $q=0,35$ л/с, $i_{cp}=0,0164$.

1 — $T_{ц}=10$ мин, $c=1/2$; 2 — $T_{ц}=15$ мин, $c=2/3$; 3 — $T_{ц}=25$ мин, $c=4/5$; 4 — $T_{ц}=15$ мин, $c=1/3$;
5 — $T_{ц}=20$ мин, $c=1/2$; 6 — непрерывная подача.

борозды. Для определения чистого времени подачи воды (в мин) и объема воды при волновом поливе выведены формулы:

$$T_{\text{п}} = \left(\sum_{i=1}^n t_i + t_{\text{пп}} \right) c, \quad (1)$$

$$W = qT_{\text{п}}, \quad (2)$$

где $T_{\text{п}}$ — чистое время подачи воды; $t_{\text{пп}}$ — продолжительность одной паузы; $c = t_{\text{п}} / (t_{\text{п}} + t_{\text{пп}})$ — циклическое отношение; $t_{\text{п}}$ — продолжительность одной подачи; q — поливной расход.

Пример: Для $q = 0,35$ л/с и времени цикла $T_{\text{ц}} = 25$ мин, $c = 4/5$ находим из графика $\sum_{i=1}^n t_i = 222$ мин. Эти значения подставим в уравнения (1) и (2):

$$T_{\text{п}} = (222 + 5) \frac{4}{5} = 181,6 \text{ мин},$$

$$W = 0,35 \text{ л/с} \cdot 181,6 \text{ мин} \cdot 0,06 = 3,81 \text{ м}^3,$$

где 0,06 — коэффициент перехода.

Для непрерывной подачи из графика находим $q = 0,35$ л/с, $\sum_{i=1}^n t_i = 331$ мин, $T_{\text{п}} = 331$ мин,

$$W = 0,35 \text{ л/с} \cdot 331 \text{ мин} \cdot 0,06 = 6,95 \text{ м}^3.$$

Отсюда видно, что при волновом способе подачи воды на добегание требуется на 40 % меньше оросительной воды.

Проанализировав результаты натурных данных, можно сделать некоторые предварительные выводы:

1. Во всех опытах при волновом поливе, где время подачи было больше времени паузы, уменьшилось суммарное время распространения фронта волны по сравнению с непрерывным поливом.

2. Важным фактором при волновой подаче является продолжительность цикла, так как она влияет на подаваемый объем оросительной воды. При малой продолжительности подачи воды невозможно обеспечить добегание фронта волны до конца борозды.

3. При волновой подаче воды в борозду сокращаются потери воды на инфильтрацию в начале борозды и улучшается равномерность увлажнения почвы по длине борозды. Поэтому внедрение волнового способа полива позволит, по предварительным данным, сэкономить до 30—40 % оросительной воды.

4. Дальнейшие исследования волнового способа полива должны быть направлены на определение оптимальных циклов подачи воды, при которых обеспечивалось снижение непроизводительных потерь оросительной воды, и на изучение движения воды при различных уклонах и грунтах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лактаев Н. Т. Проект методических указаний для проведения полевых опытов по изучению техники бороздкового полива, камеральной обработке результатов и обоснование этих указаний.— Ташкент, 1965.— 99 с.
2. Лактаев Н. Т. Совершенствование орошения хлопчатника.— Автореф. дисс. на соискание учен. степени д-ра техн. наук. М., 1980.— 39 с.
3. Разумовский А. А. Технология полива по бороздам дискретной струей.— Гидротехника и мелиорация, 1985, № 1, с. 35—37.

В. М. Прилепин (МГУ)

УЧЕТ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИ ФАКТОРНО-РЕГРЕССИОННОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ПОДЗЕМНОГО СТОКА В ПЕРМСКОМ ПРИУРАЛЬЕ

Для оценки и картирования естественных ресурсов подземных вод Волго-Камского артезианского бассейна необходимо изучить взаимосвязи природных условий, в которых формировался подземный сток, и установить закономерности пространственного распределения его характеристик.

В общей проблеме изучения формирования стока на территории Пермского Приуралья самостоятельной является задача оценки влияния гидрогеологических условий. В работе приводятся результаты решения этой задачи с применением факторно-регрессионного моделирования.

Для всей территории (61 водосборный бассейн) (рис. 1), а с учетом проведенного специального гидрогеологического районирования для 31 карстового (с преобладанием в разрезе зоны интенсивного водообмена карстующихся отложений) и 30 некарстовых водосборов (с преобладанием терригенных отложений) была поставлена задача получения моделей распределения нормы модуля стока 30-дневной зимней межени в зависимости от изменения климатических, геоморфологических, ландшафтных и гидрогеологических условий формирования стока.

Исходные данные готовились на основе схематизации природных условий для этих бассейнов с помощью карт мелкого и среднего масштаба и по литературным источникам [1, 2]. В качестве показателей климатических условий использовалось 13 характеристик, геоморфологических ландшафтных — 5. Водосборные бассейны представляли, таким образом, многомерные объекты.

После предварительного анализа данных и построения одно- и двухмерных гистограмм некоторые исходные признаки были преобразованы к логарифму или квадратному корню. Матрица данных в общей модели имела порядок 12×61 (12 относительно отобранных характеристик, измеренных для 61 водосборного бассейна), в моделях «карстовые водосборы» и «некарстовые водосборы» — соответственно 12×31 и 12×30 .

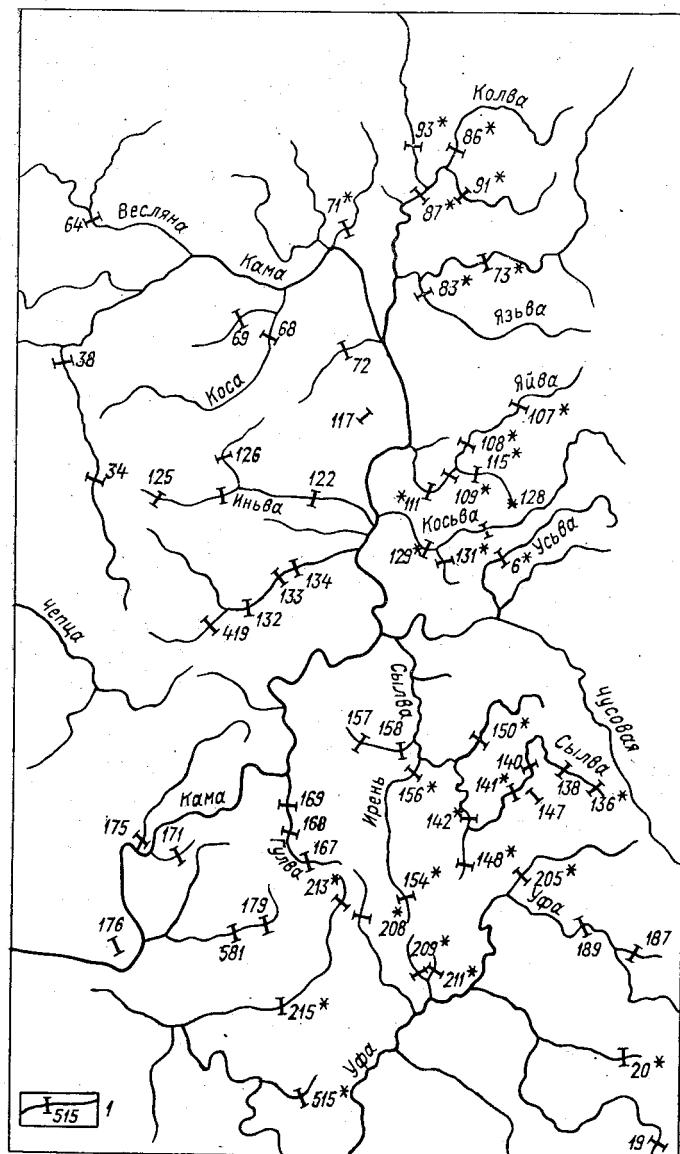


Рис. 1. Размещение опорных водосборов.

1 — гидрометрический створ и его номер (водосборы с развитием в разрезе зоны интенсивного водообмена карстующихся отложений помечены звездочкой).

К матрицам данных применялись факторный анализ в R -модификации с варимаксным вращением факторов [3], процедура пошаговой регрессии [4], а на основе коэффициента множественной корреляции (КМК) делался вывод об адекватности факторных и регрессионных моделей формирования стока. В факторном анализе норма модуля стока (1) рассматривалась как одна из характеристик водосбора наравне с другими, в пошаговой регрессии — как зависимая переменная. Ниже кратко излагаются результаты анализа по модели.

В общей модели ($N=61$) наибольшие коэффициенты парной корреляции нормы модуля с переменными модели отвечают: (8) — количеству осадков за теплый период (0,35), (10) показателю гумидности территории (0,32), (4) — расчлененности рельефа (0,32). Факторный анализ позволил выявить структуру связи 12 переменных и представить их изменчивость 3 факторами, объясняющими 77 % общей дисперсии переменных. Квадрат КМК нормы модуля — 0,42, т. е. 58 % ее дисперсии «не объясняется» этой моделью. Факторы интерпретированы так: 1) фактор климата и залесенности; 2) фактор расчлененности рельефа и заболоченности; 3) фактор уклонов рек и площади водосборов. Норма модуля (1) значительно нагружает второй фактор. Вектор ее сонаправлен с вектором расчлененности рельефа (4) и противоположно направлен вектору заболоченности (12) (рис. 2 1). Отсюда следует, что изменчивость нормы модуля по территории должна определяться этими характеристиками.

В плоскости I и II факторов группирование водосборов нечеткое: одна крупная группа ($N=38$) и три небольшие (рис. 2 4).

В уравнение регрессии нормы модуля (Y_1) (логарифм) на переменные модели вошли норма осадков (7), залесенность (11), заболоченность (12) и площадь водосбора (2) (включения 1,0)

$$Y_1 = -2,2578 + 0,088 [X_7 - 0,0044X_{11} - 0,0874X_{12} + 0,1070X_2].$$

В модели «карстовые водосборы» в результате факторного анализа выделено 3 фактора, объясняющих 79 % общей дисперсии переменных. Квадрат КМК выше — 0,46. Интерпретация факторов следующая: 1) фактор климата и залесенности; 2) фактор уклонов рек и расчлененности рельефа; 3) фактор заболоченности и площади водосбора. Норма модуля (1) имеет высокую нагрузку (0,70) на третий фактор. Расположение векторов-переменных в плоскости I—III факторов близко к предыдущей модели (рис. 2 2).

Водосборы в плоскости I—III факторов в соответствии со значениями нормы модуля, климатических характеристик и расчлененности рельефа разделяются на 4 отчетливые группы (рис. 2 5).

Уравнение регрессии (включения 1,0) имеет вид

$$Y_1 = -93,4795 + 0,4452X_8 + 35,3056X_5 - 0,4271X_{12},$$

где Y_1 — норма модуля стока; X_8 — норма осадков теплого периода (квадратный корень значений); X_5 — суммарная солнечная радиация (логарифм); X_{12} — заболоченность (логарифм).

В модели «некарстовые водосборы» структура взаимосвязи 12 переменных представлена 4 факторами, объясняющими 82 % их общей дисперсии. Квадрат КМК в этой модели самый высокий — 0,52, т. е. 48 % дисперсии модуля не объясняется участвующими в модели переменными. Норма модуля (1) с высокой нагрузкой входит в IV фактор (0,70), нагружает и второй фактор (0,25). Характер расположения векторов-переменных в плоскости II—IV факторов аналогичен предыдущим моделям (рис. 2.3).

В плоскости II—IV факторов главным образом в соответствии со значениями нормы модуля и заболоченности (12) выделяется 3 основных группы водосборов, а по значениям расчлененности рельефа (4) и климатических характеристик выделяются подгруппы (рис. 2.6). Есть отдельно стоящий водосбор, для которого сильно сказывается влияние климатических условий (он находится на самом юге территории).

Уравнение регрессии имеет вид

$$Y_1 = 0,1906 - 0,0056X_{11} + 0,0014X_4 - 0,2934X_3,$$

где Y_1 — норма модуля (логарифм); X_{11} — залесенность, X_4 — расчлененность рельефа; X_3 — уклон реки (квадратный корень значений).

Полученные факторно-регрессионные модели не вполне адекватно отражают существующие закономерности распределения нормы модуля подземного стока. Квадраты КМК нормы модуля с 11 переменными показывают, что при учете влияния разных гидрогеологических обстановок улучшается соответствие моделей. Выявленное сходство структуры взаимосвязей 12 переменных в факторных моделях отражает основные (климатические, геоморфологические) закономерности формирования подземного стока. Однако проявление их в разных гидрогеологических обстановках различно, что подтверждается результатами факторно-регрессионного моделирования. Нечетким группам водосборов в общей модели ($N=61$) противопоставляются отчетливые группы в двух других моделях. Выделяемые в моделях группы водосборных бассейнов, объединяющихся по сходству проявления в них условий формирования стока, позволяют рассматривать последние как аналоги по отношению друг к другу с выходом на детальное районирование. Уравнения регрессии в общей модели и для карстовых и некарстовых водосборов различны, причем для последних регрессионные модели обладают более высокой прогностической способностью.

Таким образом, учет гидрогеологических условий изучаемой территории способствует более детальному изучению процесса формирования подземного стока и получению более обоснованных прогностических зависимостей.

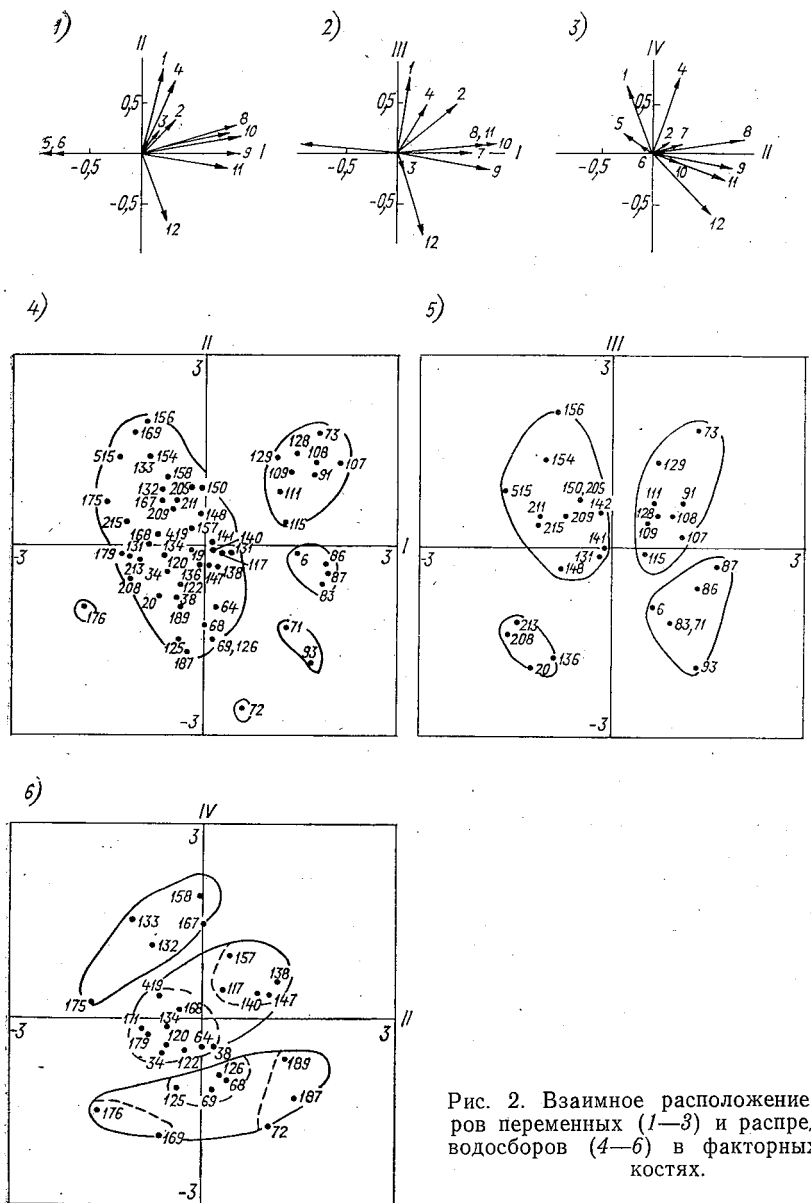


Рис. 2. Взаимное расположение векторов переменных (1—3) и распределение водосборов (4—6) в факторных плоскостях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водные ресурсы Нечерноземной зоны РСФСР.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.— 214 с.
2. Почвенно-геологические условия Нечерноземья.— М.: Изд. МГУ, 1984.— 727 с.
3. Тереског К. Г., Клован Д. И., Реймент Р. А. Геологический факторный анализ.— Л.: Изд. ЛГУ, 1980.— 223 с.
4. Математическое обеспечение ЕС ЭВМ, вып. 25.— Минск, 1980,— 186 с.

С. А. Банников (ССХИ)

ВЛАГООБМЕН ЗОНЫ АЭРАЦИИ С ВОДОНОСНЫМ СЛОЕМ (НА ПРИМЕРЕ ОСНОВНЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР В ЗАВОЛЖЬЕ)

Правильное регулирование водного режима почв на строго научной основе наряду с высокой агротехникой является главным условием повышения плодородия почв и улучшения мелиоративного состояния орошаемых земель, а вместе с тем и гарантией получения высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур. В 1974 г. под руководством И. А. Кузника [2] при участии автора на воднобалансовой станции, расположенной на второй надпойменной террасе р. Волги, был заложен опыт по изучению влагообмена грунтовых вод с водоносным слоем. Состав культур типичного для Заволжья зерно-кормового севооборота следующий:

- 1) яровая пшеница+люцерна;
- 2) люцерна 2-го года жизни;
- 3) яровая пшеница;
- 4) люцерна 3-го года жизни;
- 5) озимая пшеница+пожнивные;
- 6) кукуруза на силос.

Почвы участка — террасовые, темно-каштановые, слабосолонцеватые, глинистые, мощностью 60 см, сформированы на засоленных шоколадных глинах, мощность которых колеблется от 1 до 5 м и более. Под толщей шоколадных глин до уровня грунтовых вод залегают легкие суглинки и супеси.

Влагообмен в зоне аэрации изучается с помощью взвешиваемых и стационарных лизиметров с глубиной до пресных (0,5 г/л) грунтовых вод 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0; 4,0 м.

Оросительная норма любой культуры представляет дефицит влаги в условиях оптимального водопотребления. Следовательно, для определения количества воды, требуемой для полива 1 га в течение вегетационного периода, необходимо прежде всего установить суммарное водопотребление. Оросительная норма является разностью между суммарным водопотреблением и фактическими

естественными влагозапасами (эффективные осадки, весенние влагозапасы, приток грунтовых вод и др.). Все эти величины учитываются в активном слое почвы, т. е. в зоне расположения основной массы корней. Не менее актуально изучение этой величины во всей зоне аэрации от поверхности почвы до уровня грунтовых вод. При этом положение уровня грунтовых вод определяется по формуле водного баланса.

При современных оросительных системах, построенных в Заповжье с широкозахватной дождевальной техникой, работающей от закрытой оросительной сети, основным приходным элементом

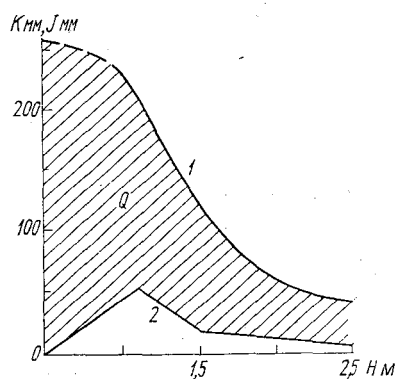


Рис. 1. Влагообмен грунтовых вод с зоной аэрации (Q). Озимая пшеница, 1979 г.

1 — расход грунтовых вод, 2 — инфильтрация.

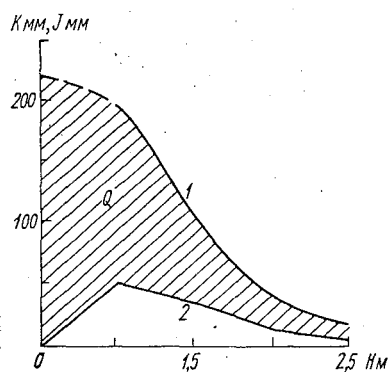


Рис. 2. Влагообмен грунтовых вод с зоной аэрации (Q). Яровая пшеница, 1978, 1984 гг.

1 — расход грунтовых вод, 2 — инфильтрация.

водного баланса являются поливные воды, и расходным — суммарное испарение. При близком же залегании грунтовых вод существенным элементом водопотребления является расход грунтовых вод в зону аэрации. На рис. 1—3 показан влагообмен зоны аэрации с грунтовыми водами на примере озимой и яровой пшеницы и люцерны. На этих рисунках видно, что биологические особенности сельскохозяйственных культур существенным образом влияют на влагообмен (Q), который определяется как разность между расходом грунтовых вод в зону аэрации (K) и инфильтрацией (I) [3].

При одних и тех же уровнях грунтовых вод расход влаги в зону аэрации на люцерне значительно выше, чем на пшеницах. Яровая и озимая пшеницы, имея корневую систему, расположенную в основном в верхнем слое почвы, могут потреблять влагу до 2,5 м, люцерна с ее глубоко проникающей корневой системой может использовать влагу с глубины 3 м [1]. При этом люцерна способствует понижению уровня грунтовых вод ниже критической глубины, потребляя большое количество воды с глубоких слоев почвогрунтов, и выносу токсических солей из почвы, она солеустой-

чива. Плотный растительный покров люцерны защищает почву от перегрева и непродуктивного испарения.

Значения инфильтрации (J) заметно ниже, чем расход грунтовых вод в зону аэрации (K).

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

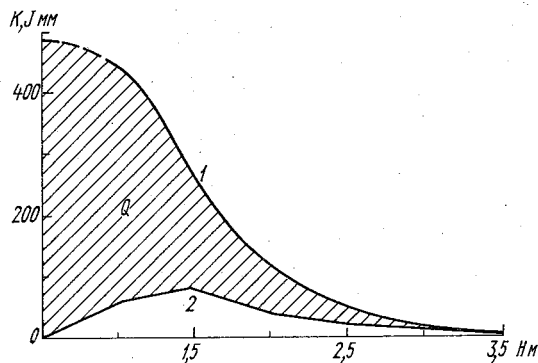


Рис. 3. Влагообмен грунтовых вод с зоной аэрации (Q).
Люцерна 2-го и 3-го года жизни.

1 — расход грунтовых вод, 2 — инфильтрация.

1. При режиме орошения сельскохозяйственных культур в Заволжье необходимо учитывать влагообмен грунтовых вод с зоной аэрации.

2. Влагообмен зависит от глубины залегания уровня грунтовых вод, метеорологических условий (как это было показано в работах [2, 3]) и вида сельскохозяйственных культур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кружилин А. С. Биологические особенности и продуктивность орошаемых культур.— М.: Колос, 1977.— 302 с.
2. Кузник И. А. Орошение в Заволжье.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 160 с.
3. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 374 с.

С. В. Долгов (МГУ)

СТРУКТУРА МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ ПОЛЕЙ ПОДЗЕМНОГО СТОКА РЕК И СТОКОФОРМИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ

В настоящее время накоплен значительный опыт в изучении факторов пространственного распределения среднесуточных значений подземного стока и расчетной обеспеченности [1, 5, 7].

Большой вклад в эти исследования внесен, в частности, совместными работами, проводимыми отделом подземного стока ГГИ и геологическим факультетом МГУ, по оценке естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена [6]. При этом выделялись районы с однородными значениями среднемноголетнего подземного стока или расчетной обеспеченности.

При малой продолжительности рядов наблюдений за подземным стоком, их невысокой точности задача по распространению данных наблюдений отдельных пунктов на слабоизученные территории может быть решена более надежно и точно на основе исследования полей подземного стока и его факторов. Изучение структуры этих полей, оценка однородности и изотропности, их согласование дают возможность более полно использовать исходную информацию для решения задач по выбору аналогов, оценке нарушений подземного стока, восстановлению пропусков в рядах наблюдений, разработке методик прогноза естественных ресурсов подземных вод.

В данной работе проведено исследование структуры двух полей подземного стока Московского артезианского бассейна в пределах водосбора Верхней Волги (выше г. Горького), представленных 47 створами (см. таблицу) с многолетними рядами годового подземного стока, полученного путем расчленения гидрографов, и минимального 30-суточного стока за 1945—1975 гг. Эти данные получены в ГГИ и характеризуют подземный сток, как правило, средних рек в естественных условиях. В качестве возможного критерия пространственной связности многолетних колебаний поля подземного стока рассматривалась пространственная скоррелированность поля поверхностного стока, определенного по разности между годовым речным и подземным стоком по данным 47 створов за 1945—1975 гг. Поля стокоформирующих факторов — осадков теплого периода года (апрель—октябрь) и дефицита влажности воздуха, представлены наблюдениями соответственно 56 и 98 станций за 1945—1975 гг.

Согласование полей подземного стока и его факторов выполнено по неравномерной сетке, фиксируемой координатами центров тяжести исследуемых водосборов. При этом оценка связей рассматриваемых полей выполнена с помощью коэффициентов парной корреляции временных рядов подземного стока с рядами факторов, заданных в ближайших от центров тяжести исследуемых водосборов пунктах.

При согласовании анализируемых полей были рассчитаны коэффициенты парной корреляции годового подземного стока и минимального 30-суточного стока с осадками теплого периода года и со среднегодовыми значениями дефицита влажности воздуха. Оценена статистическая значимость этих коэффициентов. В большинстве случаев (75 % для годового подземного и 59 % для минимального 30-суточного стока) получены значимые коэффициенты корреляции при 5 %-ном уровне значимости. Однако по абсолютной величине они, как правило, менее 0,55—0,60 и могут быть увели-

Таблица

Список рек, данные о подземном стоке которых использовались в работе

№ п/п	Река—пункт	Площадь, водосбора, км ²	№ п/п	Река—пункт	Площадь водосбора, км ²
1	Вазуза — д. Золотилово	5510	23	Нарма — с. Шинки	795
2	Тьма — д. Новинки	1800	24	Мокша — с. Шевелевский Майдан	28600
3	Медведица — с. Б. Сетки	3900	25	Сивинь — с. Сивинь	605
4	Нерль — д. Подол	1810	26	Сережа — с. Лесуново	1810
5	Корожечна — д. Сумы	1550	27	Лух — пгт Лух	587
6	Волчина — Волчинское лесничество	2990	28	Обша — г. Белый	1590
7	Которосль — г. Гаврилов Ям	4980	29	Днепр — п. Надежда	3640
8	Солоница — д. Бортниково	739	30	Вопь — с. Устье	1630
9	Кострома — с. Гнездиково	800	31	Сож — с. Ускосы	2600
10	Кострома — г. Буй	6060	32	Десна — д. Александровка	1710
11	Векса — рзд Махрово	2740	33	Красивая Меча — г. Ефремов	3240
12	Тибза — с. Борок	1010	34	Сосна — г. Елец	16300
13	Мера — д. Малоберезово	820	35	Труды — д. Стрелка	1130
14	Немда — с. Селице	3810	36	Молога — с. Спас-Забережье	10200
15	Нея — с. Парфеньево	954	37	Чгодоша — д. Анисимово	2720
16	Неручь — д. Орловка	1500	38	Унжа — г. Макарьев	18500
17	Жиздра — г. Козельск	6940	39	Ока — г. Белев	17500
18	Угра — с. Входы	1890	40	Зуша — г. Мценск	6000
19	Угра — пгт Товарково	15300	41	Протва — с. Спас-Загорье	3640
20	Осетр — д. Марково	3020	42	Керженец — с. Халкалы	3630
21	Истья — д. Поповичи	816	43	Пьяна — с. Гагино	2880
22	Проня — пгт Серебрянь	1310	44	Ветлуга — д. Дубники	27700
			45	Западная Двина — г. Велиж	17600
			46	Днепр — г. Смоленск	14100
			47	Десна — г. Брянск	13700

чены с помощью временных сдвигов для учета способности подземной емкости водосбора интегрировать условия увлажненности ряда предшествующих лет [3]. Это особенно важно учитывать для годового подземного стока, временные ряды которого в большей степени внутренне скоррелированы по сравнению с минимальным 30-суточным стоком. Статистически значимые коэффициенты автокорреляции при временном сдвиге, равном 1 году, получены для 27 из 47 рядов годового подземного стока. На данном этапе работы оценено влияние сумм осадков данного и предшествующего года на годовую подземный сток. Это позволило увеличить число коэффициентов парной корреляции со значениями более 0,60 с 2 до 14.

В результате согласования полей годового подземного и поверхностного стока значимые коэффициенты корреляции получены для 28 и 47 анализируемых рядов. Для 11 створов эти коэффициенты более 0,60.

На данном этапе работы выполнено также сравнение структуры многолетних колебаний полей подземного стока и его факторов в целом для всей рассматриваемой территории. Для этого по одному из алгоритмов пространственно-временного анализа — методу автоматической классификации [2], были выделены группы с однородным характером многолетних колебаний подземного стока и его факторов. Этот алгоритм предназначен для непосредственного анализа корреляционных матриц больших размеров с помощью ЭВМ. Он дает возможность проследить динамику образования групп с синхронными колебаниями в зависимости от различных значений меры связности, задаваемой коэффициентом корреляции в интервале $1 \leq R \leq 1$.

Для сопоставления степеней пространственной скоррелированности формировались в графические зависимости: 1) скорости объединения анализируемых многолетних рядов в группы с синхронными колебаниями и 2) изменения числа таких групп в зависимости от уровня связности, задаваемого коэффициентом корреляции R (рис. 1 и 2).

Выполненное сопоставление на основе использования указанных зависимостей свидетельствует о большей степени пространственной связности полей дефицита влажности воздуха и поверхностного стока по сравнению с полями минимального 30-суточного и годового подземного стока. Следует отметить, что степень пространственной скоррелированности многолетних колебаний осадков теплого периода года больше степени пространственной связности рядов подземного стока лишь при $R \leq 0,7$. Это необходимо учитывать при исследовании факторов пространственной скоррелированности подземного стока.

Результаты выполненных расчетов могут быть использованы для дальнейшего исследования структуры многолетних колебаний полей подземного стока и его факторов с использованием аппарата пространственно-корреляционных функций [8, 9]. Выполненный анализ позволяет осуществить переход к детальному рассмотрению

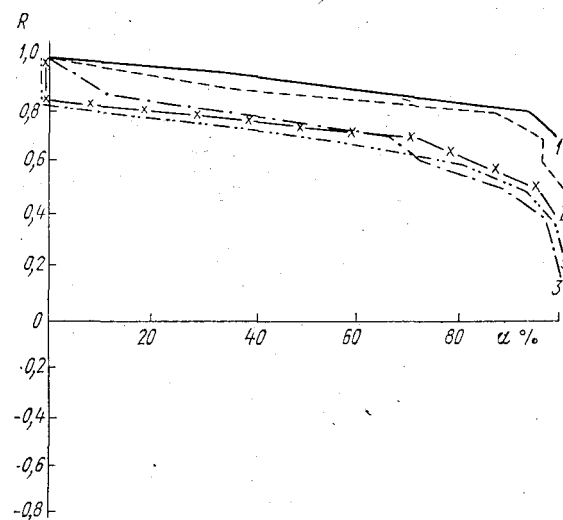


Рис. 1. Скорость объединения (α %) рядов наблюдений в группы, однородные по синхронности многолетних колебаний, в зависимости от уровня связности R .
1 — дефицит влажности воздуха, 2 — годовой поверхностный сток, 3 — минимальный 30-суточный сток, 4 — осадки за теплый период года (апрель—октябрь), 5 — годовой подземный сток.

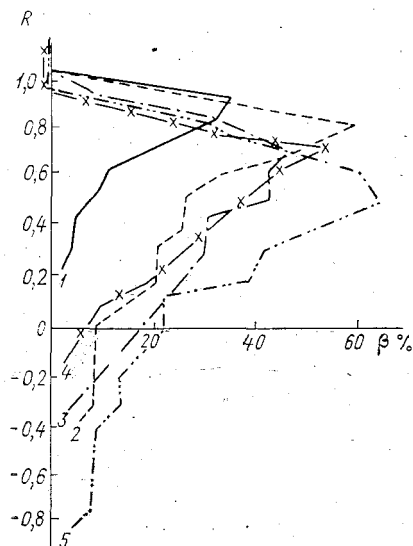


Рис. 2. Скорость изменения числа однородных по синхронности многолетних колебаний групп (β %) в зависимости от уровня связности R .

1—5 — см. рис. 1.

вопроса о согласовании полей подземного стока и стокоформирующих факторов по регулярной сетке [4] для получения расчетных зависимостей подземного стока от его ведущих факторов с учетом физико-географического и гидрогеологического районирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров А. М. Сток рек в маловодный период года.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 294 с.
2. Жук В. А., Романова Е. А. Об одном методе автоматических классификаций гидрометеорологических величин.— Вестник МГУ, сер. геогр., № 5, 1981, с. 33—38.
3. Ковалевский В. С. Многолетние колебания уровней подземных вод и подземного стока.— М.: Наука, 1976.— с. 269.
4. Костюков В. В. Объективный анализ и согласование метеорологических полей.— М.: Гидрометеиздат, 1982.— 181 с.
5. Подземный сток на территории СССР/Под ред. Б. И. Куделина.— М.: Изд. МГУ, 1966.— 292 с.
6. Почвенно-геологические условия Нечерноземья.— М.: Изд. МГУ, 1984.— 731 с.
7. Региональная оценка подземного питания рек СССР/Под ред. А. И. Чеботарева, О. В. Попова.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 220 с.
8. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 422 с.
9. Романова Е. А. Пространственная связность многолетних колебаний годового стока рек ЕТС.— Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. М. 1984.— 20 с.

М. И. Казаков (МГУ)

ОБ ИНТЕНСИФИКАЦИИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПУТЕМ ИСКУССТВЕННОГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА

Повышение эффективности использования запасов месторождений подземных вод — одна из актуальных проблем гидрогеологии. Особую важность этот вопрос имеет для месторождений, эксплуатационные запасы которых, оцененные с 95 %-ной вероятностью превышения (ВП), близки или ниже заявленной потребности. Одним из путей решения указанной проблемы может стать учет временной изменчивости подземного и поверхностного стока при оценке запасов месторождений подземных вод. Наиболее широко известным способом учета изменчивости стока при оценке запасов является обоснование производительности водозаборного сооружения, превышающей минимальные обеспеченные характеристики стока и приводящей в маловодные периоды к сработке емкостных запасов с дальнейшим гарантированным восполнением их в периоды повышенной водности [2].

Величина водосбора в этом случае оценивается на основании исследования многолетнего режима подземных вод. Одним из обязательных условий для реализации такого подхода является наличие достаточно большой регулирующей емкости водоносного го-

ризонта. Кроме того, использование при прогнозных расчетах нормы ресурсов подземных вод возможно лишь для месторождений, на которых отсутствует взаимовлияние отдельных статей баланса.

На месторождениях приречного типа, эксплуатационные запасы которых формируются в основном за счет естественных и привлекаемых ресурсов, использование изменчивости подземного и поверхностного стока для повышения постоянной во времени производительности водозабора при сохранении ограничений по допустимо низкому положению уровней и без проведения специальных инженерно-технических мероприятий возможно лишь при определенных условиях. Одним из таких условий является формирование на территории месторождения отрыва депрессионной поверхности от ложа реки, поскольку в этом случае увеличение естественных и привлекаемых ресурсов за счет их природной изменчивости и связанное с этим повышение уровней подземных вод не повлечет за собой сокращения привлекаемых ресурсов [1].

Использование полного возможного объема естественных и привлекаемых ресурсов позволяет существенно повысить производительность водозабора по сравнению с рассчитанной по минимальным меженным характеристикам 95 %-ной ВП. Жесткость прогноза определяется использованием в расчетах функций обеспеченных характеристик подземного и поверхностного стока во внутригодовом разрезе.

При сохранении на месторождении сплошности потока под руслом реки естественные и привлекаемые ресурсы взаимосвязаны. В этом случае использование изменчивости их во времени для повышения постоянной во времени производительности водозабора требует проведения специальных инженерно-технических мероприятий. Одним из таких мероприятий может стать искусственное перераспределение подземного стока.

Осуществить указанное перераспределение можно следующим образом: водозаборное сооружение эксплуатируется с условием поддержания уровня воды в водозаборных скважинах, соответствующего допустимо низкому его значению. Часть переменного во времени водоотбора задействуется на обеспечение заявленной потребности $Q_{\text{под}}$. Остающаяся доля расхода эксплуатации, формирующаяся за счет изменчивости поверхностного и подземного стока в периоды повышенной водности $Q_{\text{ер}}$, направляется для искусственного пополнения ресурсов подземных вод к нагнетательным скважинам, расположенным выше по потоку. При этом происходит переформирование режима подземных вод, приводящее в конечном итоге к возможности повышения производительности водозабора по сравнению с рассчитанной по минимальным меженным характеристикам стока 95 %-ной ВП.

В качестве примера рассмотрена одномерная модель грунтового потока с заданием расхода потока по краям модели, соответствующего расходу естественных ресурсов $Q_{\text{ер}}$ и уровни реки H_p (рис. 1).

Решение проводится в два этапа. При этом рассматриваются условия циклично-стационарной фильтрации, т. е. условия, при которых все характеристики фильтрации потока на начало и конец годового цикла одинаковы.

Первый этап — эксплуатация водоносного уровня H_c , соответствующего допустимо низкому его значению $H_{доп}$. Этот этап проводится с целью оценки нормы эксплуатационного водоотбора Q_N ,

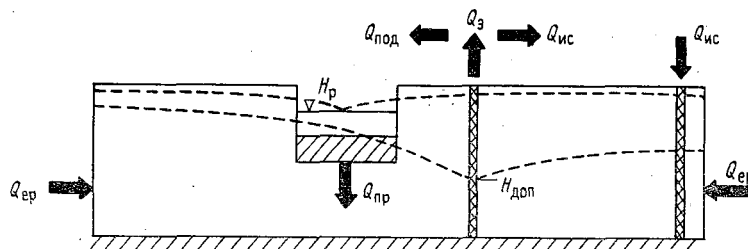


Рис. 1. Схема модели.

который изменяется в годовом цикле в связи с изменчивостью режимообразующих факторов. На рис. 2 представлен график изменения расхода эксплуатации в относительных единицах $Q = Q/Q_{мин}$, где $Q_{мин}$ — минимальное значение дебита за годовой

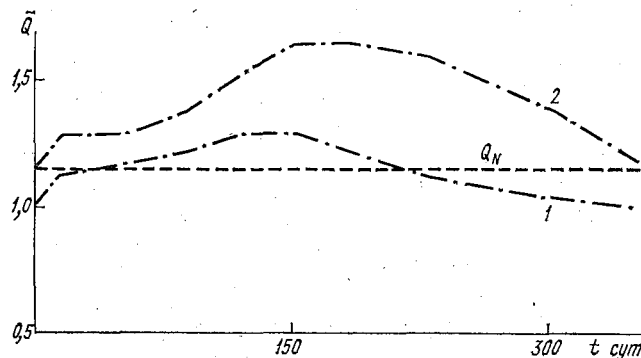


Рис. 2. Графики изменения расхода эксплуатации.

1 — без искусственного восполнения $Q_1(t)$, 2 — с искусственным восполнением $Q_2(t)$.

цикл. При условиях, реализованных на модели, значение нормы водоотбора превышает его минимальное значение на 15 %. Эксплуатация водозабора с дебитом, соответствующим рассчитанной норме водоотбора, без дополнительных инженерно-технических мероприятий неизбежно приводит к перепонижению уровней в низководные годы (рис. 3).

На втором этапе рассматривается переформирование баланса водоотбора в связи с перераспределением подземного стока. При

этом на водозаборе также реализуется условие постоянного напора $H_c = H_{\text{доп}}$, и потребителю подается расход $Q_{\text{под}}$, равный рассчитанному значению нормы водоотбора Q_N , а к нагнетательным скважинам искусственного восполнения — остающаяся доля водоотбора $Q_{\text{ис}} = Q_0 - Q_{\text{под}}$. В этом случае формируется новый режим водоносного горизонта и соответствующее распределение водоотбора в годовом разрезе $Q_2(t)$, позволяющее обеспечить гарантированную водоподачу с дебитом Q_N (рис. 2). Расположение нагнетательных скважин должно выбираться с таким расчетом, чтобы влияние искусственного восполнения на значение водоотбора приходилось

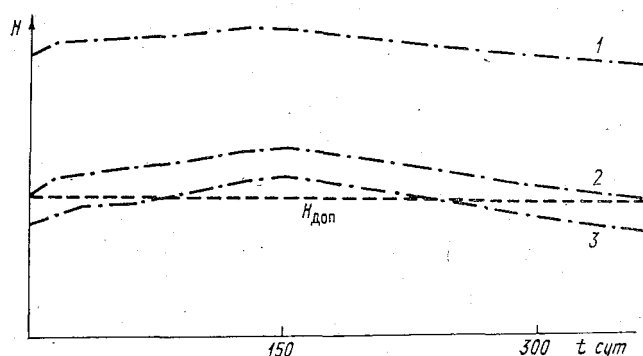


Рис. 3. Графики изменения уровня воды на линии водозабора в годовом цикле.

1 — при естественных условиях, 2 — при эксплуатации с дебитом $Q_0 = Q_{\text{мин}}$,
3 — при эксплуатации с дебитом $Q_0 = Q_N$.

на периоды низкой водности и приводило бы к сглаживанию изменчивости расхода эксплуатации Q_0 . В этой связи необходимо решение серии конкурентных прогнозных задач, реализованных, на конкретных условиях месторождений подземных вод, с целью обоснования оптимальной с экономической точки зрения системы водоотбора — нагнетания.

Таким образом, повышение постоянной во времени подачи воды потребителю при сохранении ограничений по допустимо низкому положению уровней воды в условиях линейной взаимосвязи подземного и поверхностного стока (т. е. без отрыва депрессионной поверхности от ложа реки) по сравнению с рассчитанной по минимальным меженным характеристикам 95 %-ной ВП возможно с помощью искусственного перераспределения подземного стока.

Получаемые при этом дополнительные эксплуатационные запасы определяются фильтрационными и климатическими характеристиками и условиями стока конкретного месторождения.

Технико-экономическая оптимизация системы искусственного восполнения требует решения серии прогнозных задач с целью минимизации его объема при сохранении получаемых при этом дополнительных эксплуатационных запасов. И, наконец, использование

для искусственного восполнения подземных вод существенно снизит производственное кольматирование нагнетательных скважин и затраты на их восстановление.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казаков М. И., Штенгелов Р. С. К подсчету производительности водозаборов подземных вод в условиях изменчивости подземного и поверхностного стока.— Водные ресурсы, 1985, № 1, с. 57—64.
2. Ковалевский В. С. Учет многолетней изменчивости режима подземных вод при планировании их рационального использования.— В кн.: Гидрогеодинамика. Новосибирск, 1983, с. 205—207.

Г. А. Паничкина (ГГИ)

СПОСОБ УЧЕТА ИЗМЕНЧИВОСТИ РАСХОДОВ ВОДЫ ПРИ РАСЧЕТАХ ПРЕДЕЛЬНО ДОПУСТИМЫХ СБРОСОВ СТОЧНЫХ ВОД В РЕКИ

В настоящее время при количественной оценке предельно допустимых сбросов (ПДС) сточных вод в реки в качестве критерия используются предельно допустимые концентрации (ПДК). При расчете ПДС учитывается состав сточных вод, характер и размещение сбросных сооружений, расположение пунктов водопользования, а также особенности гидрологического и гидродинамического режимов рек. При постоянстве характеристик сточных вод изменчивость концентрации загрязняющих веществ в потоке обуславливается изменениями гидролого-гидродинамических элементов потока, в частности, изменениями расходов воды. Учет изменчивости расходов воды при расчетах ПДС позволяет оценить ПДС при различных гидрологических ситуациях, в разные фазы гидрологического режима, а также решить задачу о возможности сброса загрязненного стока в реку из аккумулирующих емкостей. Изменчивость расходов воды учитывается на основе оценки их обеспеченности.

Задачей настоящей работы было построение кривых обеспеченности суточных расходов воды по данным многолетних наблюдений для различных типов и групп рек с целью дальнейшего использования кривых при расчете ПДС. Обычно эти расчеты производятся для наихудших условий разбавления сточных вод, т. е. для условий прохождения наименьшего расхода воды в реке. За расчетный в этом случае принимается расход 95 %-ной обеспеченности многолетнего ряда среднесуточных расходов. При вычислении ПДС для отдельных фаз гидрологического режима за расчетные принимаются расходы иной обеспеченности, характерные для рассматриваемой фазы. Для выяснения потенциальных возможностей речных потоков как приемников сточных вод при проектировании сбросов и оценке ПДС также целесообразно использовать кривые

обеспеченности суточных расходов воды, построенные для различных типов и групп рек. Типы и группы рек определялись по разработанной ранее в ГГИ типизации рек и водоемов по условиям перемешивания и переноса в них загрязняющих веществ («Методические основы антропогенного влияния на качество поверхностных вод», 1981 г.). В типизации учитывается, что эти процессы зависят от скорости течения (продольного уклона), шероховатости русла (крупности донных отложений), расхода воды в водотоке. По значению среднего продольного уклона потока до замыкающего створа выделяются три типа рек: горные, реки предгорий и равнинные. Расход воды является основной характеристикой для разделения водотоков на группы.

Разработки способа учета изменчивости расходов воды при расчетах ПДС проводились для всех типов рек. Были построены кривые обеспеченности (вероятности превышения) среднесуточных расходов воды по данным многолетних наблюдений в 115 пунктах на реках Дагестана, Закавказья, Алтая, Карпат, бассейнов Оби, Енисея, Ангары, Северного края, Верхне-Волжского района, Украины и других районов Советского Союза. В настоящей работе рассмотрен учет изменчивости расходов воды на примере горных рек. Для этого типа рек выделены три группы — средние реки, малые реки и ручьи. Средние горные реки характеризуются среднегодовым расходом за многолетний период от 25—50 до 250—500 м³/с, малые реки — от 2,5—5,0 до 25—50 м³/с. Среднегодовой расход горных ручьев менее 2,5—5,0 м³/с. Для каждой группы использовались данные по 15 рекам и были получены семейства кривых, отражающие особенности каждой группы и отличающиеся от кривых любой другой группы. Для всех групп рек построены свои осредненные кривые обеспеченности, которые используются в дальнейшем как расчетные. Координаты осредненных кривых обеспеченности среднесуточных расходов воды приведены в табл. 1.

Таблица 1

Координаты осредненных кривых обеспеченности среднесуточных расходов воды горных рек различных групп

Группа	Модульные коэффициенты K обеспеченностью, сут				
	30	90	180	270	365
Средние реки	2,65	1,39	0,63	0,30	0,20
Малые реки	2,38	1,42	0,69	0,39	0,25
Ручьи	2,37	1,26	0,65	0,40	0,24

Анализ особенностей кривых обеспеченности для рек разных групп позволил установить аналитические уравнения этих кривых. Уравнения получены путем линеаризации кривых обеспеченности и с использованием метода наименьших квадратических отклонений. Кривые обеспеченности для горных рек выражаются уравнением

$$Q/Q_0 = a/(\tau + c) - b, \quad (1)$$

где Q — среднесуточный расход воды, м³/с; Q_0 — среднегодовой расход за многолетний период, м³/с; τ — обеспеченность в долях от единицы или доля общей продолжительности времени, описываемого кривой вероятности превышения, т. е.

$$\tau = t/T_{\text{год}}, \quad (2)$$

где $T_{\text{год}}$ — продолжительность года в принятых в расчете единицах времени (сут, с и т. д.); t — время в тех же единицах. Значения числовых коэффициентов a , b , c для всех групп приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Числовые коэффициенты уравнений кривых обеспеченности горных рек

Группа	a	b	c
Средние реки	0,95	0,71	0,20
Малые реки	1,24	0,79	0,31
Ручьи	0,65	0,32	0,16

Аналитические уравнения осредненных кривых обеспеченности установлены для области вероятности превышения от 5 до 95 %. Эти кривые можно использовать для нахождения расчетного расхода заданной обеспеченности. Они необходимы при решении задачи об оценке ПДС сточных вод в реки, в том числе и при учете регулирования сбросов с помощью накопителей. По известной продолжительности превышения или непревышения определенных значений расходов можно оценить периоды, когда необходимо ограничить сброс сточных вод, отводя их частично в специальные аккумулярующие емкости-накопители, и когда следует производить сбросы накопленных загрязненных вод. При этом можно назначить объемы сброса для каждого расчетного периода, соответствующего продолжительности превышения заданного расхода.

Для определения расхода 95 %-ной обеспеченности для каждой группы рек по кривым обеспеченности получены зависимости $Q_{95\%}$ от $Q_{49\%}$, последний соответствует значению среднесуточного расхода продолжительностью 180 сут и приводится в одной из таблиц ОГХ. Полученные уравнения зависимостей $Q_{95\%}$ от $Q_{49\%}$ для всех групп рек удовлетворяют условию о наименьшей сумме квадратических отклонений точек от линии связи и имеют вид

$$Q_{95\%} = kQ_{49\%}, \quad (3)$$

где k — числовой коэффициент, равный 0,31 для средних горных рек, 0,32 для малых и 0,42 для ручьев. Пример зависимости для средних рек показан на рисунке.

Значения обеспеченных расходов, в частности $Q_{95\%}$, используются при расчете допустимого сброса массы i -го лимитирующего

вещества $M_{\text{ипд}}$. В случае когда расход сточных вод $Q_{\text{ст}}$ значительно меньше расхода воды в реке Q_e , т. е. $Q_{\text{ст}} \ll Q_e$, а створ водопользования находится в створе достаточного перемешивания сточных вод с речными или ниже него, зависимость для определения $M_{\text{ипд}}$ записывается в виде

$$M_{\text{ипд}} = Q_e (\text{ПДК}_i - s_{ei}), \quad (4)$$

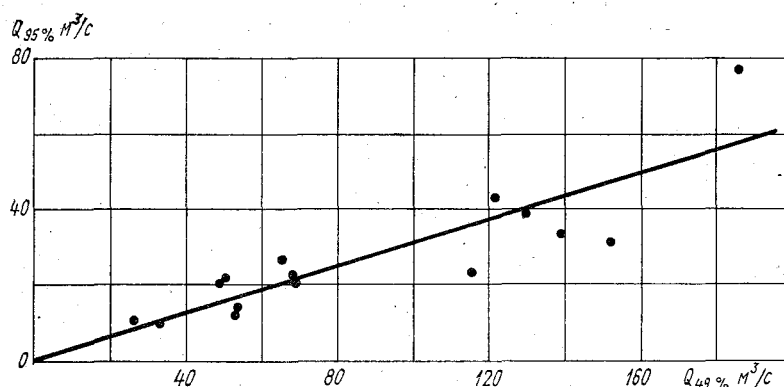


Рисунок. Зависимость $Q_{95\%} = f(Q_{49\%})$ для средних горных рек.

где Q_e — расчетный расход воды в реке заданной обеспеченности, $\text{м}^3/\text{с}$; s_{ei} — фоновая концентрация лимитирующего вещества в водах реки, измеряемая выше выпуска сточных вод, $\text{г}/\text{м}^3$.

В результате разработок предложен способ нахождения расходов воды различной обеспеченности для рек всех типов и групп. Использование этих расходов при расчетах ПДС сточных вод в реки позволяет учесть изменчивость расходов воды.

В. В. Циркунов (ГХИ)

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ГЛАВНЫХ ИОНОВ В ВОДЕ «ФОНОВЫХ» РЕК И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Многолетние изменения концентраций главных ионов рек в естественных условиях в настоящее время изучены недостаточно. Между тем вопрос этот весьма важен как с точки зрения возможности выявления длиннопериодических природных изменений химического состава речных вод, так и для оценки антропогенного воздействия (АВ) [1, 3].

Целью данной работы является изучение форм проявления и

пределов естественных многолетних изменений концентраций главных ионов воды рек, установление их связи с изменениями водного стока и другими факторами, а также выявление возможности использования полученных результатов для оценки АВ.

Для анализа многолетних изменений концентраций главных ионов использовалась разработанная нами программа изучения основных составляющих гидрохимического режима (ГХР) и ионного стока рек при помощи ЭВМ [2]. В основе исследования многолетних изменений лежит вычисление годовых взвешенных по стоку концентраций ($c_{взв}$) и выделение из полученных рядов линейных и нелинейных трендов. Показано, что для вычисления многолетних изменений концентраций при анализе больших массивов гидрохимической информации оптимальным является использование линейных трендов. Основной при этом является величина, названная относительной величиной многолетних изменений (ОМІ), которая представляет собой отношение прироста концентраций за исследуемый период наблюдений к средней концентрации за первые 5 лет наблюдений.

На территории СССР выбрано 26 «фоновых» пунктов на 20 реках, которые практически не подвержены (для главных ионов) АВ. Критериями выбора этих пунктов явилось отсутствие значительных источников загрязнения выше по течению от данного пункта реки. Большая часть «фоновых» пунктов расположена на горных реках Кавказа, а также на реках Лена, Енисей и Обь. Выбранные пункты рек нельзя считать совершенно свободными от всех видов АВ. По некоторым из них концентрации отдельных загрязняющих веществ иногда превышают ПДК. Исследованные пункты рек являются «фоновыми» только по отношению к главным ионам.

Проведено изучение межгодовых отличий концентраций главных ионов «фоновых» пунктов рек и их сравнение с внутригодовыми изменениями. Ряды годовых концентраций ионов Ca^{2+} , HCO_3^- и Σ_i характеризуются наименьшей изменчивостью ($\max c_{взв}/\min c_{взв} < 2,5-3,5$; коэффициенты вариации $c_{взв} < 0,12-0,13$), а ряды ионов Cl^- и Na^++K^+ — наибольшей изменчивостью ($\max c_{взв}/\min c_{взв} < 6,0-8,0$; коэффициенты вариации $c_{взв} < 0,31-0,35$). Межгодовые изменения для рек разных гидрохимических типов отличаются незначительно и существенно уступают внутригодовым изменениям концентраций. Наибольшие отличия внутри- и межгодовых изменений концентраций наблюдаются для рек сибирского и восточно-европейского типов, наименьшие — для рек черноморского и тьяньшаньского типов.

Для большинства изученных «фоновых» пунктов рек отсутствуют связи между годовыми концентрациями и водным стоком (W), в то время как для отдельных рек наблюдается обратная связь $c=f(W)$. Для исследованной группы рек отмечается также отсутствие зависимости между показателями многолетней изменчивости концентраций главных ионов фоновых пунктов рек и площадью их водосборов.

Установлено, что большинство рядов концентраций главных ионов «фоновых» пунктов рек характеризуется небольшими значениями многолетних изменений, проявляющихся в более или менее существенных колебаниях около среднемноголетней концентрации (рисунок). В отдельных случаях наблюдаются значительные (ОМІ до 50—80 %) многолетние изменения концентраций, связан-

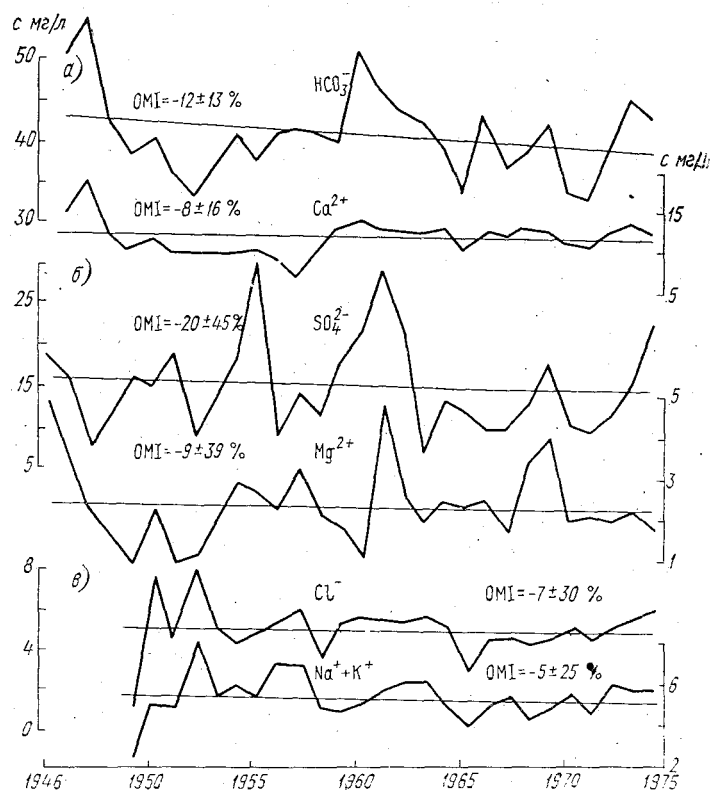


Рисунок. Многолетние изменения концентраций HCO_3^- и Ca^{2+} по р. Мзымта (у заповедника) (а); SO_4^{2-} и Mg^{2+} по р. Карой (с. Текели) (б); Cl^- и $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ по р. Енисей (г. Енисейск) (в).

ные обычно с наличием в исследуемых рядах ошибок гидрохимической информации.

Вместе с тем изучение многолетней составляющей ГХР «фоновых» пунктов рек показало возможность существования длительных (до 15—20 лет) однонаправленных изменений концентраций. Подобные однонаправленные изменения являются, по-видимому, только фрагментом, одной фазой длиннопериодических процессов, исследовать которые в настоящее время не представляется возможным из-за отсутствия достаточно продолжительных наблюдений.

Изучение многолетних рядов концентраций главных ионов и минерализации позволило наметить предельные интервалы их природных изменений. Они имеют следующие значения: для $\Sigma_{\text{и}} - \text{ОМІ}$ — 15—25 %, для Ca^{2+} и HCO_3^- — 15—35 %, для Mg^{2+} и SO_4^{2-} — 30—50 %, для Cl^- и $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ — 40—70 %. Приведенные интервальные оценки можно интерпретировать следующим образом: многолетние изменения концентраций ионов, значения которых не превосходят нижнюю границу интервала, не дает основания для выделения АВ; если значения изменения концентраций находится между верхней и нижней границами, то возможно наличие АВ; в случае когда значение многолетнего изменения превышает верхнюю границу интервала, можно с большой уверенностью говорить, что это изменение обусловлено АВ.

При оценке АВ весьма важным является совместное изучение многолетних изменений концентраций всех главных ионов. Для этой цели нами предложен интегральный показатель многолетних изменений (P). Вычисление P проводится путем начисления баллов для каждого из ионов в зависимости от возрастания или убывания их концентраций, статистической значимости многолетних изменений концентраций и их величины по отношению к предельным интервалам многолетних изменений для «фоновых» пунктов рек. Полученные для каждого ряда ионов баллы суммируются.

Вычисленные для «фоновых» пунктов рек значения интегрального показателя не превышают 8—10 баллов. Изучение многолетней составляющей ГХР для 90 пунктов 60 рек, в различной степени подверженных АВ, позволило наметить следующие по значению интегрального показателя интервалы АВ: 1) $P < 8$ — нет оснований говорить об АВ; 2) $8 \leq P < 20$ — начальная стадия АВ; 3) $20 \leq P < 35$ — незначительное АВ; 4) $35 \leq P < 60$ — АВ средней степени; 5) $60 \leq P < 90$ — сильное АВ; 6) $P \geq 90$ — очень сильное АВ. Для большинства исследованных рек характерно незначительное АВ или АВ средней степени. Вместе с тем ряд рек испытывает сильное и очень сильное АВ (таблица).

Рассмотрен характер многолетней составляющей ГХР рек, в различной степени подверженных АВ. В частности показано, что для ионов, испытывающих сильный многолетний рост, наблюдаются в основном две формы увеличения концентраций. Для первой отмечается относительно непрерывное возрастание концентраций, для другой — росту предшествует период более или менее существенных колебаний около среднемноголетнего значения. В первом случае есть основания полагать, что АВ начало проявляться раньше, чем начались наблюдения за химическим составом воды. Второй случай является более благоприятным для оценки АВ, так как имеется период, который можно считать фоновым.

Предложенная система для оценки АВ, включающая использование предельных интервалов многолетних изменений концентраций главных ионов «фоновых» пунктов рек, а также интегральный показатель их многолетних изменений не могут заменить непосред-

Характеристика многолетних изменений концентраций главных ионов, минерализации и водного стока некоторых рек СССР

Река—пункт	Период наблюдений	Относительные многолетние изменения (ОМ), % $\pm$ доверительный интервал ОМ, %, (на 95 %-ном уровне значимости)							Интегральный показатель P
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	$\Sigma_{и}$	
Лена — с. Кюсюр	1953—80	-17 $\pm$ 22	-31 $\pm$ 20	-11 $\pm$ 60	-30 $\pm$ 22	-50 $\pm$ 31	0 $\pm$ 70	-23 $\pm$ 26	8 $\pm$ 12
Обь — г. Салехард	1955—80	-9 $\pm$ 19	-27 $\pm$ 23	9 $\pm$ 43	-2 $\pm$ 15	-13 $\pm$ 28	-35 $\pm$ 58	-9 $\pm$ 11	15 $\pm$ 19
Енисей — г. Игарка	1952—80	-21 $\pm$ 12	27 $\pm$ 23	3 $\pm$ 26	-4 $\pm$ 14	7 $\pm$ 27	-24 $\pm$ 22	-7 $\pm$ 13	7 $\pm$ 9
Амур — г. Комсомольск	1950—79	-9 $\pm$ 9	46 $\pm$ 25	40 $\pm$ 43	-1 $\pm$ 12	49 $\pm$ 35	153 $\pm$ 55	9 $\pm$ 13	-28 $\pm$ 23
Печора — с. Усть-Цильма	1948—80	3 $\pm$ 19	-21 $\pm$ 44	129 $\pm$ 36	6 $\pm$ 22	102 $\pm$ 59	25 $\pm$ 29	19 $\pm$ 19	-6 $\pm$ 10
Волга — с. Верхнелебязь	1955—80	23 $\pm$ 13	48 $\pm$ 24	59 $\pm$ 27	20 $\pm$ 9	40 $\pm$ 17	23 $\pm$ 13	27 $\pm$ 11	0 $\pm$ 17
Терек — ст-ца Каргалинская	1937—80	9 $\pm$ 12	49 $\pm$ 23	81 $\pm$ 28	7 $\pm$ 9	62 $\pm$ 20	74 $\pm$ 27	30 $\pm$ 11	-31 $\pm$ 11
Днестр — с. Бендеры	1955—80	5 $\pm$ 18	54 $\pm$ 33	122 $\pm$ 57	13 $\pm$ 15	38 $\pm$ 30	100 $\pm$ 57	28 $\pm$ 19	71 $\pm$ 36
Дон — г. Аксай	1949—80	51 $\pm$ 17	109 $\pm$ 34	220 $\pm$ 44	14 $\pm$ 10	202 $\pm$ 35	192 $\pm$ 59	103 $\pm$ 22	-2 $\pm$ 42
Кура — с. Сальяны	1946—80	25 $\pm$ 18	164 $\pm$ 55	234 $\pm$ 51	-1 $\pm$ 10	338 $\pm$ 42	288 $\pm$ 105	104 $\pm$ 18	-16 $\pm$ 24

ственное изучение причин, вызывающих изменения концентраций. Вместе с тем данная система весьма полезна для приближенной оценки АВ при обработке массовой гидрохимической информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никаноров А. М., Циркунов В. В. Баланс основных химических элементов природных вод и его оценка (с учетом антропогенного фактора).— Обзорная информация. Гидрометеорология, сер. Контроль за загрязнением природной среды. Обнинск, ВНИИГМИ—МЦД, 1982. 48 с.
2. Циркунов В. В., Акавец А. А. Программа исследования основных составляющих гидрохимического режима рек при помощи ЭВМ (на примере главных ионов).— Гидрохимический ин-т, Ростов-на-Дону, 1984. 34 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 21.06.84. № 4250—84 Деп.
3. Wolman M. G. Nation's rivers.— Science, 1971, v. 174, N 4012, p. 905—918.

Н. В. Степанова (ГГИ)

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ВОДНОЙ СИСТЕМЕ р. НЕВА—НЕВСКАЯ ГУБА—ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Рост поступления тяжелых металлов в водную систему связан прежде всего с хозяйственной деятельностью человека. В сточных водах ряда предприятий цветной металлургии, угольной, текстильной, химической и других отраслей промышленности присутствуют большие количества соединений тяжелых металлов. Их поступление в водотоки отрицательно сказывается на нормальной жизнедеятельности растительных и животных организмов, изменяет качество и естественную буферность воды. Поведение тяжелых металлов в водных объектах характеризуется своей спецификой. Соединения металлов распространяются обычно на сравнительно небольшие расстояния от места поступления сточных вод. Главными факторами, определяющими уменьшение содержания металлов в воде, являются процессы сорбции, окисления—восстановления, комплексообразования, а также образование труднорастворимых соединений. В природных водах металлы находятся как в растворенном состоянии, так и в донных отложениях и во взвешенных веществах. Состояние металлов и их миграционная подвижность в водоемах и водотоках определяются химическими свойствами (валентность, ионные радиусы) и внешними факторами (механический и минералогический состав взвесей, рельеф, гидродинамические и климатические условия водосборов).

Для оценки современного содержания тяжелых металлов в водной системе р. Нева—Невская губа—восточная часть Финского залива использовались данные сетевых наблюдений СЗ УГКС за период с 1978 по 1984 г. В настоящее время оценить поступление тяжелых металлов в исследуемую водную систему не

представляется возможным из-за отсутствия для многих из них необходимых режимных данных. Поэтому основное внимание было уделено изучению поступления в рассматриваемую акваторию меди, свинца и никеля, за которыми осуществлялся достаточно регулярный контроль. На основании обработки собранных материалов наблюдений нами рассчитаны средние многолетние концентрации тяжелых металлов в р. Неве, Невской губе и восточной части Финского залива.

Анализ пространственного распределения средних многолетних концентраций меди в столбе воды, т. е. осредненных в поверхностном и придонном слоях, показал, что область ее повышенного содержания отмечается только в восточной части Финского залива — в северной прибрежной полосе. Во всех остальных районах акватории значения средних многолетних концентраций меди значительно ниже; минимальные концентрации ее отмечаются у Сестрорецка (0,1 мкг/л). Распределение средних многолетних концентраций меди в поверхностном слое воды от рассмотренного ранее отличается лишь некоторыми особенностями. На акватории Невской губы наблюдается область повышенных концентраций, хотя и небольшая по размерам, в ее юго-восточном углу. Следует отметить, что в целом для распределения меди характерны более высокие ее концентрации в Невской губе и восточной части Финского залива по сравнению с Невой и остальной частью залива. Анализ придонных проб воды позволяет выявить приуроченность областей повышенных концентраций меди к местам свалок грунта.

Пространственное распределение средних многолетних концентраций никеля в столбе воды в Невской губе и восточной части Финского залива во многом аналогично распределению меди, но в целом в рассматриваемой акватории более равномерное, чем для меди. Отмечаются лишь небольшие области повышенных концентраций вблизи северного побережья губы в районах Лахты и Лисьего Носа (2,0—2,3 мкг/л), а также в устьевом створе. Восточная часть Финского залива занята водами с более низкими концентрациями никеля. В поверхностном и придонном слоях распределение никеля достаточно равномерно от устьев рукавов Невы до о. Котлин. Сохраняются небольшие области повышенных концентраций в прибрежных районах (Лисий Нос, Сестрорецк), в морском канале и в устьевом створе Невы.

Анализ средних многолетних концентраций свинца позволил выявить зоны повышенной его концентрации на Невском баре и в устьевой части рукавов дельты. Это свидетельствует о том, что основное поступление свинца в Невскую губу осуществляется по рукавам дельты. Снижение концентраций свинца в Невской губе по мере приближения к о. Котлин указывает на то, что местного притока его в прибрежные районы губы не происходит.

При оценке сезонных колебаний поступления в водную акваторию тяжелых металлов следует отметить, что для всех рассматриваемых элементов только около 10 % всех определений произошло в холодный период. Поэтому основной вклад в средние мно-

голетние концентрации тяжелых металлов в рассматриваемой акватории вносят результаты летних наблюдений. Анализ имеющихся данных позволил установить, что в холодный период отмечается уменьшение концентраций всех рассматриваемых металлов в Невской губе и восточной части Финского залива. Для свинца отмечено некоторое увеличение концентраций лишь вблизи южной границы морского канала, что, по всей вероятности, связано с характером течений в Невской губе в этот период и наличием в этой области локальных циркуляций водных масс.

Количественная оценка поступления тяжелых металлов в Неву и Невскую губу производилась путем расчета стока растворенных веществ через ряд поперечных створов, замыкающих выбранные расчетные участки рассматриваемой акватории. Для этого использовались значения средних многолетних концентраций тяжелых металлов и среднемноголетние значения стока воды. На каждом створе расчетная концентрация определялась путем осреднения данных, относящихся к различным точкам поперечного сечения водотока. Результаты расчета стока тяжелых металлов по выбранным створам акватории приведены в таблице.

Таблица

Среднемноголетний сток тяжелых металлов по участкам водной системы
р. Невы—Невская губа—восточная часть Финского залива, т/год

Створ	Расход воды, м ³ /с	Медь	Никель	Свинец
Новосаратовка	2480	39,1	39,1	210,9
Устье Невы	2257	44,8	41,5	233,4
Лахта — Стрельна	2480	63,7	36,2	136,2
о. Верперлуда — Петро- дворец	2479	49,4	42,1	123,1
Ворота губы	2530	43,6	64,4	97,1

Сравнение значений стока меди и никеля, полученных для всех последовательно размещенных по длине губы створов, не обнаруживает явной закономерности в увеличении или убыли значений стока. Это свидетельствует о сложном характере процессов переноса и значительной неоднородности водных масс Невской губы. При рассмотрении стока свинца четко прослеживается тенденция к уменьшению стока по мере удаления от устьевого створа. Таким образом, подтверждается предположение о том, что основным источником поступления свинца в Невскую губу являются устья рукавов Невы.

Общее содержание тяжелых металлов в Невской губе рассчитано по средневзвешенным концентрациям каждого элемента для всей водной массы губы с учетом среднегодовой кратности внешнего водообмена губы, равной 66 при объеме среднемноголетнего стока Невы 80 км³/год. В результате проведенных расчетов установлено, что в течение года со стоком воды из Невской губы в Финский залив выносятся 104 т меди, 88 т никеля и 312 т свинца.

ПОЛЕ СОЛЕННОСТИ ВОДЫ НА ВЗМОРЬЕ ДУНАЯ И ЕГО СВЯЗЬ СО СТОКОМ И ВЕТРОМ

Процессы смешения речных и морских вод на устьевом взморье крупной реки — вопрос актуальный и еще недостаточно изученный. Изучение распределения солёности воды на устьевом взморье и установление его связи с определяющими факторами — речным стоком и ветром — представляет большой интерес как для разработки теории взаимодействия рек и морей, так и в связи с рыбохозяйственными оценками при естественном режиме и в условиях антропогенного изменения речного стока.

Анализ результатов 20 съёмок на устьевом взморье Килийского рукава дельты Дуная за период 1961—1981 гг. показал, что распределение солёности воды на устьевом взморье обусловлено ветром, а также стоком рукава и его распределением вдоль морского края дельты.

Наиболее общая картина распределения солёности — это «языки» опреснённых вод в море против крупных водотоков (рис. 1а). По характеру продольного (в сторону моря) изменения солёности выделяются три зоны: зона транзита пресных речных вод, зона смешения речных и морских вод, включая гидрофронт, и зона морских вод (рис. 1б). Первая и третья зоны характеризуются относительной однородностью гидролого-гидрохимических показателей, а вторая зона — большим их разнообразием и изменчивостью. Границы и площади этих зон изменяются в зависимости от речного стока и ветра над взморьем.

Наибольший интерес представляет зона смешения речных и морских вод. Ее внутренняя граница (изогалина 2 ‰) находится в среднем на расстоянии 0—4 км от устьев дельтовых водотоков. Внешняя (морская) граница зоны смешения определяется по перегибу кривых продольного распределения солёности, после которого солёность изменяется слабо и становится близкой к солёности вод Черного моря: значение солёности воды на внешней границе зоны смешения составляет приблизительно 90 ‰ солёности вод Черного моря, т. е. около 16 ‰. Внешняя граница зоны смешения расположена в разные сезоны в 3—10 км от устьев водотоков.

Зона смешения речных и морских вод включает гидрофронт — область максимальных горизонтальных градиентов солёности, находящуюся на расстоянии 2—8 км от устьев рукавов.

Для оценки временной изменчивости поля солёности во всех точках зоны смешения речных и морских вод вычислены абсолютные колебания солёности ΔS_t и средние квадратические отклонения солёности σ_s от средней S_{cp} и построена схема распределения средней солёности (рис. 2а). Временная изменчивость солёности минимальна вблизи берега, где преобладают пресные воды, мак-

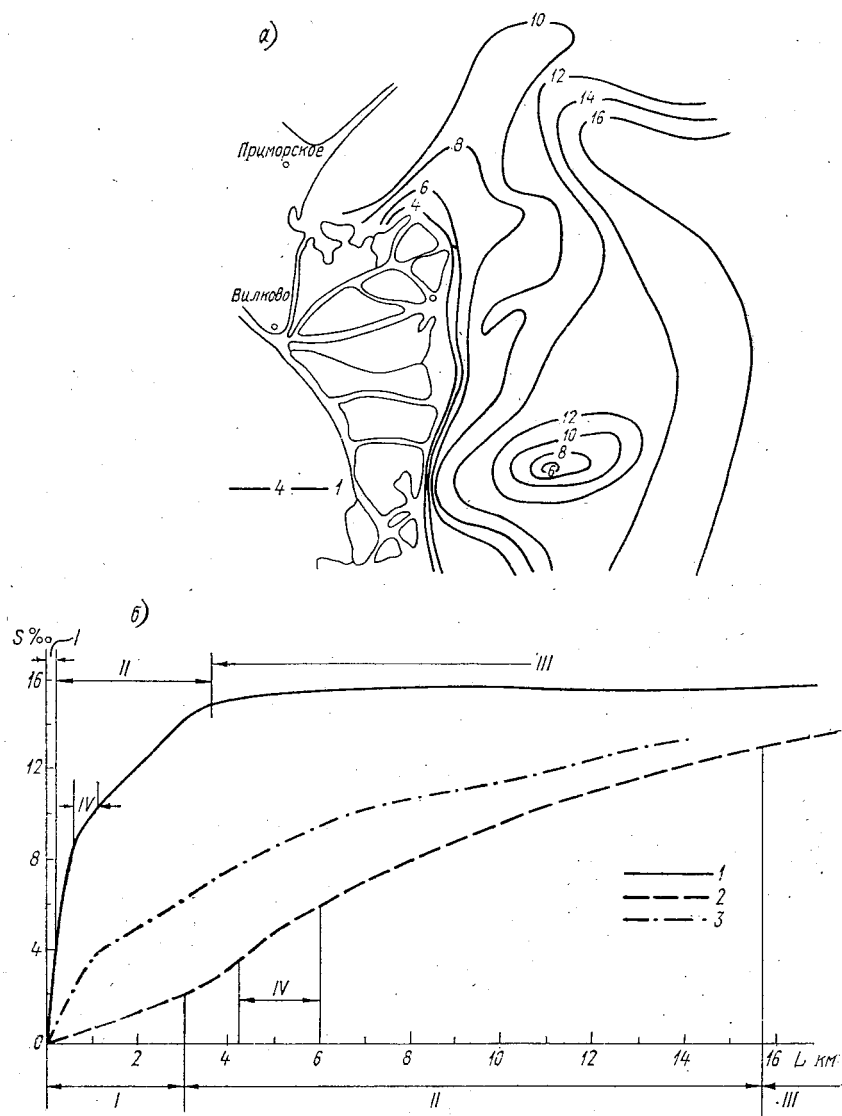


Рис. 1. Схема типичного распределения солёности воды в поверхностном слое взморья Килийской дельты Дуная в половодье (а) и типичный график продольного распределения солёности воды $S_{\text{‰}}$ в поверхностном слое (б).

1 — солёность воды в межень, 2 — солёность воды в половодье, 3 — средняя солёность; I — зона транзита речных вод, II — зона смешения речных и морских вод, III — зона морских вод, IV — гидрофронт.

симальна на расстоянии 3—6 км от берега (как раз в районе наиболее частого расположения гидрофронта), а затем вновь уменьшается в сторону моря, где присутствуют в основном морские воды. Кроме того, временная изменчивость солености растет на периферии взморья — с севера на юг, а в прибрежной узкой зоне — с юга на север.

Влияние стока воды Дуная и ветра на формирование поля солености на устьевом взморье может быть оценено количест-

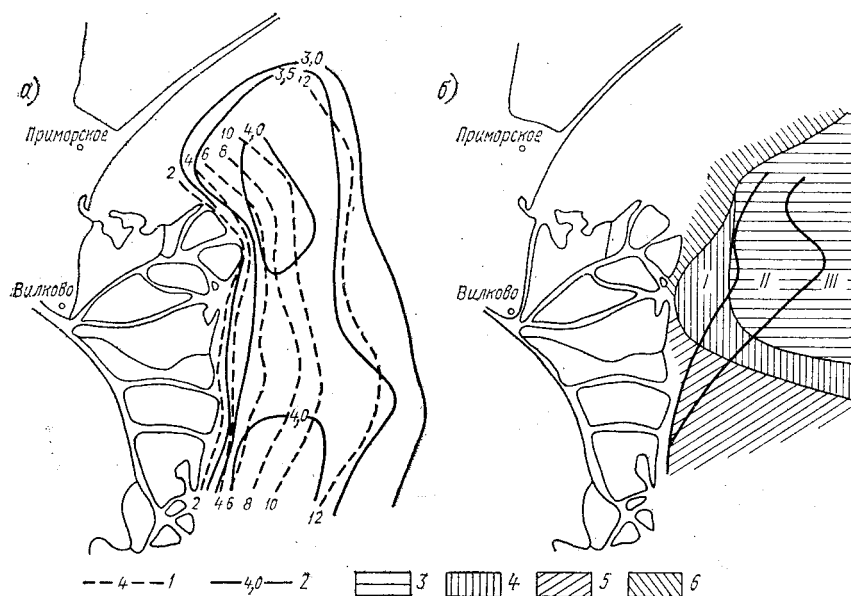


Рис. 2. Схемы (а) средней солености воды $S_{\text{ср}} \text{‰}$ (1) на поверхности и изолиний средних квадратических отклонений $\sigma \text{‰}$ (2) от средней солености $S_{\text{ср}}$ (а) и районов взморья, в пределах которых соленость воды на поверхности связана (б): со стоком воды с заблаговременностью до 15 сут (I), 15—20 сут (II), более 25 сут (III); с широтной составляющей вектора скорости ветра с заблаговременностью 8 сут (3) и 6 сут (4); с меридиональной составляющей вектора скорости ветра с заблаговременностью 2 сут (5), 6 и 8 сут (6).

венно. В расчетах были использованы данные о расходах воды Килийского рукава Дуная у Вилково (20 км от моря) за 5, 10, 15, 20, ..., 55, 60 сут до съемки и составляющие суммарного вектора скорости ветра над взморьем (МГС Приморское) на направление север—юг и запад—восток в день съемки и за 2, 4, 6, 8, 10 сут до нее. Рассчитаны коэффициенты корреляции между характеристиками зоны смещения (расстояния от берега до различных изогалин, положения внутренней и внешней границы зоны и гидрофронта, соленостью в разных точках взморья), с одной стороны, и ветром и расходом воды разной заблаговременности, с другой.

Анализ результатов расчета показал следующее:

1. Сток воды играет в формировании поля солености на взморье не столь определяющую роль, как считалось ранее. Более сильное воздействие на формирование поля солености оказывает ветер, особенно на периферии взморья и на его северной границе. Коэффициенты корреляции характеристик поля солености в целом больше с ветром (до 0,65), чем со стоком (до 0,55).

2. Влияние ветра очень сложно. Наиболее значительная роль составляющей проекции суммарного вектора скорости ветра на направление запад—восток, в целом сужающей (при ветрах восточных румбов) или расширяющей (при ветрах западных румбов) зону смещения речных и морских вод. Наибольшее воздействие ветер оказывает на положение изогалины 6 ‰ и гидрофронта, особенно ветер за 8 предшествующих съемке сут. По результатам расчета коэффициентов корреляции между соленостью и ветром построена схема (рис. 2 б). На ней выделены области взморья, в пределах которых соленость воды сильнее всего определяется либо меридиональной, либо широтной составляющей скорости ветра различной заблаговременности.

3. Сток воды Дуная, как правило, увеличивает ширину зоны смещения речных и морских вод. В северной части взморья он сильнее всего влияет на положение изогалины 6 ‰, в центральной части, где велико влияние стоковых течений водотоков, диапазон повышенного влияния стока расширяется и захватывает изогалины от 6 до 14 ‰. В результате расчета коэффициентов корреляции и расходов воды построена схема (рис. 2 б), на которой выделены три области взморья, где поле солености воды в поверхностном слое формируется стоком с разной заблаговременностью. То, что изменения стока Килийского рукава Дуная сказываются на солености вод взморья с большим запаздыванием (тем большим, чем дальше пункт наблюдения от берега), объясняется инерционностью водных масс.

Наилучшие результаты дает одновременный учет как стока, так и ветра. Коэффициенты множественной корреляции в этих случаях превышают коэффициенты парной корреляции и достигают 0,75.

Для приближенных расчетов поля солености в поверхностном слое в зависимости от ветра и стока с определенной заблаговременностью могут использоваться полученные уравнения регрессии. Эти связи имеют и некоторое прогностическое значение. Во-первых, они позволяют оценивать реакцию поля солености на взморье на изменение стока Килийского рукава. Заблаговременность такой оценки до 60 сут. Во-вторых, они позволяют качественно оценить влияние на поле солености возможных больших изъятий стока Дуная. Так, например, расчет показал, что уменьшение стока воды Килийского рукава Дуная на 100, 200, 500, 1000, 1500 м³/с приведет к увеличению солености в центральной части взморья (на расстоянии 6 км от берега) соответственно на 0,4; 0,8; 2,0; 4,0; 6,0 ‰.

**СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
НЕВСКОЙ ГУБЫ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ФИНСКОГО ЗАЛИВА**

Известно, что донные отложения в условиях интенсивного антропогенного воздействия принимают активное участие в процессе накопления загрязняющих веществ, попадающих в водотоки и водоемы, и являются показателем степени их загрязнения. Характерно, что осаждение загрязняющих веществ приводит к улучшению качества воды и одновременно к загрязнению донных наносов. При изменении равновесных динамических условий в водоеме осаждаемые вещества могут вновь поступать из донных отложений в водную среду, что может привести к вторичному загрязнению. Это явление особенно характерно для зон водных систем, таких, например, как Невская губа.

Донные отложения рассматриваемой системы формируются в результате воздействия не только природных процессов (геологических, геоморфологических, гидрологических и биогенных), но и под влиянием производственной деятельности (твердые остатки породы, аэрозоли дымовых выбросов, взвешенная нерастворенная часть состава сточных вод и т. д.). Не последнюю роль в накоплении загрязняющих веществ играет интенсивное развитие сельскохозяйственного производства.

Работа выполнена на материале натурных наблюдений, проведенных в устьевой зоне р. Невы, на акватории Невской губы и восточной части Финского залива СЗ УГКС и ГГИ в 1981—1984 гг. За этот период было опробовано 45 постоянных станций сети. Проведено более 10 съемок, получено около 300 проб донных отложений. Пробы отбирались стандартными приборами гидрометеорологической службы (дночерпатель, донный щуп ГР-69) с поверхностного слоя (0—5 см), так как результатами исследований установлено, что этот слой несет основную антропогенную нагрузку.

В пробах определяли содержание тяжелых металлов таких как медь, цинк, свинец, ртуть и ряд других. Тяжелые металлы определяли спектральным методом на спектрографе ДФС-8. Чувствительность определения (мг/кг): для свинца — 3, цинка — 40, меди — 10.

Содержание ртути измеряли атомно-абсорбционным методом (с предварительной минерализацией пробы) на спектрофотометре МАС-50.

Полученные результаты исследований показали, что разнородность распределения химического состава донных отложений по акватории в значительной степени связана с различием их минерального и механического состава. В целом изменение механиче-

ского состава донных отложений с востока на запад происходит с тенденцией к увеличению процентного состава пелитовой фракции, что соответствует возрастанию плотности глинистых минералов в составе донных наносов.

Группирование статистических рядов натурных данных для Невской губы и восточной части Финского залива производилось по выделенным аккумулятивным зонам на ЭВМ ЕС 10—22 по программе INTGCH. При группировании учитывались результаты всех сезонных съемок.

Для каждой аккумулятивной зоны в качестве параметров, описывающих статистические закономерности рядов анализируемых данных, были использованы следующие: n — количество определений; среднее арифметическое значение; максимальные и минимальные значения; среднее квадратическое отклонение или стандарт; коэффициент вариации (C_v); коэффициент асимметрии; концентрации 5 %, 50 % и 95 %-ной обеспеченностей; обеспеченность (%) превышения наблюдаемых концентраций над фоновыми значениями (процент значений, превышающих фон).

Максимальная длина статистических рядов $n=68$, минимальная — $n=5$ (для ртути), наиболее часто встречающаяся $n=25 \div 30$.

Наблюдаемые концентрации тяжелых металлов (по коэффициенту вариации) колеблются в широких пределах (от 12 до 120 %) в различных зонах и для разных металлов. Для меди его значения в основном лежат в пределах от 60 до 68 %, для свинца и ртути — от 40 до 50 %, для цинка — от 40 до 75 %. Следует отметить, что одной из причин большого изменения концентраций цинка (по отношению к другим металлам) является более низкая чувствительность применяемых аналитических методов.

Кроме показателей меры рассеивания вариационных рядов, для статистической оценки были использованы коэффициенты асимметрии кривых распределения измеряемых значений. Эмпирически полученные распределения всегда в той или иной степени отличаются от нормального. Как показала обработка, для всего массива данных коэффициент асимметрии выборок, как правило, положителен. Условно распределения можно считать слабоасимметричными при $C_s < 0,5$, среднеасимметричными при $0,5 < C_s < 1,0$ и сильноасимметричными при $C_s > 1,0$ [1]. Распределения данных по ртути можно считать слабоасимметричными, для остальных показателей (медь, цинк, свинец) характерна средняя и сильная асимметрия.

Результаты, представленные в таблице, показывают, что процент значений, превышающих геохимические стандарты (Cu — 45, Hg — 30, Zn — 95, Pb — 20), для ртути составил 100 % по всем зонам; для меди, цинка и свинца — 60—85 % в зоне Морского канала и южнее. Для транзитной части Невской губы это значение составило для меди и цинка — 30—60 %; для свинца — 60—75 %. В прибрежной зоне Невской губы и восточной части Финского

Таблица

Процент значений, превышающих геохимический стандарт

Ингредиент	Расчетные участки				
	транзитная зона Невской губы	морской канал	Зона южнее Морского канала	восточная часть Финского залива	прибрежная зона Невской губы и восточной части Финского залива
Медь	51,9	66,4	40,3	46,0	0
Цинк	57,2	84,4	60,6	57,5	16,2
Свинец	74,8	86,5	65,4	67,1	73,8
Ртуть	100	100	100	100	100

залива превышение над геохимическими стандартами для меди и цинка колеблется от 0 до 16 % значений, для свинца — составило 74 %. Это очевидно объясняется тем, что по побережью хорошо развиты автомобильные магистрали.

Для сезонных съемок с коррелируемым рядом не менее $n = 20$ получены парные коэффициенты корреляции как между самими тяжелыми металлами, так и между металлами и гидрохимическими показателями водной системы (температура воды, pH среды, соленость, высота водного столба). Значимость коэффициентов корреляции проверялась по критерию Р. А. Фишера.

Из общего числа различных коэффициентов парной корреляции (150) примерно 50 % показали наличие тесной ($r = 0,8 \div 0,85$) связи между медью и свинцом, тяжелыми металлами и температурой воды, металлами и pH среды и весьма тесные связи между медью и цинком, цинком и свинцом ($r > 0,9$). Менее тесные, но все же значимые связи получены между металлами и соленостью ($0,5 < r < 0,8$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриев Е. А. — Математическая статистика в почвоведении. — М.: Изд. МГУ, 1972.
2. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. — Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 425 с.

И. В. Диваков (ИВП АН СССР)

ДИНАМИКА ПОЛЕЙ СОЛЕННОСТИ И МУТНОСТИ НА УСТЬЕВОМ ВЗМОРЬЕ ТЕРЕКА

Гидрологический режим устьевого взморья в основных чертах определяется двумя составляющими — режимом речных наносов и режимом морских солей, поступающих в устьевую область,

и проявляется в смене различных ситуаций взаимодействия реки и моря при разной синоптической обстановке. При трансформации свободной речной струи, впадающей в море, формируются поля солености и мутности [1—3].

Цель настоящей работы заключается в исследовании влияния свободных речных струй и ветра на динамику полей солености и мутности в маловодный период на примере устьевоего взморья прорези Терека. Работа выполнена по данным натурных (полевых) измерений, проведенных автором в 1983 г. при меженных расходах. Меженный период выбран в качестве аналога ситуации возможного интенсивного изъятия стока Терека для водопотребления и ухудшения при этом гидрологического режима устьевой области.

Основные результаты работы имеют важное практическое значение для прогноза распределения солености и мутности на устьевом взморье для целей рыбного хозяйства, поскольку натурных данных по гидрологическому режиму устьевой области прорези Терека крайне мало.

На основе съемок полей солености и мутности были проанализированы типичные распределения солености и мутности при характерных сгонных и нагонных ветрах 5—7 м/с, а также штиле, сопоставленные с результатами измерений свободных речных струй дрейфующими поплавками. Речная струя при штиле сразу за устьевым створом имеет тенденцию к повороту вправо на юго-восток, ее направление изменяется от 110 до 135° на расстоянии около 800 м от устьевоего створа. Отклонения речных струй при сгонных и нагонных ветрах от направления штилевой струи заметны сразу за баровой отмелью на расстоянии 300—400 м от устьевоего створа, а на расстоянии 800 м они достигают иногда $\pm 60^\circ$. Как правило, речные струи при сгонных ветрах отклоняются немного влево от основного направления штилевой струи, а при нагонных — сильно вправо. При ветрах северо-восточных румбов эти отклонения наибольшие, и речные струи отклоняются к южному направлению, прижимаясь к правой замыкающей косе дельты Терека. Наблюдаемый в межень поворот речного потока при самых разных ветрах на юго-восток оказывается важнейшим фактором несимметричного распространения полей солености и мутности на устьевом взморье.

Для оценки распространения пресных и мутных вод на взморье по съемкам полей солености и мутности были построены графики распределения этих характеристик в зависимости от направления от устьевоего створа по пяти лучевым разрезам, соответствующим 90, 112,5, 135, 157,5 и 180°, а также от направлений типичных сгонных и нагонных ветров следующих румбов: ЗСЗ, СЗ, ЗЮЗ, ССВ, ВСВ и ВЮВ. На рис. 1 и 2 представлены такие графики соответственно для изогалины 1‰ и изолинии мутности 150 мг/л, значения которых обычно соответствуют границам мутных и пресных вод, хорошо наблюдаемых на поверхности по контрасту с более прозрачными и солеными морскими водами.

Зависимости имеют следующие важнейшие особенности. Изогалина 1‰ дальше всего распространяется в море по всем разрезам при штиле, достигая в направлениях 135 и 157,5° расстоя-

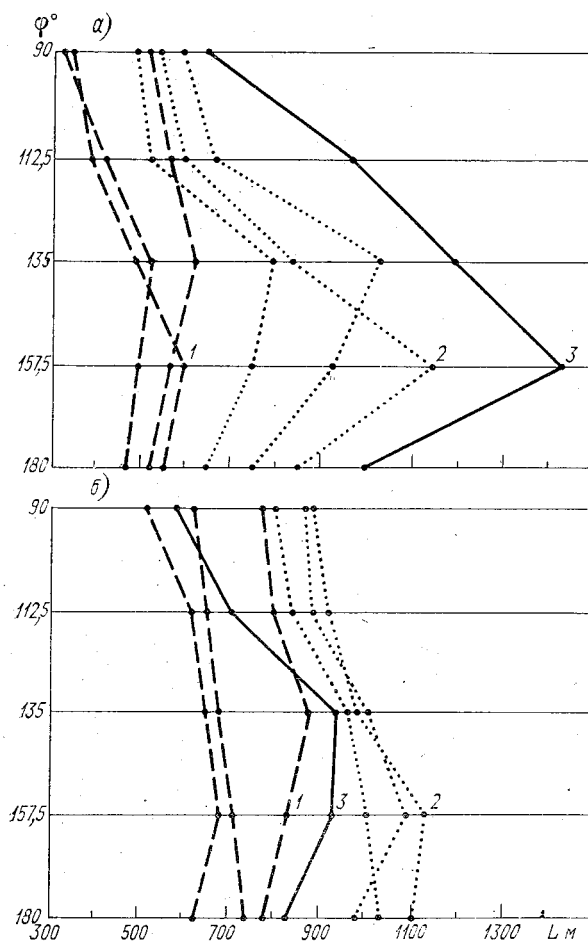


Рис. 1. Распределение изогалины 1‰ (а) и изолинии мутности 150 мг/л (б) в зависимости от направления от устьевового створа при разных синоптических ситуациях.

1 — сгон, 2 — нагон, 3 — штиль.

ния 1200—1400 м от устьевового створа. При сгонах распространение пресных вод по всем разрезам почти в 2 раза, а при нагонах — в 1,5 раза меньше, в то время как общий характер распределения поля солёности по разрезам такой же, как при штиле. Заметим, что при нагонах видна большая, чем при сгонах тенден-

ция распределения устьевых взморья в направлениях 135 и 157,5°. В отличие от изогалины 1‰, изолиния мутности 150 мг/л при штиле занимает промежуточное значение между ситуациями при сгонах и нагонах. При нагонах мутность распространяется на по-

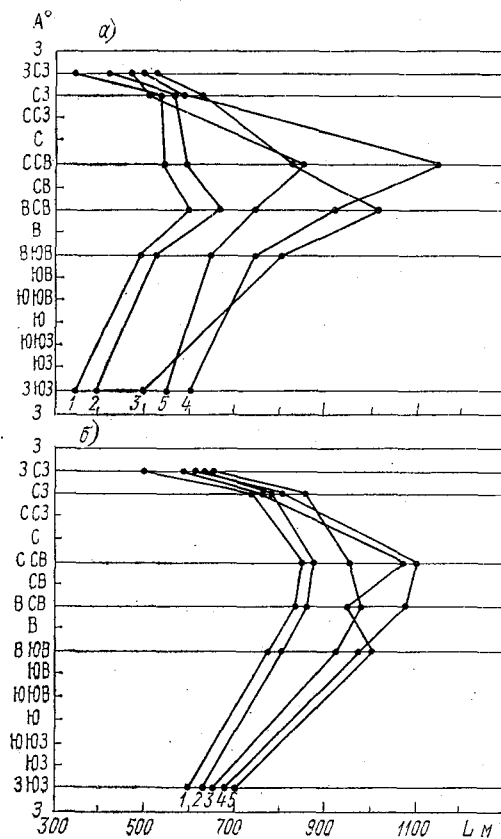


Рис. 2. Распределение изогалины 1‰ (а) и изолинии мутности 150 мг/л (б) в зависимости от направления действующего ветра по лучевым разрезам от устьевых створа.

1 — 90°, 2 — 112,5°, 3 — 135°, 4 — 157,5°, 5 — 180°

верхности воды от 800 до 1000 м, что почти в 2 раза дальше, чем при сгонах. В целом распространение изолинии мутности 150 мг/л по разрезам увеличивается не только к юго-востоку, но и к югу. Очевидно, здесь сказывается влияние волновой деятельности моря у южного берега и вдольберегового потока наносов.

Таким образом, наиболее заметные изменения полей солености и мутности воды происходят в основном в направлениях от юго-восточного до южного (от 135 до 180) и определяются направлением действующего ветра. При нагонных ветрах мутные и пресные воды располагаются дальше от устьевых створа, чем при сгонных. Последнее требует специального пояснения. При сгонах речная струя интенсивно разгоняется и затем резко тормозится на баре, сильнее «сбрасывая» мутность и быстрее и лучше перемешиваясь с более солеными водами. Напротив, нагонный ветер способствует тому, что пресные и мутные воды дольше придерживаются на устьевом взморье, без перемешивания, постепенно распространяясь на большее расстояние, чем при сгонах. При этом особенности батиметрии приглубокого взморья Терека способствуют сильному росту градиентов солености уже на горизонте 0,5—0,7 м от поверхности воды. Профили солености по глубине сильно стратифицированы, расхождения между соленостями на поверхности и на 0,5—0,7 м растут по мере удаления от устьевых створа и при нагонах на расстоянии 1000 м от устья достигают 3—5 ‰. Это значит, что под тонким пресным слоем на глубине всего около 1,5 м лежат значительно более соленые воды (6—8 ‰, а у дна иногда и до 10 ‰). Наблюдения показали, что прямо против устья изогалины и изолинии мутности на горизонте 0,5—0,7 м выпуклой частью обращены в сторону бара, что свидетельствует о наличии подсоса соленых вод в направлении к устьевому створу. На поверхности воды такой подсос наиболее ощутим в северо-восточной части устьевых взморья, где изогалины с большей соленостью ближе всего подходят к устью.

Все указанные особенности динамики полей солености и мутности воды на устьевом взморье Терека приводят к формированию крайне неблагоприятных условий для целей рыбного хозяйства. При увеличении солености воды мористее бара в результате интенсивного водопотребления и уменьшения расходов прорези Терека неблагоприятный режим солености для молоди осетровых рыб еще более ухудшится. Поэтому важнейшей задачей улучшения гидрологического режима устьевых взморья является создание достаточно большой буферной зоны, в которой естественный режим стока создавал бы благоприятные условия для развития молоди осетровых рыб. Это может быть достигнуто путем создания в правобережной (южной) части устья искусственного залива, соединенного с морем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давтян Н. А. Расчет трансформации речной струи в водоеме.— Труды ГГИ, 1974, вып. 210, с. 155—160.
2. Михайлов В. Н. Динамика речной струи, втекающей в водоем.— Труды ГОИН, 1959, вып. 45.— 143 с.
3. Самсонов О. И. К вопросу о расчете стоковых течений в устьевой зоне.— Метеорология и гидрология, 1971, № 8, с. 60—67.

СВЯЗЬ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ В АТМОСФЕРЕ НАД ОКЕАНОМ С РАВНОВЕСНЫМ ГРАДИЕНТОМ ТЕМПЕРАТУРЫ

В исследовании глобального влагообмена в атмосфере Земли существенным является вопрос о вертикальных распределениях водяного пара и температуры. В реальных условиях градиент температуры G в тропосфере близок к некоторому значению, которое по данным наблюдений в глобальном среднем равно $6,5^\circ\text{C}/\text{км}$ [3]. В настоящей работе приводятся результаты расчетов профилей температуры и влажности для планеты, покрытой океаном, для которой должно выполняться условие равенства испарения осадкам. Используемая в работе модель дает возможность провести оценку профилей $T(z)$ и $q(z)$, а вместе с ними и G с учетом двух физических механизмов формирования вертикальных распределений температуры и влажности: вертикального турбулентного обмена и процессов, связанных с конденсацией влаги. Динамические характеристики модели описываются в предельно упрощенном виде для того, чтобы выявить влияние именно баланса водяного пара на распределения $T(z)$ и $q(z)$ в тропосфере.

Для математического описания указанных процессов тепло- и влагообмена в атмосфере над океаном мы использовали следующую систему уравнений (плоская задача):

$$u \frac{\partial \Theta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial}{\partial z} \Theta + \frac{L}{C_p} V(\Theta),$$

$$u \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial}{\partial z} q - V(\Theta).$$
(1)

Здесь $\Theta(z)$ — потенциальная температура, $q(z)$ — удельная влажность, u — горизонтальная скорость воздушной массы, k — коэффициент вертикального турбулентного обмена, V — скорость конденсации влаги, L — удельная теплота парообразования, C_p — удельная теплоемкость воды.

В простейшей постановке при моделировании стационарных процессов с масштабом времени порядка месяца, сезона или года основная динамическая переменная — скорость воздушного течения u — считалась заданным, но варьируемым параметром. Прочие необходимые динамические факторы — интегральный коэффициент сопротивления C_u , высота приземного слоя h и k — определялись в соответствии с теорией приземного слоя [3, 4].

Задача считалась на установление по горизонтальной координате методом конечных разностей. Толщина H рассматриваемого

слоя тропосферы 9 км, количество узлов по вертикали 100, сетка логарифмическая.

Чтобы избежать прямого введения в систему громоздкого и нелинейного по температуре члена, описывающего скорость конденсации жидкой фазы, для учета фазовых переходов влаги и связанных с ними притоков скрытого тепла использовалась схема конденсации, предложенная Манабе и изложенная в [6].

Верхние граничные условия в задаче выбирались так:

$$q|_{z=H} = 0; \quad \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{z=H} = G_H.$$

Условие по влажности является естественным, так как по эмпирическим данным в нижнем 7-километровом слое происходит падение величины q на порядок, а ее значение на высоте 9 км весьма мало по сравнению со значением в слоях, где происходит основной обмен H_2O . От параметра G_H существенным образом зависят установившиеся результирующие распределения. Этот параметр не произволен, а выбирается на основании дополнительных условия о равенстве осадков испарению для модельной планеты, покрытой океаном.

Основными параметрами, характеризующими условия на подстилающей поверхности, являлись температура поверхности океана T_o и характерный перепад влажности Δq в нижнем 10-метровом слое. Характерный перепад температур океан—атмосфера ΔT_{a-o} брался на основании эмпирического материала [5], относящегося к открытым районам океана и поэтому пригодного в нашей работе. Значения параметра β для характерного перепада удельной влажности Δq в нижнем 10-метровом слое, $\Delta q = \beta Q(T_o)$, определялись из экспериментального материала по данным об отношении Боуэна из [1] и по данным о ΔT_{o-a} и T_o из [5] (Q — насыщающая удельная влажность). Таким образом, на нижнем уровне модели ставились условия:

$$q = Q(T_o)(1 - \beta); \quad T = T_o - \Delta T_{o-a}.$$

Испарение на подстилающей поверхности рассчитывалось через заданные динамические параметры и основные параметры T_o и β

$$E = \rho C_u u Q(T_o) \beta.$$

Описанная простая постановка задачи вертикального тепло-влагообмена с двумя внешними (T_o и β) параметрами, характеризующими условия на подстилающей поверхности, дает возможность проанализировать связь установившихся температурных градиентов и характеристик влагообмена со значениями этих параметров. На рис. 1 изображены получившиеся распределения температуры и влажности. Для сравнения приведены эмпирические профили для условий января при усреднении по кругу широт 30° с. ш. [3]. По данным Л. А. Строкиной этим условиям соответ-

ствуют вариант 2 и 2' (рис. 1). Эмпирический профиль влажности дает заниженные по сравнению с модельными расчетами значения влажности, что связано, вероятно, с тем, что в нем учтено влияние суши, над которой влажность в январе меньше, чем над

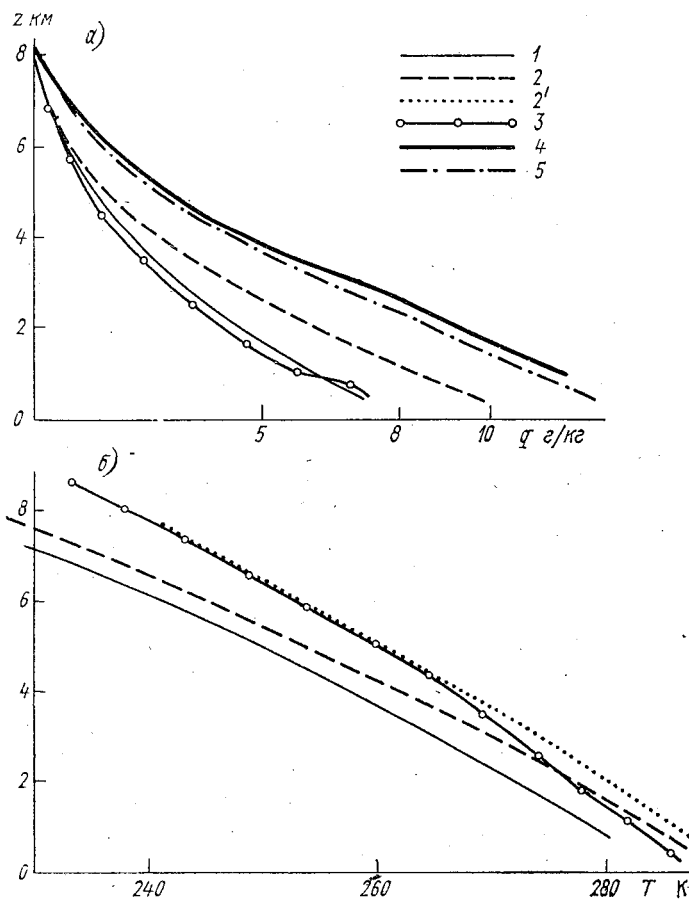


Рис. 1. Вертикальные распределения в атмосфере над океаном температуры (а), удельной влажности (б).

1 — $T_0 = 288$ К, $\beta = 30$; 2 — $T_0 = 293$ К, $\beta = 30$; 2' — $T_0 = 293$ К, $\beta = 25$; 3 — эмпирические данные [8], январь, усреднение по кругу широт 30° с. ш.; 4 — эмпирические данные [7], Маршалловы о-ва, 8° с. ш., усреднение 100 сут; 5 — $T_0 = 298$ К, $\beta = 25$.

океаном. Почти совпадающие кривые 4 [7] и 5 иллюстрируют близость эмпирических и модельных распределений влажности в атмосфере над океаном при сходных условиях на поверхности океана. Эмпирический температурный профиль 3 лежит между двумя соответствующими модельными кривыми 2 и 2'. На всех температурных кривых заметен излом на высоте примерно 4 км,

что обусловлено процессами конденсации и приводит к тому, что в нижнем 4-километровом слое тропосферы температурные градиенты меньше, чем в более высоких слоях. Зависимость установившихся температурных градиентов G в нижней тропосфере от условий на подстилающей поверхности приведена на рис. 2. Для $T_0 = 15^\circ\text{C}$ и $\beta = 0,25$ $G \approx 0,65^\circ\text{C}/\text{км}$, что соответствует наблюдаемому среднеглобальному градиенту температуры. Прослеживается

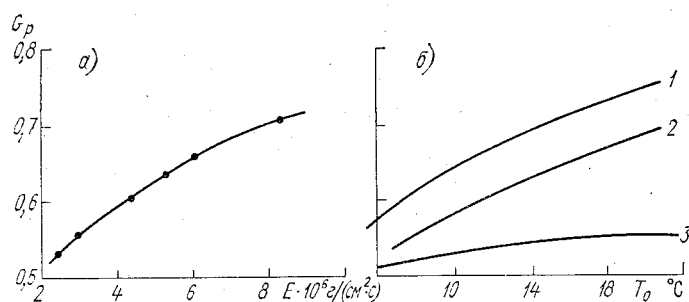


Рис. 2. Зависимость вертикального температурного градиента в нижней тропосфере от условий на подстилающей поверхности.

1 — $\beta = 30$, 2 — $\beta = 25$, 3 — $\beta = 15$.

уменьшение градиента G от теплого сезона к холодному, хорошо известное в климатологии.

В заключение отметим, что описанная малая модель влагообмена хорошо представляет средние профили $T(z)$ и $q(z)$ в тропосфере над океаном и дает возможность определять равновесный градиент температуры для различных условий на подстилающей поверхности. По модельным распределениям влажности успешно определяется также интегральная характеристика влагообмена — влагосодержание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортковский Р. С. и др. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан—атмосфера.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 132 с.
2. Дроздов О. А., Григорьев А. С. Влагосодержание атмосферы над Тихим океаном.— Труды ГГО, 1967, вып. 211, с. 112—118.
3. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 640 с.
4. Океанографические таблицы, изд. 4-е. Л., 1975.— 478 с.
5. Строкина Л. А. Распределение температуры воды и воздуха для Мирового океана.— Труды ГГИ, 1984, вып. 295, с. 57—71.
6. Теория климата и численный прогноз погоды (сб. статей)/Под ред. И. Л. Кароля и др.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— 144 с.
7. Bruce A. Cumulus parametrisation for climat studies of the tropical atmosphere.— Journ. Atm. Sci, v. 40, p. 2166.
8. Oort A. H., Rasmusson E. M. Atmosphere circulation statistics.— Prof. Pap. 1971, N 5, NOAA.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВЛАГООБОРОТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТРИТИЕВОЙ МЕТКИ

Использование изотопных водных индикаторов — один из современных и перспективных методов исследования влагооборота атмосферы. Индикаторами, или метками, в данном случае служат радиоактивный изотоп водорода — тритий (Т) и стабильные изотопы водорода — дейтерий (D) и кислорода — ^{18}O .

В настоящей работе рассматривается применение лишь тритиевой метки в изучении процессов атмосферного влагооборота. Остановимся кратко на основных физико-химических свойствах Т и закономерностях пространственно-временного распределения его концентраций, на которых основано использование этой метки в изучении атмосферного влагооборота.

1. Присутствуя в атмосфере главным образом ($>99\%$) в виде молекул НТО, окисленный тритий не оседает на аэрозолях и перемещается вместе с молекулами обычной воды в воздушных потоках атмосферы на гораздо большие расстояния, чем другие радиоактивные метки.

2. Период полураспада Т, равный 12,42 года, наилучшим образом соответствует характерному времени оборота влаги в атмосфере, изменяющемуся от нескольких дней до нескольких месяцев. В течение времени оборота атмосферной влаги тритий можно считать консервативной меткой.

3. Различный характер поглощения трития океаном и подстилающей поверхностью суши в условиях преобладающего поступления Т в тропосферу из стратосферы ведет к возникновению «континентального эффекта», проявляющегося в увеличении концентрации трития (C_T) в атмосферных осадках с удалением воздушной массы от океана в глубь континента. Наличие континентального эффекта является основой исследований и оценок влагооборота континента. Подробнее о перечисленных свойствах изложено в работах [3, 6, 9].

Первые работы с использованием тритиевой метки относятся к середине 50-х годов [11, 14]. Именно эти работы показали перспективность изотопного направления исследований атмосферного влагооборота. Следует отметить огромное их преимущество перед многими работами более поздних лет, состоящее в том, что они выполнялись на основе анализа данных ежедневных наблюдений за C_T в атмосферных осадках, а не осредненных за месячные и большие периоды.

Бегеманн и Либби в работе [11], которую можно считать классической, на основе данных о речном стоке с бассейна р. Миссисипи, о количестве выпадающих в этом бассейне осадков и соотношении в них местной и адвективной влаги, которое определялось

с помощью тритиевой метки, достаточно точно рассчитали атмосферный приток и сток влаги на регион (при скудной еще в то время аэрологической информации). В дальнейшем на разных этапах изучения атмосферного влагооборота с использованием тритиевой метки рассматривались такие вопросы, как оценка интенсивности перемешивания влаги в атмосфере, стратосферно-тропосферный воздухообмен, происхождение осадкообразующих воздушных масс, определение доли осадков континентального происхождения в общей сумме осадков, скорость атмосферного влагообмена между территориями различного масштаба, изучение процессов молекулярного обмена в приводном и приземном слоях атмосферы [1—4, 6, 8—14]. Однако до настоящего времени еще нет тщательно разработанной методики использования тритиевой метки в изучении процессов атмосферного влагооборота.

С начала 60-х годов была организована международная сеть станций (в системе МАГАТЭ—ВМО) по отбору проб атмосферных осадков в целях определения их изотопного состава, к которой Советский Союз присоединился во второй половине 1969 г. В силу сложности и трудоемкости изотопного анализа и ограниченного числа лабораторий, осуществляющих его, определение изотопного состава на сети МАГАТЭ—ВМО ведется лишь для месячных сумм атмосферных осадков. Эта изотопная информация характеризует атмосферную влагу «дождливого периода» месяца (т. е. всех дней месяца с осадками любой формы и количества, а не всего месяца). В связи с этим возникает ряд трудностей в применении изотопных данных в атмосферном влагообороте. Прежде всего информация об изотопном составе атмосферных осадков характеризует лишь часть влаги атмосферы (без паровой фазы), участвующей во влагообороте над рассматриваемым районом. Далее, поскольку осреднение метеорологических характеристик осуществляется подекадно и за месяц, то сопоставление изотопных и метеорологических данных осложнено несоответствием периодов их временного осреднения. Кроме того, малое количество данных о вертикальном распределении трития [12], скорости его поступления из стратосферы в тропосферу, а также малые различия (в настоящее время) в концентрациях Т между атмосферной влагой и поверхностными водами суши также затрудняют использование данных о концентрации Т в атмосферных осадках в решении вопросов атмосферного влагооборота.

Рисунок. Элементы комплексного анализа атмосферного влагооборота в январе 1981 г.

a — среднее месячное давление на уровне моря (мб) и концентрация трития в месячных суммах атмосферных осадков (C_T), *1* — линии равных C_T , *2* — изобары, мб; *b* — результирующие потоки влаги, кг/м·с; *в* — пути циклонов, *1* — основные сроки наблюдений (00 и 12 ч, по Гринвичу), *2* — промежуточные сроки наблюдений (06, 18 ч, по Гринвичу), *3* — в числителе — число месяца, в знаменателе давление (мб) в центре циклона (тысячи и сотни отброшены); *г* — траектории воздушных частиц и водяного пара на высоте 1,5 км на дни с осадками выше 2 мм в Рязани.

С середины 1980 г. в ряде стран ведутся систематические ежедневные измерения изотопного состава водяного пара. К 1983 г. в эту сеть входили пять станций: Ганновер, Гейдельберг (ФРГ) Краков (ПНР), Майами (США), Париж (Франция) [13].

В ИВП АН СССР с 1982 г. ведется разработка комплексной методики использования тритиевой метки в изучении атмосферного влагооборота. Комплектность подхода к анализу процессов атмосферного влагооборота состоит в одновременном использовании об изотопной, аэрологической и метеорологической информации.

В настоящее время в исследовании атмосферного влагооборота комплексным методом выполняются следующие этапы работы.

1. Для всех станций, ведущих отбор проб атмосферных осадков на изотопный состав, проводится выделение «дождливого периода» месяца, за который, как уже говорилось ранее, имеются данные об изотопном составе атмосферных осадков.

2. Именно за этот период рассматривается влияние метеорологических характеристик на изотопный состав осадков. Определяется влияние барического поля отдельных декад месяца на формирование поля изотопов (в соответствии с количеством выпавших в эти декады осадков). При этом учитываются пути передвижения центров циклонов и проводится расчет траекторий воздушных частиц и водяного пара.

3. Одновременно с анализом полей изотопных характеристик и барических полей ведется анализ аэрологической информации как в целом за месяц, так и отдельно за «дождливый период» месяца. В дополнение к барическому полю, которое описывает перемещение воздушных масс, мы имеем поле результирующих потоков атмосферной влаги, характеризующее переносы влаги над рассматриваемым районом. Кроме того, рассчитываются и другие характеристики влагооборота атмосферы [5], с которыми проводится сопоставление изотопной информации.

В будущем предполагается также расчет скоростей упорядоченных движений воздуха, который частично позволит проконтролировать поступление Т в тропосферу из стратосферы, а в дальнейшем и непосредственно изучение условий стратосферно-тропосферного воздухообмена с помощью вертикальных разрезов тропосферы по схеме, разработанной Гидрометцентром СССР и применявшейся Г. В. Дмитриевой и В. И. Касаткиной [7] в исследовании процессов стратосферно-тропосферного воздухообмена с использованием в качестве меток радиоактивных аэрозолей.

Первая попытка комплексного анализа процессов атмосферного влагооборота над ЕТС выполнена для января 1981 г. (рис. 1). Подтверждена качественная зависимость распределения Т в атмосферных осадках от циркуляционных факторов, проведено уточнение этой зависимости для ЕТС. Выделены зоны влияния воздушных масс и влаги различного происхождения: атлантического, черноморского, сибирского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугаева В. В., Калинин Г. П., Кузнецова В. Н. Перспективы использования аэрологических и изотопных данных в изучении глобального переноса атмосферной влаги.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1975.
2. Воронцов А. И., Колосков И. А., Некозырев А. Ф., Пастухов Б. В. Загрязнение приземного слоя воздуха окисленным тритием при его разовом выпадении с атмосферными осадками.— Материалы к семинару при Институте физ. и мат. АН Лит. ССР. Прикладная ядерная физика, вып. 5, 1976.
3. Изотопия природных вод.— М.: Наука, 1978.— 244 с.
4. Исследование природных вод изотопными методами.— М.: Наука, 1981.
5. Кузнецов Л. П. Атмосферный влагообмен над территорией СССР.— М.: Наука, 1983.— 174 с.
6. Природные изотопы гидросферы.— М.: Недра, 1975.— 274 с.
7. Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии.— М.: Атомиздат, 1965.
8. Ферронский В. И., Иванова Л. Ю., Кикичев Х. А., Кузнецова Л. П., Романов В. В. О возможности использования трития для изучения глобальных циркуляций атмосферной влаги.— Водные ресурсы, 1980, № 5.
9. Ферронский В. И., Поляков В. А., Романов В. В. Космогенные изотопы гидросферы.— М.: Наука, 1984.
10. Begemann F., Libby W. F. Continental water balance, ground water inventory and storage times, surface ocean mixing rates and world-wide water circulation patterns from cosmic-ray and bomb tritium.— In: "Geochim. et cosmochim. acta", v. 12, 1957.
11. Behaviour of tritium in the environment: Proc. Int. Symp. IAEA, Vienna, 1979.
12. Ehhalt D. H. Vertical profiles and transport HTO in the troposphere.— J. Geoph. Res., N 76(30), 1971.
13. Isotope Hydrology 1983. Proc. Symp. IAEA, Vienna, 1984.
14. Kaufman S., Libby W. F. The natural distribution of tritium. Phys. rev., v. 93, N 6, 1954.

Н. А. Лемешко (ГГИ)

К ВОПРОСУ ОБ ОЦЕНКЕ ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВОДНОГО БАЛАНСА ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА

Целью статьи является апробация возможности использования комплексного метода расчета испарения для оценки влияния региональных изменений климата на элементы водного баланса суши. Особенностью региональных изменений приземной температуры воздуха и атмосферных осадков при развитии глобального антропогенного потепления небольшого масштаба является то, что они могут иметь разный масштаб и различный знак в различные сезоны года [4, 6]. Расчеты изменений водного баланса, которые основаны на использовании «уравнения связи», устанавливающего зависимость стока и испарения от годовых сумм осадков и радиационного баланса [4], оказываются приближенными, так как не

учитывают внутригодовую структуру возможных климатических изменений. Поэтому в качестве методической основы для решения задачи оценки возможных изменений гидрологического режима выбран комплексный метод определения испарения с поверхности суши, разработанный М. И. Будыко [3] и Л. И. Зубенок [5] и широко применяемый в гидрологических исследованиях. Этот метод основан на совместном решении уравнений теплового и водного балансов при использовании экспериментально установленной зависимости скорости испарения от влагосодержания почвы. Метод позволяет по данным о средних месячных значениях приземной температуры воздуха, атмосферных осадков, облачности, альбедо и суммарной радиации рассчитать средние месячные значения влагосодержания почвы, испаряемости, испарения и стока.

Комплексный метод позволяет определять составляющие водного баланса для современного климатического режима, однако его можно использовать и для климатических условий, которые мы можем ожидать в будущем. Оценки предполагаемых региональных изменений средних сезонных значений температуры воздуха и осадков при развитии антропогенного глобального потепления примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$ взяты из работ П. Я. Гройсмана [4] и Н. П. Ковыневой [6]. Для каждой станции предполагается, что значения средней месячной относительной влажности воздуха и облачности остаются неизменными при региональных изменениях климата. Гипотезы такого рода широко используются в моделях теории климата [7]. Очевидно, что изменения приземной температуры воздуха связаны с изменениями сроков установления и схода снежного покрова и, следовательно, альбедо подстилающей поверхности. Возможные изменения средних месячных значений альбедо рассчитываются согласно методике В. В. Мухенберг [1] с учетом изменений количества дней в каждом конкретном месяце с различным состоянием подстилающей поверхности. Эти изменения существенны только для осенних и весенних месяцев, в остальные сезоны года изменение альбедо подстилающей поверхности можно не учитывать.

Суммарная радиация при отсутствии актинометрических измерений на станции может быть рассчитана по данным о средней облачности, например, по методике, предложенной Т. Г. Берлянд [2].

С помощью комплексного метода получены все составляющие водного баланса деятельного слоя почвы для нескольких станций ЕТС. Они рассчитаны как по данным о многолетних средних месячных значениях метеорологических элементов (в дальнейшем их будем называть «нормами»), так и по их возможным значениям при региональных изменениях климата [4, 6]. В качестве примера такого расчета рассмотрим годовой ход влагосодержания активного слоя почвы W , стока f , испарения E , испаряемости E_0 для станции Кирс (рис. 1). Оценки изменения сезонных значений температуры воздуха и атмосферных осадков по данным работ [4, 6] представлены в таблице. Наибольшее повышение температуры воздуха наблюдается зимой и осенью, однако, как пока-

Таблица

Оценки предполагаемых изменений приземной температуры воздуха
и атмосферных осадков при глобальном потеплении на 0,5 °C

	Зима	Весна	Лето	Осень
Температура, °C	0,7	0,2	0,4	0,8
Осадки, %	—5	5	—10	5

зывают расчеты, они мало влияют на изменения испаряемости. Летом и осенью в месяцы с положительной температурой испаряемость выше нормы на 5 %, весной она не изменяется (рис. 1 в).

Изменения влагосодержания почвы и стока связаны главным образом с возможным изменением количества атмосферных осад-

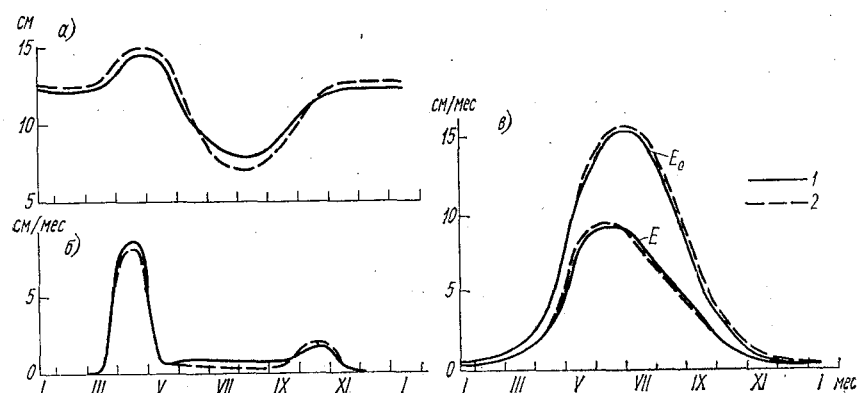


Рис. 1. Годовой ход составляющих водного баланса деятельного слоя почвы, станция Кирс.

а — влагосодержание почвы, б — горизонтальный сток, в — испарение E и испаряемость E_0 ; 1 — при современных климатических условиях, 2 — при предполагаемых региональных изменениях приземной температуры воздуха и атмосферных осадков.

ков. Осенью при увеличении осадков на 10 % происходит увеличение W по сравнению с нормой примерно на 5 %. Зимой W выше нормы на 3 %, причем это значение сохраняется в течение всего весеннего периода, несмотря на уменьшение зимних осадков на 5 %, которое приводит к уменьшению весеннего стока (рис. 1 б). В начале лета, в июне сохраняется повышенное на 2—3 % влагосодержание почвы, а в июле сказывается летнее уменьшение осадков на 10 %, которое приводит к уменьшению W на 10—15 %. Влагосодержание метрового слоя почвы увеличивается в конце вегетационного периода и в октябре достигает нормы (рис. 1 а). Изменения испарения синхронны изменениям осадков и влажно-

сти почвы. Весной оно выше нормы на 3 %, а летом (с июля) и осенью меньше на 4 % (рис. 1 в).

Комплексный метод позволяет рассчитать составляющие водного баланса отдельной станции, а также оценить возможные изменения гидрологического режима речного бассейна. Для исследования выбран бассейн р. Немана. Для станций Лида, Гродно, Каунас и Советск получены значения влагосодержания активного слоя почвы и стока как для современных условий, так и для глобального потепления на 0,5°C. Затем по этим станциям получены средние для бассейна значения влагосодержания почвы и стока (рис. 2). Влагосодержание почвы бассейна р. Немана состав-

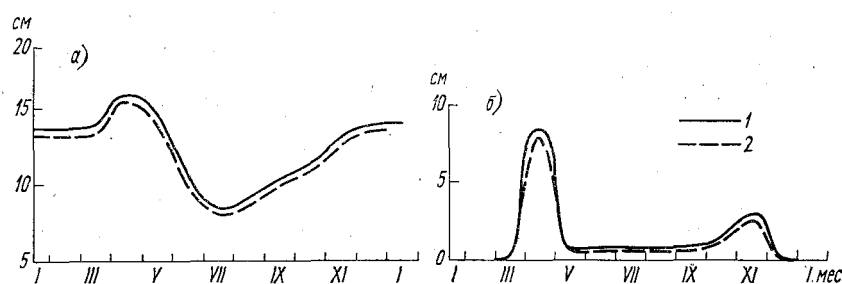


Рис. 2. Годовой ход влагосодержания деятельного слоя почвы (а) и горизонтального стока (б). Бассейн р. Немана.

1 и 2 — см. рис. 1.

ляет 60 мм летом и 160 мм весной в период максимального насыщения почвы влагой. Для этого района оценки региональных изменений осадков указывают на уменьшение их на 5 % во все сезоны года. Влагосодержание почвы при этом уменьшается также примерно на 5 % в течение всего года. Средний годовой сток р. Немана уменьшается примерно на 10 %, что удовлетворительно согласуется с оценкой, полученной Н. А. Сперанской независимым методом.

Предварительный анализ элементов водного баланса, полученных как для отдельных станций, которые расположены в разных климатических условиях, так и для речного бассейна, показывает, что комплексный метод можно использовать для оценки влияния возможных региональных изменений климата на гидрологический режим.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбедо и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков/Под ред. Кондратьева К. Я.—Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 272 с.
2. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах.— Л.: Гидрометеиздат, 1961.— 227 с.
3. Будыко М. И. Климат и жизнь.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 470 с.

4. Гройсман П. Я. Эмпирические оценки связи процессов потепления и похолодания с режимом увлажнения территории СССР.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1981, № 5, с. 86—95.
5. Зубенок Л. И. Испарение на континентах.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 264 с.
6. Ковычева Н. П. Статистическое исследование закономерностей современных изменений полей приземной температуры воздуха и атмосферного давления.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Л., 1982, с. 200—211.
7. Manabe S. and Wetherald R. T. The Effects of Doubling the CO₂ — concentration on the Climate of a General Circulation Model.— J. Atm. Sci., vol. 32, N 3, 1975, p. 3—15.

И. Б. Есеркенова (ГГО)

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В СЕВЕРНОМ КАЗАХСТАНЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ОСВОЕНИЯ ЦЕЛИННЫХ И ЗАЛЕЖНЫХ ЗЕМЕЛЬ

В начале 50-х годов в связи с необходимостью научного обоснования проектов крупномасштабных мелиоративных мероприятий перед советскими учеными стояла задача оценки экологических изменений, возникающих в результате народнохозяйственных преобразований больших территорий в относительно короткие сроки. Опубликованная работа [8] явилась одним из первых опытов количественного расчета возможных изменений природных условий под влиянием мелиорации. Со времени освоения целинных и залежных земель Поволжья, Казахстана и Западной Сибири (1954—1955 гг.) накопился большой фактический материал наблюдений на метеорологических станциях, расположенных в указанных районах.

А. И. Воейков [5] писал, что любые земельные улучшения должны главным образом отразиться на температуре и влажности воздуха в течение летнего полугодия. В зимний период влияние мелиорации должно быть гораздо меньше. На необходимость изучения влияния хозяйственной деятельности человека на климат через искусственное изменение свойств подстилающей поверхности указывается в ряде работ [2, 4, 7, 11, 12 и др.].

Нарушения однородности в рядах метеорологических наблюдений обнаруживают с помощью метода разностей, если есть возможность сравнить данные исследуемой станции с данными соседних станций [6]. Так как изменения макроклимата охватывают огромные пространства, то вековой ход метеозадающих элементов на близко расположенных станциях, вероятно, не должен существенно различаться. Для того чтобы выделить изменения, связанные с освоением земель, на фоне довольно сильной естественной изменчивости климата, был использован метод, который мы будем называть методом двойных разностей. Суть этого метода состоит в следующем. Берутся последовательно разности между одновременными значениями метеозадающего элемента на двух сравниваемых группах стан-

ций. Полученный временной ряд разбивается на два участка — до и после нарушения однородности. По этим временным интервалам находятся средние значения и из первого вычитается второе. Полученные двойные разности и характеризуют климатические изменения, вызванные неоднородностью местных условий в результате проведенных мероприятий.

Наиболее значительное расширение пахотных земель отмечалось в Северном Казахстане [1]. Этот район и был выбран для исследования.

Для анализа использовались средние месячные и годовые значения температуры воздуха по двум группам метеорологических станций — северной и южной. В северную группу вошли пять станций Кустанайской области в зоне распашки: Комсомолец, Федоровский зерносовхоз, Джетыгара, Урицкий и Карасу. В южную группу, земли которой не подвергались распашке, вошли три станции на юго-западе целинного края — Наурзумский заповедник, Амангельды, Тургай. Разности вычислялись между осредненными значениями температуры воздуха по южной и северной группам. Ряды наблюдений ограничены периодом с 1936 по 1973 г. Исследуемый период был разбит на два равных 19-летних отрезка — с 1936 по 1954 г. (до распашки) и с 1955 по 1973 г. (после распашки).

Некоторые результаты вычислений представлены в таблице. Из данных таблицы видно, что средние разности за 1955—1973 гг. несколько меньше, чем в предшествующий период, поэтому двойные разности всюду положительны. Максимальные расхождения для объединенных месяцев, составляющие $0,4\text{--}0,5^\circ\text{C}$, наблюдаются летом и в мае—июле. Для отдельных месяцев наибольшие значения ($0,4\text{--}0,6^\circ\text{C}$) двойных разностей отмечаются в мае, июне, июле и октябре. В остальных случаях разности статистически не значимы. Оценки, полученные для периода 1955—1983 гг., отличаются от предыдущих незначительно. Если полученное уменьшение разностей обусловлено изменением характера окружающей местности в результате распашки земель, то наиболее ярко оно проявляется в конце весны и первую половину лета.

Статистическая значимость рассчитанных изменений оценена на основе проверки гипотезы о равенстве математических ожиданий двух нормально распределенных случайных величин в соответствии с [9] и с помощью критерия t . Из таблиц [9] для 5 %-ного уровня значимости $t_{кр}=1,96$, для 10 %-ного — $t_{кр}=1,64$. В результате получаем с 5 %-ным уровнем значимости различия в мае, июне, июле, октябре и в среднем за год; для объединенных месяцев — в апреле—мае, мае—июне, июне—июле, сентябре—октябре, октябре—ноябре. При трехмесячном объединении различия наиболее существенны с мая по июль.

Таким же образом были выполнены расчеты для других станций (Кайгородок, Атбасар, Целиноград, Анар, Баян-Аул). Сравнение проводилось с данными тех же станций, что и в первом случае. Двойные разности в этом районе оказались небольшими, до

Таблица

Изменения температуры воздуха в Кустанайской области

Месяц	Средние разности температуры воздуха, °С		Средние квадратические отклонения разностей, °С		Двойные разности, °С	Значения критерия t
	1936—1954	1955—1973	1936—1954	1955—1973		
I	0,6	0,4 (0,0)	1,7	1,3 (1,6)	0,2 (0,6)	0,50 (1,16)
II	0,5	0,2 (0,0)	2,1	1,7 (1,5)	0,3 (0,5)	0,57 (1,01)
III	1,2	0,8 (0,5)	1,3	1,6 (1,4)	0,4 (0,7)	0,78 (1,73)
IV	2,4	2,0 (2,0)	1,3	1,3 (1,1)	0,4 (0,4)	0,88 (0,94)
V	2,7	2,1 (2,1)	0,7	0,8 (0,7)	0,6 (0,6)	2,65 (3,05)
VI	3,0	2,6 (2,6)	0,7	0,9 (0,8)	0,4 (0,4)	1,80 (2,02)
VII	3,4	2,9 (3,1)	0,7	0,7 (0,8)	0,5 (0,3)	1,97 (1,16)
VIII	3,1	2,8 (2,9)	0,6	0,6 (0,6)	0,3 (0,2)	1,40 (1,43)
IX	2,5	2,4 (2,4)	0,5	0,5 (0,5)	0,1 (0,1)	0,62 (0,66)
X	2,2	1,7 (1,7)	0,7	0,4 (0,5)	0,5 (0,5)	2,54 (2,57)
XI	1,7	1,4 (1,6)	0,8	1,3 (1,3)	0,3 (0,1)	0,88 (0,27)
XII	0,8	0,6 (0,6)	1,7	1,8 (1,6)	0,2 (0,2)	0,35 (0,43)
I—XII	2,0	1,6 (1,6)	0,4	0,4 (0,5)	0,4 (0,4)	2,32 (2,68)
IV—V	2,5	2,0 (2,1)	0,8	0,7 (0,6)	0,5 (0,4)	1,91 (2,26)
V—VI	2,9	2,3 (2,3)	0,6	0,7 (0,6)	0,6 (0,6)	2,43 (2,93)
VI—VII	3,2	2,7 (2,8)	0,5	0,6 (0,6)	0,5 (0,4)	2,44 (2,09)
VII—VIII	3,3	2,9 (3,0)	0,5	0,6 (0,6)	0,4 (0,3)	2,08 (1,59)
VIII—IX	2,8	2,6 (2,6)	0,5	0,4 (0,4)	0,2 (0,2)	1,36 (1,45)
IX—X	2,3	2,0 (2,0)	0,5	0,2 (0,3)	0,3 (0,3)	2,25 (2,40)
V—VII	3,0	2,5 (2,6)	0,5	0,6 (0,5)	0,5 (0,4)	2,91 (3,03)
VI—VIII	3,2	2,8 (2,9)	0,5	0,5 (0,5)	0,4 (0,3)	2,37 (2,13)
VII—IX	3,0	2,7 (2,8)	0,4	0,5 (0,4)	0,3 (0,2)	1,93 (1,53)

Примечание. В скобках приведены соответствующие значения для 1955—1983 гг.

0,5 °С и в основном также положительными. Наибольшее значение критерия t отмечается в июне (1,78) и в июне—июле (1,94), что соответствует уровням значимости 7,1 и 5,2 %.

Полученные эмпирические оценки показывают, что значимые различия, отражающие изменения свойств подстилающей поверхности в результате распашки целинных и залежных земель в Северном Казахстане, проявляются в теплый период, когда сельскохозяйственные поля находятся в обработке. Как отмечается в работах [3, 7, 10], испарение с пашни меньше испарения с естественной растительности, особенно в конце весны и первую половину лета. Из-за уменьшения затрат тепла на испарение поглощенная земной поверхностью солнечная радиация в основном расходуется на нагревание атмосферы путем турбулентной теплоотдачи и длинноволнового излучения. В результате разность между температурой деятельной поверхности Θ_s и температурой воздуха

Θ должна увеличиваться, согласно выведенной в работе [2] формуле

$$\Theta_s - \Theta = \frac{R_0 - LE - B}{\rho c_p D + 4s\sigma\Theta^3},$$

где R_0 — радиационный баланс земной поверхности; L — удельная теплота парообразования; E — испарение; B — поток тепла между деятельной поверхностью и почвой; ρ — плотность воздуха; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; D — интегральный коэффициент турбулентной диффузии; s — коэффициент, характеризующий отличие свойств излучающей поверхности от абсолютно черного тела; σ — постоянная Стефана—Больцмана. Чем больше разность $\Theta_s - \Theta$, тем больше поток тепла от земной поверхности к атмосфере. Как видно из формулы, повышению температуры воздуха весной до появления всходов на полях и пока они слабо развиты способствуют увеличение приходной части радиационного баланса R_0 за счет снижения альбеда вспаханной земли, снижение затрат тепла на испарение LE и на передачу в глубь почвы B , так как рыхлая почва имеет меньшую теплопроводность, чем плотная.

В целом выполненные расчеты показывают, что некоторые изменения температуры воздуха на освоенных целинных землях Северного Казахстана после 1955 г. все же обнаруживаются. Они особенно заметны с мая по июль, когда различия между посевами и окружающей естественной растительностью наибольшие. В августе—сентябре эти различия исчезают и вновь появляются в середине осени, когда урожай собран.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматические условия районов освоения целинных и залежных земель.— Л.: Гидрометеиздат, 1954.— 136 с.
2. Будыко М. И., Дроздов О. А., Юдин М. И. Влияние хозяйственной деятельности на климат.— В кн.: Современные проблемы климатологии.— Л., 1966, с. 435—448.
3. Вериго С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага (применительно к запросам сельского хозяйства).— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 328 с.
4. Возможные изменения климатического режима атмосферы в результате переброски части стока сибирских рек на юг/В. П. Мелешко, Б. Е. Шнеев, А. С. Дубов, Г. В. Паршина.— Труды ГГО, 1982, вып. 468, с. 4—16.
5. Воейков А. И. Воздействие человека на природу.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 252 с.
6. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1956.— 301 с.
7. Дроздов О. А. Засухи и динамика увлажнения.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 92 с.
8. Изменение климата в связи с планом преобразования природы в засушливых районах СССР/Под ред. Х. П. Погосяна.— Л.: Гидрометеиздат, 1952.— 206 с.
9. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений.— М.: Физматгиз, 1959.— 436 с.
10. Шульгин А. М. Климат почвы и его регулирование.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 342 с.

11. Charney J. G., Stone P. H., Luirk W. J. Drought in the Sahara: a biogeophysical feedback mechanism.— Science, 1977, vol. 185, N 4175, p. 434—435.

12. Charney J. G., e. a. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions.— J. Atm. Sci., 1977, vol. 34, N 8, p. 1366—1385.

А. Г. Лапенис (ГГИ)

ВЛИЯНИЕ МОРСКОЙ БИОТЫ НА ПОЛОЖЕНИЕ УРОВНЯ КРИТИЧЕСКОЙ ГЛУБИНЫ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ОКЕАНЕ И КОНЦЕНТРАЦИЮ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В АТМОСФЕРЕ

Морская биота оказывает воздействие на состояние карбонатной системы морских вод, главным образом посредством процессов окисления и растворения оседающих биогенных частиц. На рис. 1 показана упрощенная схема взаимосвязи этих процессов. Осуществляя синтез органики, морские организмы служат своеобразным «насосом», перекачивающим неорганический углерод из поверхностных слоев в глубину океана. В среднем по Мировому океану перепад концентрации суммарного неорганического углерода между верхним квазиоднородным слоем и глубинными океаническими водами составляет около 0,24 ммоль/л, что соответствует примерно 10 % средней концентрации углерода в океане. Однако столь незначительный перепад концентрации суммарного углерода приводит к довольно ощутимому перепаду концентрации CO_2 в воде как газа. Для большинства районов океана разность парциальных давлений углекислого газа между поверхностными и глубинными слоями составляет 500—300 млн.⁻¹ [5].

Таким образом, глубинные слои океана пересыщены CO_2 по отношению к атмосфере более чем в 2 раза. Из этого следует, что в случае прекращения деятельности морской биоты концентрация CO_2 в атмосфере может возрасти примерно в 2 раза по отношению к современной. Данный пример указывает на большую роль, которую играет морская биота в процессах обмена углекислым газом между океаном и атмосферой. Очевидно также, что в геологическом прошлом деятельность морской биоты могла приводить к различным соотношениям между состоянием карбонатной системы морских вод на поверхности и в глубине океана.

В работе [4] была предложена простая геохимическая модель для расчета парциального давления CO_2 в атмосфере в различные геологические эпохи по данным о положении уровня критической глубины карбоната накопления (КГК) в океане. Критической глубиной карбоната накопления называется глубина на океаническом дне, ниже которой карбонатные осадки практически полностью растворены [5]. Механизм формирования КГК подробно разбирается в работах [3, 5], здесь лишь отметим сильную зависи-

мость положения уровня КГК от агрессивности морских вод по отношению к оседающим частицам CaCO_3 . Понятно, что на концентрацию ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} влияет скорость биологической продукции карбонатного материала и скорость его растворения. Для получения оценок связи интенсивности процесса растворения с биологической продуктивностью карбоната кальция рассмотрим баланс осаждающихся минеральных частиц CaCO_3 и изменение

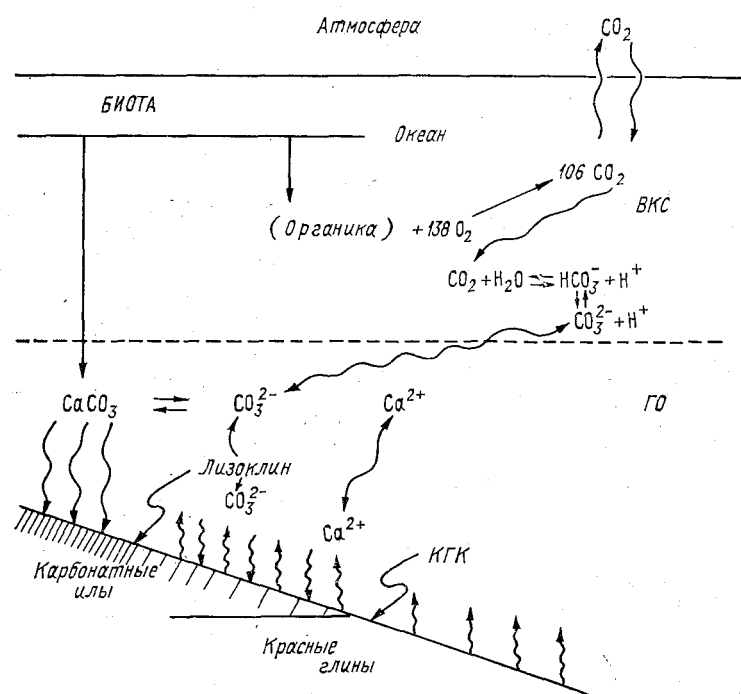


Рис. 1. Упрощенная схема взаимосвязи процессов окисления и растворения биогенного материала в океане. ВКС — верхний квази-однородный слой, ГО — глубокие слои океана.

компонент этого баланса по мере увеличения глубины их проникновения. Уравнение такого баланса можно записать в следующем виде:

$$P = D(H) + S(H), \quad (1)$$

где P — биологическая продукция карбоната кальция; $D(H)$ — поток CaCO_3 , достигнувший глубины H ; $S(H)$ — поток растворяющегося карбонатного материала, не достигающего глубины H .

О величине $D(H)$ можно судить по количеству CaCO_3 , содержащегося в осадке. Эта характеристика выражается в весовых процентах и обозначается μ . В реальных условиях μ меняется от некоторой величины μ_0 на уровне лизоклина (глубина, начиная

с которой становится заметным процесс растворения частиц CaCO_3 до значений, близких к нулю на уровне КГК.

Вид функции $S(H)$ можно получить, если сделать предположение о компенсации потока биогенных карбонатных частиц из поверхностных слоев океана в его глубину потоком находящихся в растворе ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} . При этом предполагается, что значение потока растворенного CaCO_3 пропорционально разности реальной и равновесной [3] концентрации карбонатного иона в морской воде. Коэффициент пропорциональности имеет размерность скорости и полагается не зависящим от глубины. Таким образом, выражение (1) принимает следующий вид:

$$P = \frac{\mu(1-\mu_0)}{\mu_0(1-\mu)} P + W (\bar{Z} - Z(0) \exp((H-C)/a)), \quad (2)$$

где C и a — константы, полученные в результате анализа экспериментальных данных о зависимости равновесной концентрации карбонатного иона от температуры и давления [3].

Из (2) легко получить выражения для глубины проникновения карбонатного материала в осадки:

$$H = a \ln \left(\frac{\bar{Z}}{Z(0)} - \left(1 - \frac{\mu(1-\mu_0)}{\mu_0(1-\mu)} \right) \frac{P}{Z(0)W} \right) + C \quad (3)$$

и для значения коэффициента W

$$W = P \left(1 - \frac{\mu(1-\mu_0)}{\mu_0(1-\mu)} \right) (\bar{Z} - Z(0) \exp((H-C)/a))^{-1}. \quad (4)$$

Выражение (4) позволяет по геологическим и геохимическим данным, по современному океану, получить параметр W . Расчеты показали, что значение этого параметра близко к средней скорости апвеллинга для всего Мирового океана $W = (1,1 \pm 0,3) \times 10^{-5}$ см/с. Такое значение использовалось в наших расчетах. На рис. 2 показано, как влияет продукция морской биоты на глубину проникновения CaCO_3 в донные отложения при двух значениях атмосферной концентрации CO_2 — современной и равной 2500 млн.⁻¹. Видно, что с ростом продуктивности и концентрации углекислого газа увеличивается переходная зона между лизоклином [3, 5] и КГК [4].

Подключение к описанной в [4] модели предложенных здесь соотношений позволило провести совместный расчет изменений концентрации CO_2 в атмосфере и продуктивности морской биоты. При данной схеме расчета в модели возникали дополнительные обратные связи, суммарный эффект которых привел к некоторому увеличению рассчитываемых через уровень КГК значений концентрации углекислого газа в атмосфере (рис. 3).

На рис. 3 также видно, что среднее значение продуктивности морской биоты было на протяжении последних 130 млн. лет меньше, чем современная. Такой вывод противоречит принятой

точке зрения о том, что продуктивность океана в геологическом прошлом увеличивалась с ростом концентрации CO_2 в атмосфере. Главным аргументом в пользу такой гипотезы служил тот факт, что с ростом парциального давления CO_2 в атмосфере увеличивается продуктивность наземных экосистем, а следовательно, и вы-

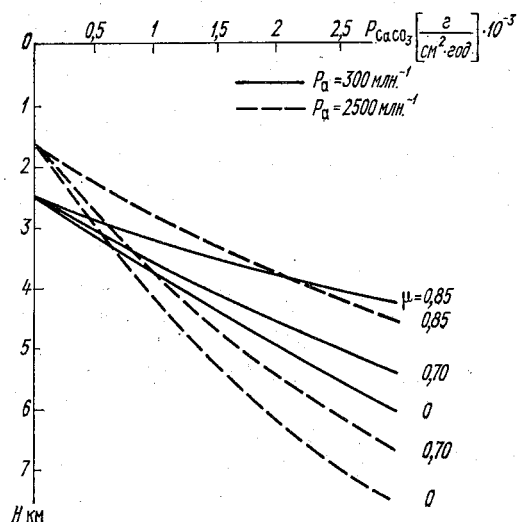
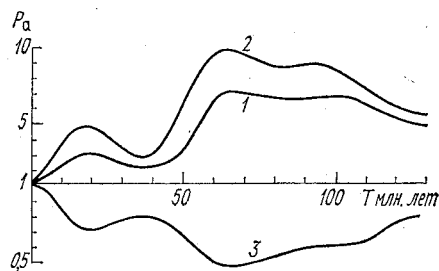


Рис. 2. Зависимость глубины проникновения карбоната кальция в донные осадки от продуктивности морской биоты (P) и парциального давления CO_2 в атмосфере (P_a).

нос питательных веществ в океан речным стоком. Однако, на наш взгляд, экосистему Мирового океана нельзя рассматривать как полностью открытую. Действительно, если обозначить ежегодный баланс фосфатов в океане за 1000 единиц, то окажется, что с реч-

Рис. 3. Результаты расчета изменений концентрации CO_2 в атмосфере и продуктивности морской биоты за последние 130 млн. лет.

1 — без учета колебаний продуктивности [4], 2 — с учетом деятельности морской биоты, 3 — изменения продуктивности (все величины нормированы на их современное значение).



ным стоком в океан попадает лишь 7, а остальные 993 единицы получаются в результате окисления оседающего в глубокие слои океана органического вещества. Для другого важнейшего биогенного элемента — азота, соответствующие цифры составляют 10 и 990 [1]. Иными словами, главную роль в обеспечении морской биоты питательными веществами играют процессы разложения оседающей органики и процессы перемешивания морских вод. Известно, что интенсивность океанической циркуляции уменьшается

с уменьшением горизонтального градиента температуры на поверхности океана [2]. Последний уменьшается при увеличении концентрации CO_2 в атмосфере и увеличении средней температуры поверхности Земли. Из этого следует, что рост концентрации CO_2 в атмосфере должен скорее приводить к падению продуктивности морской биоты в открытых частях океана. Тем не менее для более точных оценок изменений продуктивности морской биоты в прошлом требуется более подробная модель циркуляции океана, учитывающая основные процессы, связанные с биохимическим круговоротом питательных веществ, и процессы взаимодействия атмосферы и океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов. Термины. Понятия. Справочные таблицы.— М.: ГУНПО МО СССР, 1980.
2. Будыко М. И., Ефимова Н. А. Влияние углекислого газа на климат.— Метеорология и гидрология, 1981, № 2, с. 5—17.
3. Лапенис А. Г. О химическом равновесии природных вод с донными минералами.— Метеорология и гидрология, 1984, № 2, с. 46—53.
4. Лапенис А. Г. Связь парциального давления углекислого газа в атмосфере с уровнем критической глубины карбонатакопления в океане.— Метеорология и гидрология, 1984, № 9, с. 66—73.
5. Broecker W. S., Peng T.-H. Tracers in the Sea.— Columbia University, 1982.
6. Manabe S., Wetherald T. On the distribution of climate change resulting from an increase in CO_2 content of the atmosphere.— Atmos. Sci., 1980, vol. 37.

А. О. Селиванов, А. М. Воронов (ИВП АН СССР)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И РЕЧНОГО СТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР В ДОИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЙ ПЕРИОД (по историческим данным)

Пространственные и временные закономерности климата и стока не могут быть изучены полностью на основе довольно коротких рядов инструментальных наблюдений. Довольно перспективно поэтому изучение изменений климата и стока за исторический период из-за сопоставимости его со временем упреждения хозяйственно-целесообразных прогнозов.

Письменные источники и другие косвенные данные еще в XVIII—XIX вв. стали применяться для реконструкции климата исторического прошлого (Г. Крафт, Фр. Шнюрер, П. Райс, М. А. Боголепов). Колебания водности рек Западной и Восточной Европы специально изучал Е. В. Оппоков (1932, 1933 гг.). В послевоенные годы выполнялись в основном обобщения известных

ранее работ и уточнение имеющихся в них данных [5, 9]. Данные о суровости зим и влажности летних сезонов в различных частях Западной Европы и многие другие материалы обобщены Х. Лэмом [13].

Все перечисленные авторы сталкивались со значительными трудностями, связанными со слабой сопоставимостью историко-климатических и историко-гидрологических данных. По нашему мнению, можно выделить следующие проблемы: 1) фрагментарность наблюдений (фиксируют лишь выделяющиеся, экстремальные события, тогда как инструментальные ряды фиксируют как экстремальные, так и средние события); 2) достоверность и значимость фиксируемых событий, на которые влияли различные суеверия, историческая обстановка эпохи (войны и проч.), частота экстремальных событий; 3) климатическая (гидрологическая) интерпретация некоторых событий. Голод, например, может быть связан как с сильными засухами, так и с обильными летними дождями; 4) неполнота сохранности источников, которая может значительно исказить как пространственные, так и временные закономерности; 5) локализация описываемых событий; 6) различия календарей, например, в русских летописях год мог указываться как по церковному календарю (начало года 1 марта), так и по гражданскому (начало 1 сентября).

В дополнение ко всему, лишь немногие климатические и гидрологические характеристики, изменения которых оказывали наибольшее влияние на хозяйство и повседневную жизнь людей, фиксируются в исторических источниках. Х. Лэм справедливо отмечал, что наиболее надежными историческими индикаторами являются мягкость и суровость зим, дождливость или сухость летних сезонов [13]. Однако и короткая теплая волна в пределах прохладного в целом лета может заставить считать его экстремально теплым. Экстремально высокие (гораздо реже — экстремально низкие) весенние половодья являются довольно надежным историческим показателем стока рек, поскольку на равнинных реках умеренного пояса обычно более 50 % годового стока приурочено к весеннему половодью. Однако, по нашему мнению, обычно фиксируется максимальная высота воды (максимальный расход), тогда как растянутые половодья с большим расходом могут не отмечаться.

Значительную роль играет также способ обработки массовых исторических данных. Так, Е. П. Борисенков и В. М. Пасецкий [4] делают выводы на основе изменений во времени количеств экстремально засушливых и дождливых сезонов в Европейской России. Однако, по нашим расчетам, между этими рядами имеется положительная корреляция на 95 %-ном уровне значимости. Отсюда можно сделать вывод как об изменении «экстремальности» увлажнения, так и об изменениях в количестве фиксируемых экстремальных явлений вследствие каких-то социальных причин. Последнее более вероятно из-за приуроченности минимумов дождливых и засушливых лет к концу XIII и концу XIV вв., когда проис-

ходили наиболее опустошительные набеги татар и монгол на Русь. Не исключено также, что полученный результат связан с тем, что рассматриваемые экстремальные сезоны имели место лишь в отдельных частях довольно разнообразной по климатическим (в первую очередь, барико-циркуляционным) и гидрологическим условиям Русской равнины.

Авторы настоящей работы провели обобщение всех имеющихся в их распоряжении данных об экстремальных климатических и гидрологических сезонах XI—XVIII вв. в Восточной Европе, а также материалов по Западной Европе в объеме публикаций М. А. Боголепова [2, 3] и Е. В. Оппокова [10]. При этом, в противоположность другим исследователям, мы попытались рассмотреть также данные (сравнительно малочисленные) об экстремальных по температуре и увлажнению переходных сезонах.

В целях более точной локализации экстремальных событий (фактор 5) они рассматриваются отдельно по следующим крупным регионам: Новгородская земля, сток которой осуществляется преимущественно на север; Владимиро-Суздальская и Московская земли (в основном, бассейн Волги); Киевская Руль (преимущественно бассейн Днепра); Прибалтика и Польша (бассейн Балтийского моря), а также Западная Европа в целом. Данных по Северной Руси и Нижней Волге слишком мало для обобщения.

Общие количества экстремальных сезонов разного рода во всех районах Европейской России значительно изменялись и были наибольшими во 2-й половине XII в.—первой половине XIII в.—2-й половине XIV в.—первой половине XV в. и в XVII—XVIII вв. Первый и последний из этих максимумов приурочены соответственно к малому климатическому оптимуму (хотя и к заключительной его фазе) и к малому ледниковому периоду, а второй — к переходной эпохе между ними. Однако влияние на эти выводы факторов 2 и 4 также нельзя исключить. Для его уменьшения рассматривалась доля экстремальных сезонов каждого рода (дождливое лето, засушливое лето, мягкая зима, суровая зима, снежная или дождливая зима, сухая зима, высокое весеннее половодье и проч.) среди всех экстремальных сезонов за данный промежуток времени — 50 лет.

Для количественного анализа связи экстремальных сезонов различного рода (внутри регионов и между ними) использовался показатель следующего вида:

$$R = \frac{k-l}{N} \frac{N_2}{N_1},$$

где k и l — соответственно количество совпадений и несовпадений (например, суровая зима и мягкая зима) экстремальных сезонов; $N_2/N_1 \geq 1$ — отношение количеств экстремальных сезонов в сравниваемых рядах (вводится для учета возможного отсутствия данных об экстремальном сезоне в более коротком ряду); $N = N_1 + N_2$ — $k - l$ — общее количество сравниваемых пар.

Проведенный анализ позволил выявить некоторые связи экстремально высоких весенних половодий с режимом температуры и увлажнения. Установлено, что во всех регионах высокие весенние половодья отмечаются чаще всего после суровых и много-снежных зим, а также после холодных и влажных осенних сезонов. Связь с суровостью предшествующих зим наиболее интенсивна для Западной Европы и Прибалтики и Новгородской земли, тогда как связь с зимним увлажнением здесь довольно слаба ($R < 10\%$), т. е. экстремально высокие половодья отмечаются после средних по снежности зим. По всей вероятности, это связано с незначительной изменчивостью зимнего увлажнения и его общей достаточностью в этих регионах, а также «дружностью» половодий из-за значительного промерзания грунтов. В Прибалтике и Польше высокие весенние половодья связаны также с весенним увлажнением, что вполне объяснимо большей ролью дождевого питания рек этого района по сравнению с другими.

В киевских летописях экстремально высокие половодья по каким-то причинам фиксировались крайне редко. Поэтому для характеристики изменчивости стока Днепра за исторический период мы использовали данные Г. И. Швеца [11, 12], В. Н. Адаменко и др. [1], полученные из мощностей годовых слоев ленточных глин Сакского озера. Изменение доли лет с экстремально высоким стоком Днепра, связанным в первую очередь с высокими весенними половодьями, обусловлено (на 95 %-ном уровне значимости) изменчивостью доли экстремально снежных зим.

Характерно, что изменение речного притока в Каспийское море, по балансовым данным Р. К. Клиге [7, 8], не обнаруживает сходства с повторяемостью экстремальных климатических сезонов во Владимиро-Суздальской и Московской землях.

Для всех регионов по 50-летним осреднениям характерны разнонаправленные изменения летнего и зимнего увлажнения, что свидетельствует об «уравновешивании» климатических экстремумов в этом масштабе времени, особенно в Западной Европе, изменчивость климата которой вообще невелика. Однако число совпадений экстремумов в пределах одного года, как отмечал и М. И. Ляхов [9], невелико. Экстремально влажные зимы отмечаются чаще всего через год-два после летних засух, т. е. период колебаний увлажненности составляет несколько лет.

Характерно, что в Прибалтике доля экстремально засушливых и влажных летних сезонов изменяется единообразно, а в более восточных районах их ход разнонаправлен. Это свидетельствует о сравнительно небольших вековых изменениях общей увлажненности в климате, переходном к морскому. Основным процессом здесь было изменение «экстремальности» климатических условий к ее увеличению при значительных глобальных потеплениях и похолоданиях. В Западной Европе изменения доли экстремальных сезонов сравнительно невелики.

Большая часть экстремальных климатических сезонов отмечалась одновременно на всей Восточно-Европейской равнине, причем

наиболее тесные связи установлены между событиями в Киевской и Владимиро-Суздальской и Московской землях ($R > 50\%$). Несколько меньше показатель их связи с событиями в Новгородской земле ($R = 35 \div 45\%$), расположенной в существенно иной широтной зоне.

Значительно менее одновременны были экстремальные климатические события в центре Восточно-Европейской равнины, с одной стороны, и в Прибалтике и Польше, с другой ($R < 26\%$). Экстремальные климатические события в Западной Европе очень редко были одновременны с другими районами ($R < 10\%$), возможно, частично это обусловлено тем, что Западная Европа не является единой с климатической и гидрологической точек зрения. Суровые зимы по сравнению с другими экстремальными сезонами наиболее часто охватывали все рассматриваемые регионы ($R > 50\%$), тогда как экстремальные по увлажнению сезоны, и особенно высокие весенние половодья, являющиеся следствием нескольких климатических факторов, довольно редко происходили в одни и те же годы в различных крупных речных бассейнах ($R < 25\%$).

Обращает на себя внимание, что экстремальные по суровости и увлажнению зимы наиболее часто отмечались одновременно на всей территории Европы в XV—XVI вв. Вероятно, это связано с усилением циклонической деятельности, особенно зимой, при переходе к малой ледниковой эпохе [13].

Проведенный анализ, как нам представляется, демонстрирует целесообразность применения предлагаемого метода обработки исторических материалов для выявления пространственных и временных особенностей изменения климата прошлого. Однако способы сопоставления этих данных с материалами по инструментальному периоду являются предметом дальнейшей работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко В. Н., Масанова М. Д., Четвериков А. Ф. Индикация изменений климата: Методы анализа и интерпретации.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— 111 с.
2. Боголепов М. Н. Колебания климата в Западной Европе с 1000 по 1500 год.— Землеведение, т. 15, 1908.
3. Боголепов М. Н. Материалы к вопросу о колебаниях климата.— Землеведение, т. 18, 1911.
4. Борисенков Е. П., Пасецкий В. М. Экстремальные природные явления в русских летописях XI—XVIII вв.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.
5. Бучинский И. Е. О климате прошлого Русской равнины. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеиздат, 1957.— 142 с.
6. Дроздов О. А. О связи увлажнения с термическим режимом при колебаниях климата.— Метеорология и гидрология, 1977, № 4, с. 3—10.
7. Клиге Р. К. Реконструкция составляющих водного баланса Каспийского моря.— В кн.: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М., 1980.
8. Клиге Р. К. Изменения глобального водообмена.— М.: Наука, 1985.— 247 с.
9. Ляхов М. Е. Климатические экстремумы в центре Европейской территории СССР в XIII—XX вв.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1984, № 6, с. 68—74.

10. Оппоков Е. В. Колебания уровня Каспийского моря как показатель водности рек его бассейна в историческое время.— Зап. ГГИ, 1932, т. 7, с. 5—15.
11. Швец Г. И. Выдающиеся гидрологические явления на юго-западе СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 244 с.
12. Швец Г. И. Многовековая изменчивость стока Днепра.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 83 с.
13. Lamb H. H. Climate: Present, Past and Future. V. 2. Climatic history and the future. L.: Methuen, 1977.

Л. А. Иванова (ГГО)

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК ВОЗМОЖНОГО АДВЕКТИВНОГО ТУМАНА И СВЯЗАННОГО С НИМ ГОЛОЛЕДООБРАЗОВАНИЯ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ НЕЗАМЕРЗАЮЩИХ ВОДОЕМОВ

Целью настоящей работы является оценка характеристик адвективного тумана и максимально возможных гололедных отложений на разных расстояниях от уреза воды в прибрежных районах строящегося водохранилища и нижнего бьефа Нижнебурейской ГЭС. В зимний период в окрестности открытых водоемов резко возрастает потенциальная возможность туманообразования. Переход холодной воздушной массы на теплую водную поверхность вызывает образование и развитие тумана, который при дальнейшем продвижении над сушей и удалении от уреза воды будет рассеиваться. Наличие капельно-жидкой влаги в тумане при отрицательных температурах воздуха создает предпосылки для образования гололедных отложений на различных объектах, в том числе на проводах ЛЭП и ЛС. Процесс гололедообразования является одним из опаснейших метеорологических явлений. Важнейшей характеристикой гололедообразования является его интенсивность. Для решения вышеописанной задачи был применен подход, описанный в работе [4].

Для расчета была использована двумерная квазистационарная модель горизонтально-неоднородного планетарного пограничного слоя атмосферы, обобщенная на случай учета фазовых переходов влаги. Отыскивается численное решение системы уравнений, включающей уравнения движения, уравнение неразрывности, уравнения, описывающие перенос тепла и влаги, уравнение баланса турбулентной энергии, соотношения подобия и размерности и гипотез замыкания для пути смещения. Для оценки интенсивности намерзания льда на цилиндрических проводах использована методика, предложенная в [2]. Реализация численной схемы, предложенной в [4], позволяет решать задачу определения нежелательных антропогенных воздействий на характеристики метеорологических элементов в районе проектируемых водохранилищ и участков воды, в зимний период непокрытых льдом.

Результаты численных экспериментов. Исходными данными для расчета изменения микроклиматических характеристик воздуха на разных расстояниях от уреза послужили среднемесячные многолетние метеорологические данные наблюдений, характерные для района, окружающего исследуемый участок р. Буреи. Кроме того, в расчетной схеме используется среднемесячная прогностическая температура поверхности воды.

Результаты, используемые при реализации предлагаемой численной модели, существенно зависят также и от длины пути воздушного потока над водной поверхностью в направлении ветра (или при преобладающем в рассматриваемом интервале времени направлении ветра). Эта величина в модели названа размером водохранилища L . Данные расчетов представлены для трех размеров водоемов: $L_1=700$ м, $L_2=1500$ м, $L_3=5000$ м. На рассматриваемом участке р. Буреи в районе пос. Нижнебурейский в направлении преобладающего ветра размер L_1 представляет собой средний, а L_2 — максимальный; L_3 — размер водохранилища в районе проектируемого пос. Гидростроителей.

Ввиду отсутствия экспериментальных данных о высоте пограничного слоя h и соответствующих ей значений метеорологических параметров были приняты следующие значения. Согласно [3], для летнего сезона $h \approx 1000$ м, для весеннего — $h \approx 600$ м, для зимнего — $h \approx 400$ м. Скорость геострофического ветра для зимне-осеннего сезона равна 6 м/с, для остального времени 10 м/с.

Численное моделирование показывает, что в районе нижнего бьефа ($L_2=1500$ м) наибольшее изменение среднемесячной температуры воздуха будет происходить зимой в связи с образованием полыньи. Вблизи уреза воды произойдет повышение среднемесячной температуры воздуха в январе на $5,4^\circ\text{C}$. Наличие незамерзающей полыньи будет сказываться на температурном режиме воздуха зимой до расстояний 5 км от берега реки.

При наличии открытой воды в зимние месяцы ожидается образование тумана. Мощность ожидаемого тумана представлена в табл. 1. В январе будет наблюдаться туман с наибольшей

Таблица 1

Мощность возможного тумана h м в прибрежной зоне незамерзающего водохранилища в зависимости от его размеров

Размер водохранилища <i>L</i> м	Расстояние от уреза воды, км													
	урез	1	2	3	урез	1	урез	1	урез	1	урез	1	2	3
	январь				февраль		март		ноябрь		декабрь			
	урез	1	2	3	урез	1	урез	1	урез	1	урез	1	2	3
700	15,3	10,8	0	0	8,5	2,2	2,1	0	2,6	0	14,3	9,8	0	0
1500	25,1	33,8	15,3	1,1	15,4	4,3	2,7	0	3,1	0	24,1	33,1	14,3	0,9
5000	—	лед	—	—	лед		лед		4,9	0	—	лед		—

мощностью (до 33 м), который будет рассеиваться только на расстоянии 3 км от берега. Максимальная интенсивность гололедообразования на урезе воды составит 22,2 г/м·ч (на высоте 2,3 м) и порядка 10,2 г/м·ч на высоте 10 м (табл. 2). Как следует из

Таблица 2

Максимальная интенсивность возможного гололедообразования I_m г/м·ч (числитель) и соответствующая высота отложения hI_m м (знаменатель) в прибрежной зоне незамерзающего водохранилища в зависимости от его размеров

Размер водохранилища L м	Расстояние от уреза воды, км															
	урез	1	2	3	урез	1	урез	1	урез	1	урез	1	2	3		
	январь				февраль		март		ноябрь		декабрь					
700	$\frac{18,1}{1,5}$	$\frac{2,2}{4,1}$	0	0	$\frac{12,2}{1,1}$	$\frac{0,9}{1,4}$	$\frac{0,5}{0,5}$	0	$\frac{0,6}{0,5}$	0	$\frac{17,9}{0,7}$	$\frac{2,0}{3,9}$	0	0		
1500	$\frac{22,2}{2,3}$	$\frac{4,7}{7,1}$	$\frac{1,8}{6,2}$	$\frac{0,6}{0,4}$	$\frac{16,9}{2,1}$	$\frac{1,2}{2,3}$	$\frac{0,8}{0,7}$	0	$\frac{0,9}{0,7}$	0	$\frac{21,8}{2,0}$	$\frac{4,2}{6,9}$	$\frac{1,9}{6,1}$	$\frac{1,6}{0,3}$		
5000	лед				лед		лед		$\frac{10,1}{1,2}$	0	лед					

СНиП [6], для рассматриваемого района строительства Нижнебурейской ГЭС допустимая проектируемая нагрузка на проводе ЛЭП и ЛС диаметром 10 мм при высоте подвеса 10 м составляет 212 г/м. Таким образом, в январе и декабре допустимая проектируемая гололедная нагрузка вблизи уреза воды будет достигаться в среднем за 21 ч. В результате образования полыньи максимальное изменение среднемесячной влажности будет наблюдаться в марте и ноябре. Оно составит в прибрежной полосе шириной 1 км 0,3—0,7 гПа и распространится на расстояние до 3 км от берега.

В прибрежных районах водохранилища Нижнебурейской ГЭС ($L_3 = 5000$ м) наибольшее изменение среднемесячной температуры воздуха при наличии открытой поверхности воды будет в ноябре (на урезе воды $\Delta t = +4^\circ\text{C}$), при этом влияние водохранилища распространится более чем на 5 км. Изменение среднемесячной влажности достигнет максимального значения в ноябре ($\Delta e \approx \approx 1$ гПа на урезе воды).

Туман, образующийся в ноябре над незамерзающим водохранилищем, будет сноситься на берег. Мощность тумана на берегу будет достигать 4,9 м. Наибольшая интенсивность гололедообразования составит на урезе воды 9,3 г/м·ч на высоте 0,5 м.

Численные эксперименты показали, что наибольшие изменения в исследуемых микроклиматических характеристиках в прибрежных районах нижнего бьефа и водохранилища Нижнебурейской

ГЭС будут происходить зимой и поздней осенью в связи с перестройкой ледотермического режима р. Буреи, вызванной строительством ГЭС. Оценка влияния открытого водоема на структуру полей метеорологических характеристик в прибрежной зоне для зимних месяцев ранее не выполнялась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вагер Б. Г., Надеждина Е. Д. Пограничный слой атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 136 с.
2. Глухов В. Г. Метеорологические условия образования гололеда на высотных сооружениях.— Труды ГГО, 1972, вып. 311.— 96 с.
3. Егоров Б. Н., Надеждина Е. Д., Несина Л. В. К вопросу о методике расчета характеристик пограничного слоя в окрестности водоема.— Труды ГГО, 1980, вып. 444, с. 33—45.
4. Иванова Л. А. Использование модели горизонтально-неоднородного пограничного слоя для оценки параметров гололедных отложений.— Труды ГГО, 1984, вып. 483, с. 14—21.
5. Рекомендации по расчету изменений температуры и влажности воздуха на побережье водоемов.— Л.: Изд. ГГО, 1981.— 16 с.
6. Строительные нормы и правила (СН и П 2—6—74).— М.: Стройиздат, 1976.— 60 с.

Д. И. Антонов (ГГИ)

ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА, ОБУСЛОВЛЕННОЕ ТЕРМИЧЕСКИМ РАСШИРЕНИЕМ ОКЕАНА В XX СТОЛЕТИИ

Наблюдаемое в XX в. глобальное потепление [3 и др.], проявляется во всех звеньях климатической системы. В частности, оно вызывает термическое расширение вод Мирового океана (МО), и, следовательно, рост его уровня [10, 11, 13 и др.]. Другими возможными причинами колебаний уровня МО являются изменения объема покровных оледенений, подземный сток, понижение уровня озер и создание водохранилищ [6, 10 и др.].

Целью настоящей работы является оценка изменения уровня МО за счет термического расширения воды в период выявленного по эмпирическим данным [12] роста температуры поверхности Мирового океана с 1901 по 1960 г. Именно в этот период наблюдался и наиболее интенсивный рост уровня МО [6, 10, 13].

Акватория океана от 70° с. ш. до 50° ю. ш. была разделена на двенадцать десятиградусных широтных зон. В каждой зоне океан был представлен двумя слоями: верхним изотермическим, граница которого определялась по картам максимального ветрового и конвективного перемешивания [1], и главным термоклином, за нижнюю границу которого принималась граница промежуточных вод МО [9]. Главный термоклин в свою очередь был разделен на *m* подслоев, толщина которых с глубиной возрастала от 100 до

500—900 м. Климатические значения температуры и солёности воды были взяты на горизонтах 100, 200, 300, 500, 800 и 1200 м из работы [9].

Аномалии температуры воды океана были представлены относительно значений температуры в доиндустриальный период

$$\Theta(t, z) = T(t, z) - T(1860, z), \quad (1)$$

где t — время, годы; z — глубина, м.

Пренебрегая межширотным обменом, предположим, что изменения температуры глубокого океана, вызванные аномалиями температуры воды на его поверхности, описываются уравнением теплопроводности с постоянным для каждой широты эффективным коэффициентом турбулентной температуропроводности (K_z)

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = K_z \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2}. \quad (2)$$

В качестве начальных условий для каждой широтной зоны была задана разница температуры поверхности океана между 1951—1960 гг. и доиндустриальным периодом (ΔT_0), причем, основываясь на модельных расчетах по чувствительности климата к изменению содержания CO_2 в атмосфере [15], севернее 20° с. ш. она задавалась в 1,7 раза, а южнее 20° ю. ш. — в 1,1 раза большей, чем для зоны 20° с. ш. — 20° ю. ш. В среднем по Мировому океану эта разница была выбрана равной $0,5^\circ\text{C}$ [3].

Граничными условиями на поверхности служили 10-летние скользящие значения температуры поверхности океана [12], предварительно аппроксимированные на интервале 1901—1960 гг. функцией

$$\Theta(t, 0) = ae^{bt} + d, \quad (3)$$

где a , b — определялись по методу наименьших квадратов; d выбиралось так, чтобы $a + d = \Delta T_0$.

Это позволило получить для океана бесконечной глубины простое аналитическое решение уравнения (2):

$$\Theta(t, z) = \Theta(t, 0) e^{-Hz}, \quad (4)$$

где $H = \sqrt{b/K_z}$. Однако при расчете термического расширения МО изменениями температуры ниже главного термоклина пренебрегалось. Как следует из [11], учет этих изменений увеличивает результат не более, чем на 1 %.

В настоящее время общепринятых оценок K_z не существует, наиболее часто используют величины K_z , определенные по распространению пассивных трассеров в океане. Например, в [17] такие оценки были получены для Атлантического, Тихого и Индийского океанов, причем глобальная оценка K_z составила $1,7 \text{ см}^2/\text{с}$. В предположении, что небольшие положительные возмущения потока тепла ведут себя как пассивные трассеры, в работе [14] была

получена зависимость K_z от частоты Вьяйсяля—Брента на глубине зимнего перемешанного слоя и построена карта его географического распределения. Осреднение по МО результатов этой работы дает значение K_z , приблизительно равное $1 \text{ см}^2/\text{с}$.

Э. К. Бютнер [2] было показано, что коэффициенты, полученные по пассивным трассерам при использовании в задачах о переносе тепла в глубокий океан, необходимо в несколько раз уменьшить. Этот вывод подтверждается при анализе изменения термической структуры глубоких слоев океана, обнаруженного по данным океанологических разрезов для двух широт в Северной Атлантике (24° с. ш., 36° с. ш.). Уравнение (2) для этих широт решалось нами численно при различных значениях K_z . Граничные условия на поверхности задавались рядами температуры поверхности океана [12] или температуры воздуха у поверхности Атлантики [4]. При каждом значении K_z из вычисленного вертикального профиля температуры для 1981 г. вычитался температурный профиль для 1957 г. (на широте 24° с. ш.) или 1959 г. (широта 36° с. ш.). Эти изменения профиля температуры сравнивались с результатами глубоководных океанологических наблюдений [16]. Наилучшее согласование эмпирических данных об изменении температуры в глубоких слоях Северной Атлантики с рассчитанными по (2) наблюдается при уменьшении определенной по пассивным трассерам величины K_z по крайней мере вдвое. Это обстоятельство привело к необходимости выполнения серии расчетов изменения уровня МО, в которых K_z изменялось от 0,35 до $1,7 \text{ см}^2/\text{с}$.

Изменения уровня МО оценивались по следующей формуле:

$$\Delta U_i = \frac{\sum_{j=1}^{12} \sum_{k=1}^m e_k \Delta z_k \Theta_{ki} S_j}{\sum_{j=1}^{12} S_j}, \quad (5)$$

где ΔU_i — изменение уровня МО для i -го десятилетия за счет термического расширения океана; e_k — коэффициент термического расширения при атмосферном давлении как функция температуры и солёности воды k -го слоя [8]; Δz_k — толщина k -го слоя; Θ_{ki} — аномалия температуры воды k -го слоя i -го десятилетия; S_j — площадь океана j -й широтной зоны.

Результаты расчетов изменения уровня МО за период с 1901 по 1960 г. представлены на рисунке. При отсутствии теплообмена ВКС с главным термоклином ($K_z=0$) термическое расширение приведет к разнице уровней МО между 1951—1960 гг. и 1901—1910 гг., равной 8 мм. Наиболее вероятному диапазону значений эффективного коэффициента турбулентной теплопроводности ($0,35$ — $0,85 \text{ см}^2/\text{с}$) соответствует изменение уровня МО от 2 до 3 см.

Используя уравнение (2), можно грубо оценить вклад адвекции в изменение уровня МО за счет термического расширения.

Для этого толщина нижнего слоя в широтных зонах 70° — 60° с. ш. и 40° — 50° ю. ш. (приблизительно соответствующих районам образования промежуточных вод МО [7]) была увеличена до 5000 м. Предположим, что это эквивалентно заданию дополнительного притока тепла в глубокие слои зоны 60° с. ш.— 40° ю. ш. за счет адвекции из высоких широт. Эти расчеты показали, что уровень МО дополнительно увеличивается не более, чем на 1 мм.

Оценка эффекта термического расширения на глобальных одномерных моделях в работах [11, 13], полученная при K_z , равном

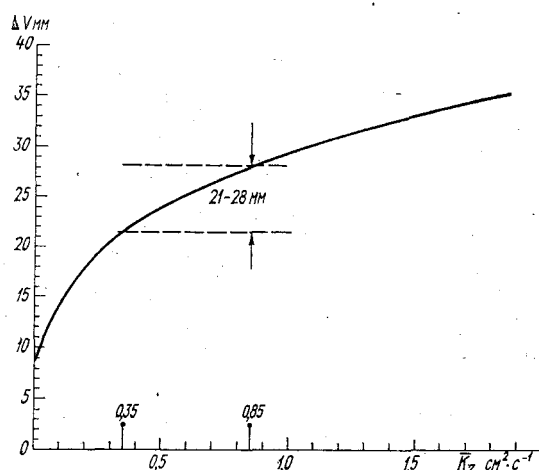


Рисунок. Изменение уровня Мирового океана за 1901—1960 гг. ($\Delta U = \Delta U_{1951-60} - \Delta U_{1901-10}$), обусловленное термическим расширением воды, в зависимости от эффективного коэффициента турбулентной теплопроводности, среднего для зоны 70° с. ш.— 50° ю. ш. (K_z).

На рисунке выделен интервал ΔU , соответствующий наиболее вероятному диапазону значений K_z для Мирового океана.

соответственно 1,2 и 1,4 $\text{см}^2/\text{с}$, и априорном задании изменения температуры ВКС ($\approx 0,3^\circ\text{C}$) составила около 2 см, это приблизительно на 30—40 % меньше, чем получено по принятой здесь модели Мирового океана при $K_z = 1,3 \text{ см}^2/\text{с}$ и использовании аппроксимации (3) для температуры воды на поверхности океана.

В работах [5, 6] изменение уровня МО в XX в. объясняется в основном с позиций гляциоэвстатической теории: 76 % общего изменения уровня МО объясняется сокращением запасов льда планеты, 25,3 % этих изменений составляет вклад подземного стока, 11,3 % — озера и 12,6 % — водохранилища. Одновременно в работе [5] изменения объема Мирового океана за счет термического расширения предполагаются пренебрежимо малыми. Однако, согласно результатам настоящей работы, вкладом термиче-

ского расширения океана пренебрегать нельзя. Он может составлять от 20 до 40 % общего изменения уровня МО в XX в., которое оценивается в 7—10 см [6, 10, 13 и др.].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов.— М.: ГУНМО МО СССР, 1974, 1977, 1980.
2. Бютнер Э. К. Реакция океана на изменения парникового эффекта атмосферы.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1983, т. 19, № 8, с. 892—895.
3. Влияние увеличения количества углекислого газа в атмосфере на климат.— В кн.: Материалы советско-американского совещания, 15—20 июля 1980 г.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— 57 с.
4. Ковычева Н. П. Изменение зонально осредненной приземной температуры воздуха над сушей и океанами северного полушария за период 1891—1978 гг.— Труды ГГИ, 1983, вып. 280, с. 64—76.
5. Дзюба А. В. и др. Об эвстатических колебаниях уровня океана и их прогнозирование.— Метеорология и гидрология, 1984, № 7, с. 56—62.
6. Клинге Р. К. Изменения уровня океана в истории Земли.— В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982, с. 11—22.
7. Кукса В. И. Промежуточные воды Мирового океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.— 272 с.
8. Океанографические таблицы.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 475 с.
9. Степанов В. Н. Мировой океан.— М.: Знание, 1974.— 255 с.
10. Barnett T. P. Recent changes in sea level and their possible causes.— Climatic Change, 1983, v. 5, pp. 15—38.
11. Etkins R., Epstein E. S. The rise of global sea level as an indication of climatic change.— Science, 1982, v. 215, pp. 287—289.
12. Folland C. K. et al. Worldwide marine temperature fluctuations 1856—1981.— Nature, 1984, v. 310, pp. 670—673.
13. Gornitz V. et al. Global sea level trend in the past century.— Science, 1982, v. 215, pp. 1611—1614.
14. Hansen J. et al. Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms.— Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys. Monograph 29, Maurice Ewing, 1984, v. 5, pp. 130—163.
15. Manabe S., Stouffer I. Sensitivity of a Global Climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere.— J. Geophys. Res. 1980, v. 85, no. C10, pp. 5529—5554.
16. Roemmich D., Wunsch C. Apparent changes in the climatic state of the deep North Atlantic Ocean.— Nature, 1984, v. 307, pp. 447—450.
17. Yuan-Hui Li et al. The average vertical mixing coefficient for the oceanic thermocline.— Tellus, 1984, v. 36B, pp. 212—217.

М. В. Шабалова (ГГИ)

О ТРАНСФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВОЗДУШНЫХ МАСС НАД НЕИСПАРЯЮЩИМ КОНТИНЕНТОМ

При оценке гидрологического режима суши, лишенной растительности, необходимо решить задачу о трансформации влажного воздуха океана при его натекании на неиспаряющий континент. Такой модельный случай имитирует условия далекого прошлого, до выхода первых растений на сушу, а также может являться

первым приближением при изучении гидрологического режима слабоиспаряющих участков суши, таких, например, как пустыни.

В данной работе используется простая модель влагообмена в тропосфере, имеющая две независимые переменные: вертикальную координату z и горизонтальную x и две прогностические переменные: потенциальную температуру Θ и удельную влажность q . При моделировании учитываются следующие физические процессы: адвективный перенос с постоянной горизонтальной скоростью воздушного течения u , вертикальный турбулентный обмен и конденсация [4]. Пренебрегая радиационными притоками тепла к тропосфере, эти механизмы и определяют поля температуры и влажности в тропосфере. Сконденсировавшаяся на каждом из вертикальных уровней влага после интегрирования дает осадки r , причем предполагается, что все осадки уходят в сток без испарения.

На подстилающей поверхности должно выполняться уравнение теплового баланса, которое является нижним граничным условием для температуры.

Характерные профили температуры и влажности в набегающем потоке, отвечающие условиям испарения над океаном на данной широте, рассчитываются в соответствии с методикой работы [4]; там же описаны не упоминаемые в данной работе параметры. Совершенно необходимым является также учет баланса водяного пара в атмосфере. При отсутствии местного испарения все осадки r будут адвективного происхождения. Условия баланса влаги для континента примем в следующем виде [1]:

$$u \delta W = \int_0^{L_2} r(x) dx.$$

Здесь $\delta W = W|_{x=0} - W|_{x=L_2}$ — изменение влагосодержания атмосферы, L_2 — длина рассматриваемого участка суши (либо всего континента). Поле температуры над континентом, и в частности, температура верхней тропосферы, зависит от интенсивности осадков. Поэтому верхнее граничное условие для температуры выбираем для каждого значения $x=x_0$ на основании закона сохранения влаги в атмосфере

$$\Theta|_{z=H} = \Theta_H,$$

$$\delta W u = \int_0^{x_0} r(\Theta_H, t) dt.$$

Для удельной влажности принимаются однородные граничные условия ($H=9$ км):

$$\left. \frac{dq}{dz} \right|_{z=0} = 0, \quad q|_{z=H} = 0.$$

Первое из них означает отсутствие испарения с подстилающей поверхности, второе — обсуждено в [4]. Задание малых фиксированных значений удельной влажности на верхнем уровне, исполь-

зуемое во многих моделях, практически не влияет на результаты.

Приход суммарной солнечной радиации к поверхности Земли зависит в основном от широты, сезона, облачности и альбеда подстилающей поверхности. Что касается облачности, то она задается своим среднеклиматическим значением на данной широте [2] во всех членах уравнения теплового баланса в соответствии с работой [3]; отсюда же взят широтный ход возможной суммарной радиации. Альbedo подстилающей поверхности принято равным 0,1.

Для расчета эффективного излучения поверхности I применялись две методики. В первой из них учет влияния водяного пара на эффективное излучение производился с использованием значения упругости водяного пара e у поверхности Земли [3]. Главная часть уходящего излучения $[Вт/м^2]$ выглядит так (обозначения в [3]):

$$I = 0,95 \sigma T_a^4 (0,739 - 0,015e) f(n).$$

Здесь $f(n)$ — функция, отражающая зависимость I от облачности. Второй использованный подход к определению I изложен в работе [5]. В ней противоизлучение атмосферы учитывается через интегральную характеристику — влагосодержание, так что

$$I = 0,95 \sigma T_a^4 \xi(W),$$

причем функция ослабления $\xi(W)$ определяется по эмпирической формуле

$$\xi(W) = \frac{1}{1 + 1,75W^{0,416}}.$$

Турбулентный поток тепла взят в обычной форме [3]

$$P = \rho c_p C_\Theta u \Delta \Theta.$$

Поток тепла в почву принимается равным 0,1 от радиационного баланса.

Таким образом, уравнение теплового баланса, являясь нижним граничным условием смешанного типа, по температуре, нелинейно и зависит от второй прогностической переменной q через I

$$0,9Q_0 f_1(n)(1 - \alpha) - 0,9I - 0,9 \cdot 4 \cdot 0,95 \sigma T_a^3 (T_s - T_a) - P = 0,$$

где $f_1(n)$ — функция, определяемая зависимостью суммарной радиации от облаков [3].

Описанная система уравнений решалась методом конечных разностей с применением метода итераций для постановки граничных условий.

Полученные результаты, в частности, картины распределения осадков, различны в зависимости от основного параметра, которым является количество суммарной радиации, приходящей к поверхности Земли. Все остальные параметры либо фиксированы, либо подстраиваются под этот основной (например, балл облачности). Была получена серия результатов расчета с различными

значениями основного параметра Q_0 . Рассмотрим картины распределений метеорологических элементов с максимальным и минимальным значениями Q_0 . Эти варианты можно интерпретировать как соответственно летние и зимние условия инсоляции.

Для малых Q_0 (зимой) при натекании относительно теплого влажного воздуха на холодный континент в нижних слоях атмосферы начинается активная конденсация, захватывающая с удалением от берега толщу тропосферы вплоть до 4—5 км. Интенсивность осадков очень велика: в узкой прибрежной полосе она превышает среднюю интенсивность осадков над океанами на этой

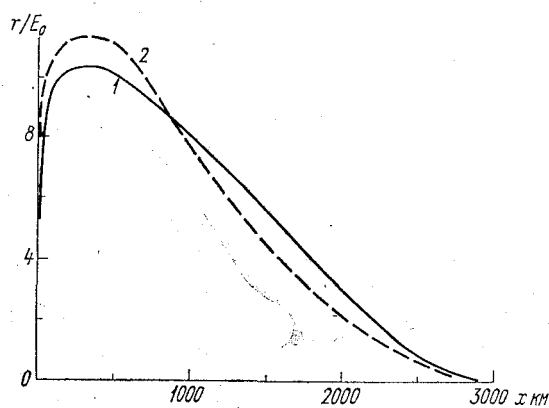


Рисунок. Зимнее распределение осадков с удалением от берега.

Температура океана $T_0 = 11^\circ\text{C}$, испарение с океана $E_0 = 4,5$ г/см²·с;
1 — $Q_0 = 90$ Вт/м², 2 — $Q_0 = 70$ Вт/м².

широте примерно на порядок (см. рисунок). Поскольку по предположению вся выпавшая влага уходит в сток без испарения, влагосодержание атмосферы быстро падает при сохранении высокой относительной влажности у поверхности. Здесь проявляются некоторые различия в двух способах параметризации ДВ излучения поверхности в уравнении теплового баланса. С быстрым падением влагосодержания противоизлучение атмосферы уменьшается и развивается интенсивное ДВ выхолаживания поверхности с образованием температурной инверсии над ней. При способе параметризации по [3] выхолаживание также имеет место, но оно значительнее. Осадки выпадают до тех пор, пока запасы адвективной влаги не истощатся, а в более глубоких областях континента мы имеем сухую атмосферу с почти линейным профилем температуры в ней. Ширина зоны осадков над зимним континентом около 3 тыс. км, горизонтальный градиент температуры на ее протяжении равен $20^\circ\text{C}/1000$ км.

При большом значении Q_0 (летние условия) прохладный влажный воздух океана надвигается на разогретую поверхность суши.

Температура в нижней тропосфере столь велика, что влажность не достигает насыщения и конденсация возможна только в верхних слоях тропосферы, бедных влагой. Поэтому при больших значениях суммарной радиации сохраняется значительное противоизлучение атмосферы, что поддерживает температуру поверхности высокой. Верхние слои тропосферы, прогреваясь теряя часть влаги, также на некотором расстоянии от берега перестают быть источником осадков. В результате существенной трансформации подвергается только профиль температуры, а почти весь водяной пар проносится транзитом через континент, не увлажняя его. Относительная влажность у поверхности Земли во внутренних частях континента составляет приблизительно 30 %, что обычно наблюдается в пустынях в жаркий сезон [1].

Результаты моделирования, таким образом, показывают, что без испарения с суши условия во внутренних частях континентов характеризуются отсутствием увлажнения и большими амплитудами в сезонном ходе приземной температуры воздуха. Хорошо увлажненной зоной с небольшими перепадами температур от зимы к лету оказывается только узкая прибрежная полоса суши. Именно этот маленький участок шириной не более 200 км мог быть пригодным для заселения его растительностью в те исторические времена, когда жизнь была сконцентрирована в океане. С другой стороны, при наличии полосы суши, уже завоеванной растительностью, с нее происходит активная подпитка океанических воздушных масс влагой, что позволяет осадкам проникать глубже внутрь континента, создавая тем самым благоприятные условия для дальнейшего продвижения растений по суше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О. А., Григорьева А. С.— Влагооборот в атмосфере.— Л.: Гидрометеониздат, 1963.— 309 с.
2. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.— Л.: Гидрометеониздат, 1981.— 311 с.
3. Тепловой баланс Земли/Под ред. М. И. Будыко.— Л.: Гидрометеониздат, 1978.— 39 с.
4. Шабалова М. В. Связь профилей температуры и влажности в атмосфере над океаном с равновесным градиентом температуры.— См. настоящий сборник.
5. Chen X.-Sh. Numerical study of climatic oscillations using a coupled atmosphere-ocean primitive equation model.— Journ. of Atm. Sci., v. 41, n. 5.

И. Ю. Локшина (ГГИ)

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ — ГОЛОЦЕНЕ

Голоцен, охватывающий последние 20 тыс. лет, характеризуется глубокой перестройкой структуры биосферы и представляет особый интерес, так как по нему с достаточной степенью

достоверности можно реконструировать неоднократно повторявшиеся в течение плейстоцена явления перехода от ледниковый к межледниковьям. Большой фактический материал, основанный на различных косвенных данных, позволяет установить последовательность климатических и экологических изменений.

Около 20—18 тыс. лет назад ледниковый покров в северном полушарии достиг максимального развития. В Европе граница ледника опустилась до широты Гамбурга, Берлина и Варшавы, а на Северо-Американском континенте ледяной покров толщиной 2 км простирался почти до 40° широты. Сильно увеличилась площадь горного оледенения в Альпах, Гиндукуше, Андах, Скалистых горах. Поскольку объем льда на континентах превышал современный на 50 млн. км³ [6], уровень Мирового океана снизился примерно на 80—100 м. Участки шельфа, бывшие под водой, осушались и становились частями материков и островов, подводные горы превращались в новые острова. Очертания суши существенно отличались от современных, на месте Балтийского и Северного морей была земля. Обширная суша протяженностью 1,5 тыс. км с севера на юг, называемая Берингией, соединяла Азию с Америкой, образуя мост, по которому могли мигрировать животные, а вслед за ними первобытные охотники.

Атмосферная и океаническая циркуляции значительно отличались от современной. Преобладали эффекты блокирования, траектория барических образований проходила над экваториальным сектором Атлантики. Над территорией Европейской части СССР существовал более развитый циклонический режим. Средняя скорость ветра превышала современную в 2—3 раза. Средняя годовая температура воздуха снизилась на 3°C на экваторе и на 10—12°C в умеренных широтах. Понижение температуры для океанов составило 2,3°C [5]. В то же время в ряде районов низких широт произошло резкое снижение количества осадков. В субтропиках зафиксировано значительное падение уровня озер и даже полное иссушение отдельных водоемов. В глубоководных осадках, поднятых у берегов Африки и Южной Америки, возросло содержание песчаной фракции, свидетельствующее об аридизации районов, развитии эоловых форм, наступлении пустынь [4]. Площадь тропических лесов в это время сократилась в несколько раз. Основная растительность была представлена саваннами разного типа. Резко континентальный климат с сухими и холодными зимами установился на большей части территории Европы, Центральной Азии и Северной Америки.

Во время максимума последнего ледникового географические ландшафты сместились на несколько градусов широты к экватору (см. рисунок). Смещение зон сопровождалось уменьшением их по площади. Между обитателями южных областей и животными, пришедшими с севера, возникала конкурентная борьба. Более высокоорганизованные группы постепенно отвоевывали пространство и пищу у менее конкурентноспособных организмов. В некоторых случаях (на небольших островах, в горах) происходила полная

смена географической среды, что также могло быть причиной вымирания отдельных видов растений и животных [2].

Начавшееся 17 тыс. лет назад глобальное потепление сопровождалось разрушением континентальных ледниковых щитов. Вероятнее всего, отступление представляло серию внезапных событий,

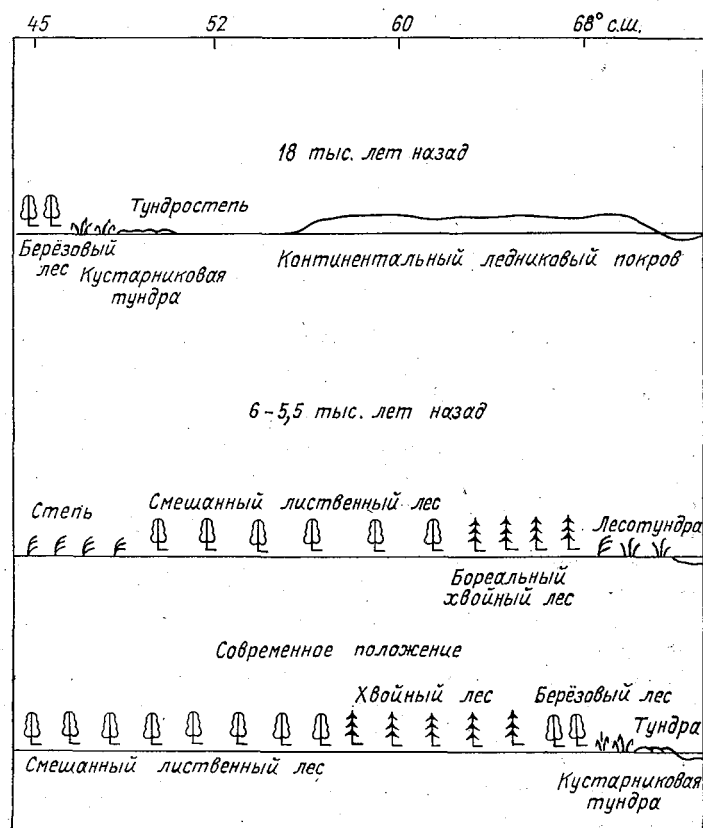


Рисунок. Различия в положении растительных зон в максимум последнего оледенения, в климатический оптимум голоцена и в настоящее время.

которые выражались в резких колебаниях температуры воды и воздуха. Дегляциация сопровождалась значительным повышением уровня Мирового океана, отдельные увеличения уровня могли иметь сердцевую природу. Приток холодной пресной воды в Атлантику и наличие большого количества айсбергов должны были сказаться на изменении альбедо земной поверхности. Эти процессы привели к усилению циркуляции, преобладанию процессов апвеллинга, уменьшению атмосферного содержания CO_2 и влаги.

и аридизации климата [7]. На фоне общего потепления отмечалось несколько похолоданий.

Последствия климатического оптимума голоцена наиболее ярко проявились в высоких широтах, где летняя температура была на 4°C выше современной. Значительно сократились объемы ледников на островах Северного Ледовитого океана. На Шетландских и Фарерских островах, на севере Норвегии произрастали древесные породы (см. рисунок). В прибрежных районах Западной Сибири арктическую тундру сменила лесотундра. Температура воды в Чукотском, Беринговом, Новогвинейском морях достигала максимальных для голоцена значений. Вследствие глобальной трансгрессии увеличилась глубина Мирового океана. Около 8,0 тыс. лет назад уровень океана превысил пороги Анцилового озера, и североморские воды заполнили Балтийскую котловину. Наступившая стадия Балтики — Литориновое море — характеризовалась максимумом солености. На берегах росли теплые и влажные широколиственные леса [3].

Во время оптимума голоцена северная граница летних муссонных дождей достигала 30° с. ш. На месте современной Сахары были саванны с богатой растительностью [1]. Влажные тропические леса сместились на север. Однако плювиальная фаза в низких широтах прерывалась периодами иссушения, в частности, засухой в Сахели 8—7 тыс. лет назад. Резкое снижение количества осадков привело к разрушению почв и поглощению растительности песками.

Продолжавшееся потепление вызвало уменьшение меридионального температурного градиента. Это привело к общему ослаблению зональной циркуляции и смещению центров действия атмосферы, что явилось причиной усиления континентальности в Европе и Северной Америке [8]. В суббореальный период температура воздуха в умеренных широтах была ниже современной на $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. В Арктическом бассейне увеличилась площадь морских льдов. В Исландии ледники спустились в долины, наступая на леса и торфяники. На Шпицбергене они уничтожили прибрежную древесную растительность. На Аляске на месте ольховых лесов развивалась осоковая тундра с островными редколесьями. Похолодание сопровождалось изменением режима осадков в разных широтных поясах. В увлажнении субтропических районов Азии и Африки преобладали зимние осадки, в то время как интенсивность летних муссонных дождей заметно снизилась [8]. Аридизация климата повлекла за собой расширение площади пустынь и смещение географических зон.

Нестабильность климата приводила не только к пространственному перемещению географических зон, но и к их частичной перестройке, появлению новых типов ландшафта. Поскольку продолжительность периода была невелика, палеонтологические изменения носили скорее палеоэкологический, а не филогенетический характер, хотя перемены местообитания растений и животных неизбежно сопровождались мутациями, деградациями и даже полным

исчезновением видов. В основном же изменения факторов среды вызывали миграцию организмов на большие расстояния за относительно короткие промежутки времени. Нарушение широтного характера зональности приводило к образованию рефугиумов, в период улучшения климата они были центрами расселения видов. В конечном итоге «карта» растительного и животного мира приобрела мозаичный характер.

Еще более драматические последствия имели кратковременные географически локализованные колебания климата (кризисы): похолодание позднего дриаса, засуха в Сахели 8—7 тыс. лет назад, чрезмерное выпадение осадков в долине Нила 12 тыс. лет назад и другие. Не приводя к глобальным перестройкам, они существенно влияли на размеры и местообитание локальных популяций, пластичность которых в данном случае была еще более ограничена. Кризисы часто являлись причиной вымирания животных, в особенности пойкилотермных.

Современные тенденции в изменении климата, несомненно, приведут в ближайшее время к перестройкам экологического режима. В настоящее время методы моделирования климатических систем не учитывают связанные с ними экологические процессы. Одним из наиболее достоверных приемов исследования может быть палеоклиматический анализ для отдельных узких временных срезов. Разработанный сценарий климата начала XXI в., по оценкам многих специалистов, имеет аналогом климатический оптимум голоцена. Детализированное изучение этого периода позволит ответить на вопрос о возможных экологических последствиях ближайших изменений глобального климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзенкова И. И. Современные изменения осадков в некоторых районах Африки и Индии.— Труды ГГИ, 1981, вып. 271, с. 31—40.
2. Будыко М. И. Глобальная экология.— М.: Мысль, 1977.— 327 с.
3. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 407 с.
4. Caratine e. a. Etude microscopique de la matière organique: palynologie et palinofacies.— In: Géochi. organique des sediments marins profonds. ORGON III.— Mauritanie e. a., 1979.— p. 215—247.
5. CLIMAP. The surface of the ice-age Earth.— Science, 1976, vol. 191, p. 1131—1135.
6. Flint R. F. Glacial and quaternary geology.— N-Y e. a.: Wiley & sons, 1971.— 892 p.
7. Flohn H. Actual palaeoclimatic problem from a climatologist's viewpoint.— In: Palaeoclim. Res. and Models.— Brussels: Reidel Publ., 1983, p. 17—33.
8. Pearson R. Climate and evolution.— London e. a.: Acad. Press, 1978.— 274 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Н. Г. Самбук. Результаты совместного рассмотрения водных балансов атмосферы и суши	3
А. М. Воронова, В. И. Швейкина. Применение метода ортогональных функций для анализа гидрометеорологических полей на европейской территории СССР	7
Н. М. Тиморшин. Метод оценки водных ресурсов крупных территорий	11
В. В. Шадрина. Методика расчета бесперебойного многолетнего регулирования стока малых рек Зауралья	15
Н. Г. Сербов. О влиянии местных факторов на максимальный слой стока весеннего половодья рек Западно-Сибирской равнины	20
Б. В. Киндюк. Расчет гидрографов дождевых паводков на малых реках УССР и МССР	24
А. Б. Шухободский. Обоснование выбора расчетного интервала времени при математическом моделировании гидрографов стока весеннего половодья на примере рек Нижнедевицкой ВБС	27
В. Ю. Смахтин. Физико-математическая модель формирования дождевого стока с учетом подповерхностного стекания и ее численная реализация	31
А. В. Сикан, А. Г. Ильичев. Расчет и прогноз ветви спада половодий и паводков на основе аналитической аппроксимации	35
М. В. Болгов. Дождевые паводки на территории МНР	39
Р. Ш. Месхия. Интерполяция и экстраполяция метеорологических элементов для моделирования гидрографа стока бассейна р. Риони	44
В. И. Дмитрук. Формирование и расчеты характеристик годового стока рек Забайкалья	47
А. Л. Маргарян. Модель расчета дождевого стока в средах со случайными неоднородностями	49
А. А. Тихомирова. Анализ полей осадков для задач гидрологического моделирования	53
Г. О. Хмаладзе. Применение распределения S_v Джонсона для описания процессов речного стока и атмосферных осадков	57
Л. И. Любич. О вычислении параметров трехпараметрического гамма-распределения методом наибольшего правдоподобия для анализа гидрологических рядов	60
О. В. Мезенцева, А. В. Мезенцев. Методические основы прогноза стока весеннего половодья	64
Н. А. Сперанская. Изменение во времени спектральной и гармонической структуры временных рядов стока рек Советского Союза	69
Р. И. Петрова. Статистический анализ микрорельефа участков склонов	75
Л. Н. Меерович. Некоторые результаты моделирования поля мутности в Невской губе	78
Р. М. Ведом. К вопросу о количественном соответствии величин основных режимных характеристик сточных озер	83

А. В. Иванов. Взаимодействие встречных разноплотностных потоков при различных коэффициентах турбулентной вязкости	87
В. Е. Леонов. Опыт расчета неустановившегося движения воды на р. Сухоне	89
В. А. Хайдарова. Расчет изменения стока с малого водосбора при наличии на нем орошаемых площадей	95
В. А. Котельников. Исследование влияния регионального перераспределения стока на водный режим водохранилища Верхнесви́рской ГЭС	100
В. И. Замышляев, А. А. Майский. Морфометрические зависимости для одноплесовых излучин	103
И. В. Диваков, М. В. Михайлова. Развитие новой дельты Терека и ее современное состояние	110
Ш. Р. Поздняков. Исследование начала движения донных наносов — вероятностно-детерминированный подход	114
В. И. Никора, Л. Б. Коваленко. Некоторые особенности сортировки донных наносов в песчаных руслах	119
С. А. Кондратьев, Р. М. Цаленчук. Гидродинамическая модель формирования стока взвешенных наносов в период дождевых паводков	123
Е. М. Чурило. К вопросу о гидравлических сопротивлениях некоторых типов сооружений	128
Т. Г. Войткова. Влияние плановой формы одиночной цилиндрической опоры на параметры воронки местного размыва	132
А. А. Васильев. Особенности гидравлично-гидрологического расчета мостов в условиях подпора от плотин ГЭС	135
А. Ю. Вансявичюс. К вопросу о гидравлике потока в узлах слияния	138
В. А. Ременюк. Упрощенная интерполяционно-гидравлическая модель расхода воды	141
Л. В. Ефремова. Экспериментальное исследование инфильтрации воды в снежный покров	145
Д. А. Деларов. Оценка зимнего испарения с сельскохозяйственных полей при снегозадержании	150
О. А. Лучинин. Прогноз температуры почвы для определения образования водонепроницаемого слоя на водосборе в период снеготаяния	155
С. Л. Лоптев. Исследование фильтрационных процессов в околодренной области на физических и аналоговых моделях	159
В. А. Чугунов. Метрологические характеристики дистанционных испарителей-лизи́метров	164
И. Б. Лисовский. Оптимизация распределения воды на орошение в условиях ограниченных водных ресурсов	168
М. Л. Марков, А. К. Беренсен. О формировании наледных полей и их влиянии на гидрологический режим рек	172
А. В. Пакутин. Расчет преобразования стока весеннего половодья с болотных массивов при осушении	177
Р. Р. Абдураупов. Результаты полевых исследований волнового (циклического) способа полива по бороздам	180
В. М. Прилепин. Учет гидрогеологических условий при факторно-регрессионном моделировании подземного стока в Пермском Приуралье	185
С. А. Банников. Влагообмен зоны аэрации с водоносным слоем (на примере основных сельскохозяйственных культур в Заволжье)	190
С. В. Долгов. Структура многолетних колебаний полей подземного стока рек и стокоформирующих факторов	192
М. И. Казаков. Об интенсификации использования запасов подземных вод путем искусственного перераспределения подземного стока	197
Г. А. Паничкина. Способ учета изменчивости расходов воды при расчетах предельно допустимых сбросов сточных вод в реки	201
В. В. Циркунов. Многолетние изменения концентраций главных ионов в воде «фоновых» рек и возможности их использования для оценки антропогенного воздействия	204
	265

Н. В. Степанова. Тяжелые металлы в водной системе р. Нева.— Невская губа—восточная часть Финского залива	209
М. В. Михайлова. Поле солёности воды на взморье Дуная и его связь со стоком и ветром	212
Л. В. Коротун. Статистическая оценка распределения тяжелых металлов в донных отложениях Невской губы и восточной части Фин- ского залива	216
И. В. Диваков. Динамика полей солёности и мутности на устье- вом взморье Терека.	218
М. В. Шабалова. Связь профилей температуры и влажности в атмосфере над океаном с равновесным градиентом температуры . .	223
Л. Ю. Коткова. Некоторые методические аспекты изучения атмо- сферного влагооборота с использованием тритиевой метки	227
Н. А. Лемешко. К вопросу об оценке возможных изменений водного баланса при региональных изменениях климата	231
И. Б. Есеркепова. Оценка изменений температуры воздуха в Се- верном Казахстане в результате освоения целинных и залежных земель	235
А. Г. Лапенис. Влияние морской биоты на положение уровня критической глубины карбонатакопления в океане и концентрацию углекислого газа в атмосфере	239
А. О. Селиванов, А. М. Воронов. Пространственно-временные закономерности изменения климата и речного стока Европейской части СССР в доинструментальный период (по историческим данным)	243
Л. А. Иванова. Оценка характеристик возможного адвективного тумана и связанного с ним гололедообразования в прибрежных районах незамерзающих водоемов	248
Д. И. Антонов. Изменение уровня мирового океана, обусловлен- ное термическим расширением океана в XX столетии	251
М. В. Шабалова. О трансформации океанических воздушных масс над испаряющим континентом	255
И. Ю. Локшина. Экологические последствия изменений климата в позднеледниковье — голоцене	259

Сборник научных трудов
ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ
Доклады конференции молодых ученых и специалистов

Ленинград, ГГИ, февраль 1985 г.

Редакторы: Г. Г. Доброумова, З. М. Кожина. Технический редактор Н. И. Перлович.
Корректор И. Б. Михайлова

Н/К

Сдано в набор 13.10.87. Подписано в печать 12.02.88. М-27041. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 2.
Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 18. Кр.-отт. 18,25. Уч.-изд. л. 20,46. Тираж 440 экз.
Индекс ГЛ-43. Заказ 582 М. Цена 1 руб. 50 коп. Заказное.
Гидрометеиздат. 199226, Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского
объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

УДК 556.1

Результаты совместного рассмотрения водных балансов атмосферы и суши. Самбук Н. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов. 1988, с. 3—7.

В работе обсуждаются некоторые результаты, полученные на различных этапах исследований в области совместного решения уравнений водного баланса атмосферы (ВБА) и гидросферы суши. Получены эмпирические зависимости погрешности расчета дивергенции потока атмосферной влаги от размеров исследуемой территории и длины периода осреднения. На основании полученных зависимостей, а также сопоставления рассчитанных и наблюдаемых характеристик сделан вывод о возможности расчета элементов ВБА для территорий с линейными размерами порядка 500 км в течение холодного периода. Отклонения среднегодовых значений «Осадки минус испарение», полученных аэрологическим методом, от значений среднегодового речного стока для ЕТС и бассейна р. Волги не превышают 10 %. Рассчитаны элементы влагооборота и водного баланса ЕТС для 10-летнего периода. Уточнены характеристики притока и оттока атмосферной влаги с региона. На основе анализа годового хода значений поверхностных и внутрипочвенных влагозапасов, рассчитанных аэрологическим методом, выяснены условия формирования водного режима р. Волги в аномальные по водности годы.

Библ. 5.

УДК 551.509.32

Применение метода ортогональных функций для анализа гидрометеорологических полей на территории Европейской части СССР. Воронова А. М., Швейкина В. И. Вопросы гидрологии. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 7—11.

Приведены и проанализированы несколько наиболее информативных статистически обобщенных по времени и пространству функций для трех гидрометеорологических полей.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 556.18

Метод оценки водных ресурсов крупных территорий. Тиморшин Н. М. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 11—14.

Для массовых оценок годовых и месячных водных ресурсов крупных территорий предлагается использовать метод регрессионного анализа, обеспечивающий расчет водных ресурсов на основании последовательного комплексирования территориальных стокоформирующих факторов и установления регрессионных соотношений. Приводятся результаты расчета годовых и месячных водных ресурсов Саянского ТПК за период с 1967 по 1981 г. Для более надежной оценки водных ресурсов в зимние месяцы предлагается новый способ оценки подземного питания рек.

Табл. 1. Библ. 4.

УДК 621.22

Методика расчета бесперебойного многолетнего регулирования стока малых рек Зауралья. Шадрин В. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 15—20.

Разработана новая методика расчета регулирования стока малых рек, основанная на использовании закономерностей распределения стока по территории и во времени. Закономерности выражены на картах в виде изолиний расчетного притока к многолетней и сезонной составляющим емкостей водохранилищ, а также в виде графических и аналитических зависимостей учета влияния площадей водосборов на расчетный приток.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 556.166.«321»

О влиянии местных факторов на максимальный слой стока весеннего половодья рек Западно-Сибирской равнины. Сербов Н. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 20—23.

Выполнено исследование влияния факторов склонового регулирования стока (озер бассейнового типа, леса и болот) на общий слой (объем) весеннего половодья. Обобщение материалов наблюдений, по совокупности 140 гидрологических постов, позволило увязать поправочные коэффициенты $\alpha_{оз}$ и $\alpha_{бол}$, учитывающие степень влияния озер и болот на максимальный слой стока половодья, с шириной местности.

Илл. 1. Библ. 5.

УДК 556.166 : 556.16.047

Расчет гидрографов дождевых паводков на малых реках УССР и МССР. Киндюк Б. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 24—27.

В работе представлена методика расчета гидрографа высокого дождевого паводка по типовым графикам водоотдачи и функциям влияния. Показана возможность расчета графика водоотдачи по уточненной генетической формуле И. А. Железняка. Построены зависимости, позволяющие рассчитать значения ординат функций влияния при отсутствии данных наблюдений. Произведена оценка точности предлагаемой методики.

Табл. 1. Библ. 3.

УДК 556.166«321».047.048

Обоснование выбора расчетного интервала времени при математическом моделировании гидрографов стока весеннего половодья на примере рек Нижнедевицкой ВБС. Шухободский А. Б. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 27—31.

Рассматривается вопрос выбора расчетного интервала времени (Δt_m) при использовании математической модели с несколькими функциями на входе и одной выходной функцией. Анализируется возможность определения Δt_m только в зависимости от степени изменчивости выходной функции. Предлагается для обоснованного выбора Δt_m при моделировании гидрографов стока использовать районные графики связи значений расчетного интервала времени с площадью водосбора с учетом допустимой ошибки определения максимальных расходов (объемов) воды весеннего половодья. В качестве примера приводится районный график связи, полученный на основе анализа экстремальных по водности гидрографов весеннего половодья 12 створов Нижнедевицкой ВБС.

Илл. 1.

УДК 556.164

Физико-математическая модель формирования дождевого стока с учетом подповерхностного стекания и ее численная реализация. Смахтин В. Ю. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 31—35.

Описывается общая структура модели формирования дождевого стока на водосборе, основной особенностью которой является воспроизведение стекания воды в верхнем слое почвогрунтов вдоль относительного водоупора через сеть связанных некапиллярных пустот (макропор). Модель включает также описание поверхностного, руслового стекания и вертикального влагопереноса, при расчетах которого учитывается движение воды в макропорах. Предложены методы численной реализации модели. Проведено испытание модели на реальном водосборе.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 556.166.2.047

Расчет и прогноз ветви спада половодий и паводков на основании аналитической аппроксимации. Сикан А. В., Ильичев А. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 35—39.

В работе излагается методика расчета и прогноза ветви спада половодий и паводков на основе аналитической аппроксимации. Предложено дифференциальное уравнение для описания процесса истощения стока на водосборе.

Методика разработана применительно к задаче объективного расчленения сложного гидрографа на элементарные паводки, но некоторые ее положения могут быть использованы и для решения других задач.

Библ. 8.

УДК 556.166

Дождевые паводки на территории МНР. Болгов М. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 39—43.

Для малоизученных регионов существующие методы расчета паводочного стока по точности не всегда удовлетворяют требованиям производства. Основной гидрологической закономерностью территории Монголии является наличие высотной зональности в изменении большинства гидрометеорологических элементов, что приводит к необходимости рассматривать территорию как совокупность горно-равнинных комплексов. Приводятся рекомендации по уточнению расчетных характеристик максимального стока.

Библ. 10.

УДК 556.16.047 : 551.5

Интерполяция и экстраполяция метеорологических элементов для моделирования гидрографа стока бассейна р. Риони. Месхия Р. Ш. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов ГГИ, 1988, с. 44—46.

Используется способ интерполяции — экстраполяции метеорологических элементов в узлах сетки (репрезентативные точки — РТ). Для каждого выделенного локального климатического района построены зависимости осадков от высоты и определены переходные коэффициенты от пунктов наблюдения осадков к РТ. Аналогичные зависимости получены для средней суточной температуры и среднего суточного дефицита влажности воздуха для бассейна в целом. Интерполированные суточные значения метеозаписей используются в качестве входной информации в модели гидрографа стока р. Риони.

Библ. 7.

УДК 556.16 : 551.482.2

Формирование и расчеты характеристик годового стока рек Забайкалья. Дмитриук В. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 47—49.

Существенное увеличение информации о пространственном распределении годового стока неизученных рек Забайкалья достигнуто путем использования метеорологических данных. При построении зависимостей средних многолетних значений и абсолютной изменчивости годового стока, полученных по рядам гидрометрических наблюдений, от соответствующих характеристик, полученных по уравнению водного баланса, повышена точность расчета среднемноголетнего стока в 2 раза и изменчивости годового стока неизученных рек в 1,5 раза по сравнению с методиками, использующими только гидрометрические данные.

Библ. 7.

УДК 556.332.2

Модель расчета дождевого стока в средах со случайными неоднородностями. Маргарян А. Л. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов ГГИ, 1988, с. 49—53.

Предложена методика учета влияния пространственной изменчивости параметров почвы и почвогрунтов на формирование поверхностного стока. Численным решением стохастических уравнений, описывающих подземные и поверхностные составляющие дождевого стока, получены оценки средних функций и дисперсий необходимых характеристик дождевого стока.

Библ. 5.

УДК 551.577.2 : 556.048

Анализ полей осадков для задач гидрологического моделирования. Тихомирова А. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 53—57.

Излагается методика расчета пространственной корреляционной функции и кривых распределения полей осадков, учитывающая распределение осадков по площади. Методика может быть использована для задач гидрологического моделирования на равнинных территориях.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 556.16.072

Применение распределения S_v Джонсона для описания процессов речного стока и атмосферных осадков. Хмаладзе Г. О. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 57—60.

Описывается применение распределения Джонсона при построении моделей речного стока и атмосферных осадков. В качестве критерия оценки лучшего соответствия использовался метод наибольшего правдоподобия Фишера. Смоделированные с помощью полученных теоретических кривых искусственные ряды стока рек и атмосферных осадков показали хорошее сохранение параметров и внутренних связей исходного ряда.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 556.01.012

О вычислении параметров трехпараметрического гамма-распределения методом наибольшего правдоподобия для анализа гидрологических рядов. Любич Л. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 60—64.

В работе получено простое уравнение, к которому сводится задача вычисления параметров трехпараметрического гамма-распределения методом наибольшего правдоподобия. При широких условиях доказано существование корня этого уравнения. Найдены оценки для корней.

Библ. 4.

УДК 551.48+556.06

Методические основы прогноза весеннего стока. Мезенцев А. В., Мезенцева О. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 64—69.

Предложенный новый методический подход к решению вопроса о прогнозе объема весеннего стока с заданной заблаговременностью может быть использован для прогнозов весеннего стока с учетом различия гидравлических условий его формирования.

Илл. 1. Библ. 9.

УДК 556.16«45»

Изменение во времени спектральной и гармонической структуры временных рядов стока рек Советского Союза. Сперанская Н. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов. ГГИ, 1988, с. 69—75.

Рассматривается изменяющаяся во времени гармоническая и статистическая структура временных рядов наблюдений годового стока рек. Показано, что до 30—40-х годов такие ряды представляют собой белый шум. В последние десятилетия спектральная структура характеризуется увеличением мощности колебаний с периодами более 10—15 лет. Получены оценки линейного тренда рядов годового стока по всему периоду наблюдений и по отдельным 30-летним временным интервалам.

Для восьми постов, расположенных на отдельных реках СССР, проанализированы двумерные спектральные и корреляционные характеристики. Выявлено наличие сложной внутригодовой и межгодовой статистической зависимости временных рядов средних месячных расходов воды.

Илл. 3. Библ. 14.

УДК 556.152

Статистический анализ микрорельефа участков склонов. Петрова Р. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады молодых ученых и специалистов, 1988, с. 75—78.

По данным натурных измерений микрорельефа склонов получены значения максимальной емкости микродепрессий семи видов сельскохозяйственных угодий. Анализ автокорреляционных функций и спектральных плотностей микрорельефа позволил разделить все исследуемые реализации на четыре группы, для которых установлена зависимость максимальной емкости микродепрессий от среднего уклона склонов.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 5.

УДК 556.545.6.001.57(282.247.21)

Некоторые результаты моделирования поля мутности в Невской губе. Мее-рович Л. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 78—83.

Проведены численные эксперименты на математической модели распространения взвешенных веществ в мелководном проточном водоеме. Модель основана на численном решении уравнения турбулентной диффузии методом конечных разностей с применением явной схемы. Результаты расчетов для Невской губы сопоставлялись с данными натурных измерений. Поле мутности, полученное путем расчета для средних гидрометеорологических условий, достаточно хорошо совпадает с осредненными по времени данными измерений.

Численные эксперименты также показали, что в рассматриваемых условиях распределение по акватории взвешенных наносов с диаметрами больше 0,01 мм обуславливается в основном процессами взмучивания и осаждения. На распространение более мелких фракций существенное влияние оказывают процессы переноса, вследствие чего эти фракции могут принимать участие в транспорте загрязняющих веществ.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 556.555.2./3

К вопросу о количественном соответствии величин основных режимных характеристик сточных озер. Ведом Р. М. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 83—87.

В результате исследования зависимости изменения коэффициента емкости озера от показателя площади водоема во времени и по территории сделано предположение о возможности определения условной нормы этой зависимости, обусловленной факторами климата, по каждому физико-географическому району, для принятия ее в дальнейшем в качестве критерия для количественной оценки влияния различных факторов подстилающей поверхности водосбора на режим и значение стока.

Илл. 2. Библ. 2.

УДК 556.535.2

Взаимодействие встречных разноплотностных потоков при различных коэффициентах турбулентной вязкости. Иванов А. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 87—89.

В работе проведены численные эксперименты на гипотетическом водном объекте по смешению разноплотностных потоков. Использована двумерная в вертикальной плоскости модель. Сравниваются результаты, полученные при постоянном коэффициенте турбулентности и вычисленные при решении уравнения энергии турбулентности без диффузионного члена с использованием масштаба турбулентности параболического вида.

Библ. 2.

УДК (556.555.2:556.535.2)556.18

Опыт расчета неустановившегося движения воды на р. Сухоне. Леонов В. Е. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 89—95.

Рассматриваются вопросы практического расчета неустановившегося движения воды применительно к р. Сухоне. В качестве расчетных уравнений используются дискретные аналоги одномерных дифференциальных уравнений Сен-Венана. Показано удовлетворительное совпадение результатов расчетов и натурных данных.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК [631.67 : 556.16].048

Расчет изменения стока с малого водосбора при наличии на нем орошаемых площадей. Хайдарова В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 95—100.

Рассчитаны изменения годового стока заданной обеспеченности ($P=25\%$, 50% , 75%) р. Сал (ст-ца Батлаевская) на уровень строительства и освоения пятой очереди (2000 г.) Верхнесальской обводнительно-оросительной системы. При этом учтена асинхронность колебания стока и недостатков водопотребления сельскохозяйственных культур. Суммарное испарение с орошаемых земель рассчитано тепло-воднобалансовым методом с использованием полученных автором региональных эмпирических зависимостей биологического параметра от начального влагозапаса почвы и осадков в сумме с поливными нормами.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 6.

УДК (556.555.2 : 556.535.3)556.18

Исследование влияния перебросок стока на водный режим водохранилища Верхнесви́рской ГЭС. Котельников В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 100—103.

Приводятся данные об ожидаемых изменениях водного режима р. Свири при реализации проекта отъемов стока в размере $3,5 \text{ м}^3/\text{год}$. С учетом требований народного хозяйства определен ряд основных положений будущей схемы управления гидрологическим режимом названных водных объектов.

Табл. 1. Библ. 4.

УДК 556.537 : 627.152.12

Морфометрические зависимости для одноплёсовых излучин. Замышев В. И., Майский А. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 103—110.

Предложен новый подход к определению морфометрических зависимостей для излучин меандрирующих рек, основанный на сходстве искомых зависимостей с геометрическими соотношениями, существующими между элементами треугольника, построенного на трех характерных точках излучины: двух точках перегиба и вершине. Такой подход оказался успешным при его применении к излучинам, имеющим достаточно правильную форму, при которой кривизна осевой линии является гладкой функцией с одним максимумом на длине излучины. Обычно такие излучины имеют один плёс. Полученные результаты хорошо подтверждаются натурными данными по ряду меандрирующих рек СССР.

Табл. 2. Илл. 2.

УДК 556.54+551.482.6

Развитие новой дельты Терека и ее современное состояние. Диваков И. В., Михайлова М. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 110—114.

Описана история формирования новой дельты Терека, включающая три периода. Проанализированы изменения морфометрических характеристик дельты (длины, площади, объема конуса выноса, длины морского края) и их связь с дельтоформирующими факторами — стоком воды и наносов реки и интенсивностью и направлением морского волнения. Подробно рассмотрено современное состояние дельты.

Илл. 2. Библ. 2.

УДК 556.535.6

Исследование начала движения донных наносов — вероятностно-детерминированный подход. Поздняков Ш. Р. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 114—119.

В условиях турбулентных потоков представляется целесообразным оценивать начало движения наносов через вероятность срыва частиц при той или иной скорости потока. Применение вероятностных методов при этом должно сочетаться с анализом турбулентной структуры потока.

Данная работа посвящена определению вероятности срыва частиц наносов с учетом пространственного и временного масштабов, полученных на основе рассмотрения движения вихревых образований в потоке.

Илл. 1. Библ. 12.

УДК 556.535.6

Некоторые особенности сортировки донных наносов в песчаных руслах. Никора В. И., Коваленко Л. Б. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 119—123.

В статье по данным лабораторных (гидравлический лоток) и натурных (реки Днестр, Турунчук) измерений рассмотрены особенности сортировки донных наносов по ширине и длине песчаных русел, вдоль гряды, на участке с русловым карьером. Установлено удовлетворительное согласие гранулометрических кривых с логнормальным законом. Выявлено различие в распределении различных фракций вдоль гряды в случае равновесных и реликтовых гряд. Рассмотрены связи статистических характеристик донных наносов с гидравлическими параметрами потока.

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 556.535.6.048

Гидродинамическая модель формирования стока взвешенных наносов в период дождевых паводков. Кондратьев С. А., Цаленчук Р. М. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 123—128.

В основу модели положены уравнения, описывающие впитывание воды в почву, склоновое и русловое стекание дождевых вод, поверхностный смыв частиц почвы и транспорт взвешенных наносов русловым потоком. Для расчета впитывания выпавших осадков в почву использована модель Грина—Эмпта. Расчет склонового стока проводился на основе уравнения кинематической волны. Расчет смыва почвы со склонов осуществлялся с учетом предположения о равенстве мутности поверхностного потока малой глубины его транспортирующей способности. Движение паводочной волны в тальвеге описывалось уравнением кинематической волны. Русловый транспорт взвешенных наносов моделировался на основе уравнения неразрывности движущихся частиц, при этом считалось, что если рассчитанная мутность руслового потока превысит значение его транспортирующей способности, то происходит отложение наносов.

Апробация модели проводилась на материалах наблюдений за формированием дождевых паводков и водной эрозии на малых экспериментальных водосборах Молдавской воднобалансовой станции. Полученные результаты позволяют сделать вывод о возможности калибровки и последующего применения модели отдельно для каждого объекта. Однако ограниченное количество исходных данных не позволяет пока обнаружить какие-либо закономерности изменения значений параметров модели при переходе от одного объекта к другому.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 3.

УДК 535.559

К вопросу о гидравлических сопротивлениях некоторых типов сооружений. Чурилло Е. М. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 128—132.

Характер движения потока по рукавам разветвленного русла, например по дельтам рек, определяется прежде всего сопротивлением водотоков по длине (шероховатостью русла) и местными сопротивлениями. Последние обусловлены в основном узлами разветвления и слияния, а также сооружениями, имеющимися в водотоках. Гидротехнические сооружения, взаимодействуя с водным потоком, создают дополнительное сопротивление движению воды в водотоках. Приводятся результаты экспериментальных исследований по определению зависимости коэффициента сопротивления сооружений (мостов с различной сквозностью и глухих затопленных запруд с различной высотой подтопления) и длины зоны подпора от сооружения в верхнем бьефе от их параметров.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 627.132 : 532.543

Влияние плановой формы одиночной цилиндрической опоры на параметры воронки местного размыва. Войткова Т. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 132—135.

Приводятся результаты экспериментальных исследований местных деформаций русла у опор различных плановых форм. В основу исследований положено критериальное уравнение, полученное на основе методов теории подобия и размерностей. Представлена графическая зависимость максимальной глубины стабилизировавшейся воронки местного размыва у одиночных цилиндрических опор различных плановых форм от средней скорости потока.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 627.15 : 624.21.001.24

Особенности гидравлико-гидрологического расчета мостов в условиях подпора от плотин ГЭС. Васильев А. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 135—138.

Описаны изменения водного режима рек, происходящие под влиянием подпора от плотин ГЭС. Отмечается, что в результате подпора может прекратиться движение руслоформирующих наносов. Расчет общего размыва под мостом с применением ЭВМ показал, что после прохода одинаковых по значению паводков деформации русла под мостом в условиях подпора больше, чем в естественном режиме.

Илл. 2. Библ. 2.

УДК 532.55.

К вопросу о гидравлике потока в узлах слияния. Вансаявичюс А. Ю. Вопросы гидрологии суши. Доклады молодых ученых и специалистов, 1988, с. 138—141.

Рассматривается вопрос о местных сопротивлениях в узлах слияния водотоков. При этом используется уравнение установившегося неравномерного движения с переменным расходом. На основе методов теории подобия получено критериальное уравнение. По опытным данным определена длина узла слияния, представлена графическая зависимость местных сопротивлений от соотношения скоростей притока и основного потока.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 556.535.3.048

Упрощенная интерполяционно-гидравлическая модель расхода воды. Ремениук В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 141—145.

В статье обосновывается упрощенная интерполяционно-гидравлическая УИГ модель расхода воды, в результате чего зависимость для вычисления расхода воды приобретает более компактный вид, чем у исходной линейной интерполяционно-гидравлической (ЛИГ) модели. Исследуются характеристики точности УИГ модели по отношению к ЛИГ модели. Делаются рекомендации по практическому использованию УИГ модели в оперативной работе гидрологической сети.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК [556.14 : 556.124.2].014

Экспериментальное исследование инфильтрации воды в снежный покров. Ефремова Л. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 145—150.

Выполнены две серии экспериментов по дождеванию ненарушенных охлажденных снежных монолитов. Описан процесс инфильтрации влаги в структурно-неоднородный снег при различных режимах водоподачи. Исключена возможность формирования внутри снежной толщи водонепроницаемого слоя, аналогичного запирающему слою в почвогрунтах.

Представляется маловероятной возможность формирования дождевого стока по ледяной корке, возникающей на поверхности снежного покрова при замерзании первых порций жидких осадков, вследствие чего нет необходимости учитывать это явление при расчетах максимального стока.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 556.133

Оценка зимнего испарения с сельскохозяйственных полей при снегозадержании. Деларов Д. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 150—155.

Получены основные закономерности изменения испарения в зависимости от экспозиции и наклона боковых поверхностей снежных валков, концентрации загрязняющих примесей и поглощенной радиации. Приведено результирующее выражение для определения зимнего испарения с сельскохозяйственных полей при снегозадержании.

Табл. 4. Библ. 4.

УДК 631.436 : 631.432.2 + 631.617

Прогноз температуры почвы для определения образования водонепроницаемого слоя на водосборе в период снеготаяния. Лучинин О. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 155—158.

Предлагаются две методики долгосрочного прогноза температуры почвы на глубине 5—40 см на дату начала снеготаяния. Прогнозируемое значение и предельная влажность почвы определяют образование водонепроницаемого слоя на водосборе. Предлагается на основе данного прогноза решать вопрос о необходимости зимних агротехнических работ. Проведение таких работ влечет за собой увеличение продуктивных запасов влаги на водосборе. Методики прогнозирования получены на основании данных северо-казахстанской экспедиции ГГИ.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 631.6 : 628.862 : 681.335

Исследование фильтрационных процессов в околодренной области на физических и аналоговых моделях. Лоптев С. Л. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 159—164.

В статье приводятся результаты физического и аналогового моделирования фильтрации к различным дренажным конструкциям в условиях изменения коэффициентов фильтрации в придренированной зоне, вызванных фильтрационными деформациями грунта. По результатам опытов предложена методика расчета водопритока воды к несовершенной конструкции дрены в зависимости от ее диаметра, действующего напора и среднего коэффициента фильтрации грунта.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 3.

УДК 556.131.114

Метрологические характеристики дистанционных испарителей-лизиметров. Чугунов В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 164—168.

Изложены основные принципы метрологического обеспечения дистанционных испарителей-лизиметров, моделирующих уровень грунтовых вод в диапазоне от 0,5 до 2,5 м в соответствии с естественным ходом УГВ на орошаемых массивах. Приведены комплекс нормируемых метрологических характеристик и схема состояний и переходов прибора; установлено, что при удовлетворительном обслуживании 85 % времени эксплуатации прибор будет находиться в состоянии исправной работы.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 2.

УДК 628.824

Оптимизация распределения воды на орошение в условиях ограниченных водных ресурсов. Лисовский И. Б. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 168—172.

Излагается сравнительно простая методика по оптимизации распределения воды на орошение в условиях ограниченных водных ресурсов. В качестве критерия оптимальности использован максимум урожайности в денежном выражении. Сформулированы основные ограничения, отражающие дефицит водных ресурсов и необходимость выполнения плановых заданий по производству каждого вида продукции. Построена простая модель производственного процесса.

Библ. 2.

УДК 556.124.4

О формировании наледных полей и их влиянии на гидрологический режим рек. Марков М. Л., Беренсен А. К. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 172—177.

Для оценки регулирующего влияния наледных полей на твердый, жидкий и тепловой сток использованы материалы полевых исследований ГГИ, проведенных на реках мерзлой зоны в 1976—1982 гг.

Выделены две особенности формирования морфологии наледных полей, отличающих их от смежных участков речных долин: 1) повышение активности криогенных процессов; 2) изменение наледными массивами местного базиса эрозии и уменьшение интенсивности эрозионно-аккумулятивной деятельности водных потоков. Они приводят к расширению дна долины, увеличению ширины русел водотоков в 3—5 раз, уменьшению средних глубин потоков в 1,5—2 раза, уклонов — в 2—5 раз. Изменение здесь динамики потока резко снижает его транспортирующую способность. Крупные наносы (более 10 мм) полностью аккумулируются на наледной поляне. В процессе трансформации водных масс уменьшается амплитуда расходов воды, в том числе максимальные расходы воды дождевых паводков снижаются на 10—20 %. В теплый период года увеличивается тепловой сток рек.

Табл. 5. Библ. 7.

УДК 631.615 : 556.166

Расчет преобразования стока весеннего половодья с болотных массивов при осушении. Пакутин А. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 177—180.

Рассмотрен новый способ расчета влияния осушения на сток весеннего половодья с болотных массивов лесной зоны. Разработанная методика позволяет учитывать гидрологические свойства болотных систем до осушения и все главные изменения в физическом состоянии и строении болотного массива, вносимые при его мелиорации. Предложенные приемы расчета базируются на использовании метеорологической информации. Полученные результаты могут быть использованы при проектировании осушительных систем в зоне избыточного увлажнения.

Библ. 10.

УДК 626.842.3

Результаты полевых исследований волнового (циклического) способа полива по бороздам. Абдураупов Р. Р. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 180—185.

Излагаются результаты полевых исследований, полученных при поливе по бороздам способом волновой подачи воды. Приводится сопоставительный анализ с непрерывной подачей воды. Предлагается расчетная зависимость для вычисления чистого времени подачи.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 556.168(470.53)

Учет гидрогеологических условий при факторно-регрессионном моделировании подземного стока в Пермском Приуралье. Прилепин В. М. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 185—190.

Для всей территории Пермского Приуралья, включающей 61 водосборный бассейн, была поставлена задача получения моделей распределения норм модуля стока 30-дневной зимней межени в зависимости от изменения климатических, геоморфологических, ландшафтных и гидрогеологических условий формирования стока. Отдельной задачей является оценка влияния гидрогеологических условий на формирование стока. Приводятся результаты решения этой задачи с применением факторно-регрессионного моделирования.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 556.142 : 556.322

Влагообмен зоны аэрации с водоносным слоем (на примере основных сельскохозяйственных культур в Заволжье). Банников С. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 190—192.

Излагаются результаты исследований влагообмена грунтовых вод с водоносным слоем, проведенных на воднобалансовой станции, расположенной на второй надпойменной террасе р. Волги. Исследования показали, что при режиме орошения сельскохозяйственных культур в Заволжье необходимо учитывать влагообмен грунтовых вод с зоной аэрации и что влагообмен зависит от глубины залегания уровня грунтовых вод, метеорологических условий и вида сельскохозяйственных культур.

Илл. 3. Библ. 3.

УДК 556.161/165

Структура многолетних колебаний полей подземного стока рек и стокоформирующих факторов. Долгов С. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 192—197.

В работе приводятся результаты сопоставления структуры многолетних колебаний полей годового подземного стока, минимального 30-суточного стока Московского артезианского бассейна и структуры многолетних колебаний полей среднегодового дефицита влажности воздуха, осадков теплового периода года. Выполненное согласование полей подземного стока с полями дефицита влажности и осадками свидетельствует о статистически значимых связях. Эти связи могут быть более тесными при учете способности подземной емкости водосбора интегрировать условия увлажненности предшествующих лет.

Полученные результаты могут быть использованы для исследования факторов пространственной связности многолетних колебаний подземного стока и рассмотрения вопроса о получении расчетных зависимостей подземного стока от его основных факторов.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 9.

УДК 556.332.63 : 628.112.1

Об интенсификации использования запасов подземных вод путем искусственного перераспределения подземного стока. Казаков М. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 197—201.

Повышение эффективности использования запасов месторождений подземных вод приречного типа за счет использования сезонной изменчивости подземного и поверхностного стока при сохранении подпорного режима фильтрации на все время эксплуатации возможно лишь при проведении специальных инженерно-технических мероприятий. Предлагается искусственное перераспределение стока, заключающееся в том, что на линии водозабора задается условие постоянного уровня воды, соответствующего допустимо низкому его значению; водоподача потребителю определяется среднегодовым значением расхода эксплуатации. Расход воды, формирующийся сверх значения водопотребления в периоды повышенной водности и подаваемый к нагнетательным скважинам, расположенным выше по потоку, позволит покрыть дефицит водных ресурсов в низководные периоды.

Илл. 3. Библ. 2.

УДК 556.535.3 : 628.394.048

Способ учета изменчивости расходов воды при расчетах предельно допустимых сбросов сточных вод в реки. Паничкина Г. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 201—204.

Рассматривается способ учета внутригодовой изменчивости суточных расходов воды при расчетах предельно допустимых сбросов сточных вод в реки, основанный на использовании осредненных кривых обеспеченности суточных расходов воды рек разных типов. Приводятся ординаты кривых обеспеченности для горных рек различных групп. Даются аналитические уравнения кривых и зависимости для определения обеспеченных расходов, используемых при расчете ПДС.

Табл. 2. Илл. 1.

УДК 551.46 : 556.535

Многолетние изменения концентраций главных ионов в воде «фоновых» рек и возможности их использования для оценки антропогенного воздействия. Циркунов В. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 204—209.

Дается анализ значения и характера многолетних изменений концентраций главных ионов в воде «фоновых» (для главных ионов) пунктов рек. Показано, что большинство рядов концентраций главных ионов характеризуется небольшими значениями многолетних изменений. Намечены предельные интервалы многолетних природных изменений концентраций, превышение которых свидетельствует об антропогенном воздействии. Для оценки антропогенного воздействия предложен интегральный показатель многолетних изменений концентраций. Приведены значения интегральных показателей, многолетних изменений концентраций главных ионов и водного стока для замыкающих створов рек Лены, Оби, Енисея, Амура, Печоры, Волги, Терека, Днестра, Дона, Куры.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 3.

УДК 556.11.012

Тяжелые металлы в водной системе р. Нева—Невская губа—восточная часть финского залива. Степанова Н. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 209—211.

Приводится оценка современного содержания тяжелых металлов в водной системе р. Нева—Невская губа—восточная часть Финского залива, а также анализ пространственного распределения меди, никеля и свинца в рассматриваемой акватории. Установлено влияние сезонных колебаний поступления тяжелых металлов в водную акваторию на их концентрацию в р. Неве, Невской губе и восточной части Финского залива. Произведена количественная оценка поступления тяжелых металлов в Неву и Невскую губу путем расчета стока растворенных веществ через ряд поперечных створов рассматриваемой акватории.

Табл. 1.

УДК 556.54

Поле солёности на взморье Дуная и его связь со стоком и ветром. Михайлова М. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 212—215.

Проанализирована пространственно-временная изменчивость солёности воды в поверхностном слое на взморье Килийского рукава дельты Дуная и сделана количественная оценка влияния на нее стока воды и ветра. Обнаружено, что сток воды играет в формировании поля солёности меньшую роль, чем ветер. Влияние ветра на поле солёности сложно, изменяется по акватории взморья и в зависимости от направления ветра. Построена схема районирования взморья по определяющему ветру и схема, на которой выделены три области взморья, где поле солёности формируется стоком разной заблаговременности.

Илл. 2.

УДК 556.11.012

Статистическая оценка распределения тяжелых металлов в донных отложениях Невской губы и восточной части Финского залива. Коротун Л. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 216—218.

При оценке и прогнозировании химического состава водных масс необходимо учитывать процессы, происходящие на границе вода—дно. Процесс накопления тяжелых металлов в поверхностных слоях донных отложений может иметь отрицательные значения для экосистемы, что впоследствии может привести ко вторичному загрязнению. В работе рассматриваются результаты статистической оценки натурных наблюдений за донными отложениями, проведенных в 1981—1984 гг. на акватории Невской губы и восточной части Финского залива СЗ УГКС и ГГИ.

Табл. 1. Библ. 2.

УДК 556.54

Динамика полей солености и мутности на устьевом взморье Терека. Диваков И. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 218—222.

Исследовано влияние ветра и речных струй на динамику полей солености и мутности воды. Отмечены особенности планового распределения этих характеристик и вертикальной структуры зоны смешения на устьевом взморье Терека в межень. Указано, что в большинстве синоптических ситуаций на поверхности воды происходит распреснение устьевого взморья в южной и юго-восточной частях. На горизонте 0,5—0,7 м, а в северо-восточной части взморья на поверхности наблюдается подсос более соленых вод к берегу. Отмечается, что происходит формирование неблагоприятных условий для целей рыбного хозяйства в маловодные периоды.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 551.5 : 551.465.7

Связь профилей температуры и влажности в атмосфере над океаном с равновесным градиентом температуры. Шабалова М. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 223—226.

Предложенная простая модель влагообмена позволяет оценить некоторые климатические характеристики вертикальных распределений температуры и влажности в тропосфере над океаном, такие, например, как общее влагосодержание атмосферы, высота уровня конденсации и др. Получена связь между температурными градиентами в нижней и верхней тропосфере и условиями испарения с океана. Построены вертикальные распределения температуры и влажности в тропосфере, которые могут служить входными данными при моделировании процессов трансформации океанических воздушных масс при их натекании на континент.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 551.57 : 551.510.7

Некоторые методические аспекты изучения атмосферного влагооборота с использованием тритиевой метки. Коткова Л. Ю. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 227—231.

Дается краткая характеристика состояния вопроса о применении данных об изотопном составе атмосферной влаги к изучению атмосферного влагооборота. Показаны некоторые приемы комплексного анализа изотопной, метеорологической и аэрологической информации с целью изучения атмосферного влагооборота.

Илл. 1. Библ. 14.

УДК 556.1.048 : 551.583

К вопросу об оценке возможных изменений составляющих водного баланса при региональных изменениях климата. Лемешко Н. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 231—235.

Оценки возможных изменений составляющих водного баланса деятельного слоя почвы при развитии глобального антропогенного потепления масштаба $0,5^{\circ}\text{C}$ выполнены для нескольких станций Советского Союза и для бассейна р. Неман с помощью комплексного метода, разработанного М. И. Будыко и Л. И. Зубенок. Расчеты выполнены на основании оценок предполагаемых региональных изменений приземной температуры воздуха и атмосферных осадков. В схеме используемого метода учтены изменения альбедо подстилающей поверхности, которые можно ожидать при изменении приземной температуры воздуха. На примере станции Кирс показано, что влагосодержание активного слоя почвы уменьшается летом более чем на 10 % по сравнению с нормой и незначительно увеличивается осенью; сток уменьшается весной и увеличивается осенью, суммарный годовой сток не изменяется. Для бассейна р. Неман показано, что суммарный сток уменьшается примерно на 10 % по сравнению с нормой, влагосодержание активного слоя почвы уменьшается во все сезоны примерно на 5 %.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 7.

УДК 551.588.7

Оценка изменений температуры воздуха в Северном Казахстане в результате освоения целинных и залежных земель. Есеркепова И. Б. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 235—239.

По данным наблюдений метеорологических станций оцениваются изменения температуры воздуха в Северном Казахстане в результате освоения целинных и залежных земель. Производится сравнение осредненных значений приземной температуры воздуха по двум группам станций — северной, расположенной в зоне распахки, и южной, в смежной области, земли которой не распахивались. Получено статистически значимое повышение температуры по северной группе за период 1955—1983 гг. (после распахки) по сравнению с 1936—1954 гг. (до распахки) на $0,4\text{—}0,6^{\circ}\text{C}$ для данных, относящихся к маю, июню, июлю, октябрю и в целом за год.

Табл. 1. Библ. 12.

УДК 551.465 : 57 (26)

Влияние морской биоты на положение уровня критической глубины карбоната накопления в океане и концентрацию углекислого газа в атмосфере. Лапенко А. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 239—243.

Предложено уравнение баланса массы оседающих биогенных частиц CaCO_3 , с помощью которого получена зависимость глубины проникновения на океаническое дно карбоната кальция от первичной продуктивности морской биоты, средней скорости апвеллинга и насыщенности морских вод карбонатом кальция. На основании этого уравнения получена оценка среднего значения скорости апвеллинга в современном океане $((1,1 \pm 0,3) \cdot 10^{-5} \text{ см/с})$.

Проведены расчеты изменения продуктивности морской биоты за последние 130 млн. лет. Показано, что на протяжении рассматриваемого интервала времени продуктивность морских организмов была меньше современной. Оказалось, что учет деятельности морской биоты приводит к некоторому увеличению рассчитываемых через уровень КГК значений атмосферной концентрации углекислого газа.

Илл. 3. Библ. 6.

УДК 551.482. + 556.01

Пространственно-временные закономерности изменения климата и речного стока Европейской части СССР в доинструментальный период (по историческим данным). Селиванов А. О., Воронов А. М. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 243—248.

Проведено обобщение имеющихся в литературе исторических материалов об экстремальных по температуре, увлажнению и речному стоку сезонах по четырем регионам Европейской части СССР (Новгородская, Владимиро-Суздальско-Московская, Киевская земли и Прибалтика), а также Западной Европе за XI—XVIII вв. на основе предложенного авторами показателя связи различных климатических и гидрологических экстремумов; сделаны некоторые выводы об их пространственной и временной структуре, а также причинной обусловленности.

Библ. 13.

УДК 551.551

Оценка характеристик возможного адвективного тумана и связанного с ним гололедообразования в прибрежных районах незамерзающих водоемов. Иванова Л. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 248—251.

Произведена оценка возможных изменений среднемесячной температуры и влажности воздуха в осенне-зимний период в прибрежных районах строящегося водохранилища и нижнего бьефа Нижнебурейской ГЭС, а также оценка характеристик адвективного тумана и максимально возможных гололедных отложений на разных расстояниях от уреза воды.

Табл. 2. Библ. 6.

УДК 551.461.6

Изменение уровня Мирового океана, обусловленное термическим расширением океана в XX столетии. Антонов Д. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 251—255.

Представлены оценки изменения уровня Мирового океана за счет термического расширения его вод в период с 1900 по 1960 г. Оценки получены по простой модели океана, параметром которой является эффективный коэффициент турбулентной теплопроводности в главном термоклине. Показано, что термическим расширением вод океана можно объяснить от 20 до 40 % наблюдаемого роста уровня Мирового океана.

Илл. 1. Библ. 17.

УДК 551.57

О трансформации океанических воздушных масс над неиспаряющим континентом. Шабалова М. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 255—259.

Использованная простая математическая модель влагообмена позволила оценить трансформацию влажных океанических воздушных масс при их натекании на неиспаряющий континент. Выяснилось, что характер трансформации резко меняется в зависимости от поступающей суммарной радиации $Q_{of_1}(n)$. При малых значениях Q_{of_1} , порядка 70 Вт/м^2 , в сравнительно узкой прибрежной зоне происходит резкое выпадение почти всей океанической влаги на фоне значительного выхолаживания подстилающей поверхности. При больших значениях $Q_{of_1}(n)$, порядка 250 Вт/м^2 , происходит транзитный перенос океанической влаги через континент, причем приземные температуры воздуха очень высоки. Результаты работы могут быть использованы при моделировании процессов реального испарения с подстилающей поверхности и его влияния на трансформацию воздушных масс.

Илл. 1. Библ. 5.

УДК 581.583

Экологические последствия изменений климата в позднеледниковье — голоцене. Локшина И. Ю. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1988, с. 259—263.

Дается краткий обзор изменений климата в течение последних 20 тыс. лет. Показано, каким образом эти изменения могли сказаться на географической зональности и на жизнедеятельности отдельных видов растений и животных. Установлено, что в основном изменения факторов среды вызывали миграцию организмов на большие расстояния за относительно короткие промежутки времени. Рассматриваются кратковременные географически локализованные колебания климата (кризисы).

Илл. 1. Библ. 8.