

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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
С. А. Кондратьева*

Ленинград, ГГИ
Март 1983 г.



Ленинград Гидрометеиздат 1985

531.49

УДК [556.16.048+631.6+556.537+556.113+502.36—551.583](042.3) (082)

Содержит доклады конференции молодых ученых и специалистов ГГИ, состоявшейся в марте 1983 г. Отражены вопросы, связанные с исследованиями водных ресурсов, расчетов и прогнозов стока, мелиорации, гидрофизики, руслового процесса. Группа статей посвящена вопросам охраны окружающей среды и изменения климата под влиянием антропогенных воздействий.

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

333468

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 23

В 1903030200-165
069(02)-85 12-85(1)

© Государственный гидрологический институт
(ГГИ), 1985 г.

РАСЧЕТЫ СТОКА И ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОД ВЛИЯНИЕМ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Н. Г. Самбук (ГГИ)

РОЛЬ АТМОСФЕРНОГО ВЛАГОПЕРЕНОСА В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА р. ВОЛГИ

Настоящая работа является продолжением проводящихся в ГГИ исследований водного баланса атмосферы для решения гидрологических задач. Возможность и необходимость использования данных о потоках атмосферной влаги в воднобалансовых расчетах, теоретически обоснованная в работах М. И. Будыко, О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой [1, 2], стала реальной в связи с интенсивным в последние десятилетия расширением сети аэрологических станций. Кроме того, совершенствование вычислительной техники позволило значительно облегчить чрезвычайно трудоемкую обработку аэрологической информации.

В настоящее время как у нас в стране, так и за рубежом выполнен ряд исследований [3, 4, 7—9 и др.], основной целью которых является получение независимым путем, по атмосферному влагопереносу, оценок элементов водного баланса подстилающей поверхности. Перспективность такого подхода очевидна, поскольку совместное решение уравнений водного баланса атмосферы и суши позволяет рассчитать трудноопределяемые (для территорий порядка 10^5 — 10^6 км²) элементы водного баланса (изменение влагозапасов в почво-грунтах, суммарное испарение), а также оценить значения естественного стока с крупных речных водосборов, расположенных в районах с развитой хозяйственной деятельностью.

В настоящей работе при помощи блока взаимосвязанных программ, реализованных на ЭВМ ЕС-1022, рассчитаны составляющие водного баланса бассейна р. Волги с 1 января 1963 г. по 31 декабря 1966 г. Исходными данными послужили результаты срочных радиозондирований атмосферы на 11 станциях, аппроксимирующих бассейн р. Волги [6]. Результаты срочных радиозондирований записаны на МЛ в формате архива, сформированного во ВНИИ-ГМИ МЦД. Содержанием архива являются значения пяти основ-

ных метеорологических элементов (геопотенциал, температура, дефицит точки росы, направление и скорость ветра) на шести стандартных изобарических поверхностях: 1000, 850, 700, 500, 400 и 300 мбар. Временными характеристиками архива являются срочные четырехразовые зондирования за 00, 06, 12 и 18 ч гринвичского времени. Для расчета месячных значений потоков влаги и их дивергенции за указанный период обработаны данные 48 180 зондирований атмосферы. Кроме того, использовались месячные суммы осадков, осредненные по 87 осадкомерным пунктам; данные о стоке, измеренном в замыкающем створе (г. Волгоград), и влагозапасах в метровом слое почвы, осредненные по 199 станциям [5].

Подробный анализ уравнений водного баланса атмосферы при решении задач гидрологии и обзор достижений в этом направлении дан в работах [7—9]. Ограничимся рассмотрением основных уравнений, описывающих в общем виде динамику влаги в системе атмосфера—гидросфера—суша.

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

$$\langle \Delta W \rangle + \langle \nabla F \rangle = \langle E - P \rangle, \quad (1)$$

где $\langle \Delta W \rangle$ — изменение влагосодержания атмосферы; $\langle \nabla F \rangle$ — дивергенция потока водяного пара; $\langle E - P \rangle$ — разность «испарение минус осадки», знак $\langle \rangle$ означает пространственное, черта сверху — временное осреднение.

Из уравнения (1) следует, что осредненное над рассматриваемой территорией значение «испарение минус осадки» в единицу времени, определяется изменением массы водяного пара, заключенного в атмосфере, и оттоком (или притоком) водяного пара с этой территории. Составляющие, стоящие слева в уравнении (1), определяются при помощи аэрологической информации.

Обратимся к уравнению, вытекающему из требований наземной ветви гидрологического цикла. Рассматривая конкретный район, водосбор например, запишем уравнение водного баланса подстилающей поверхности в виде

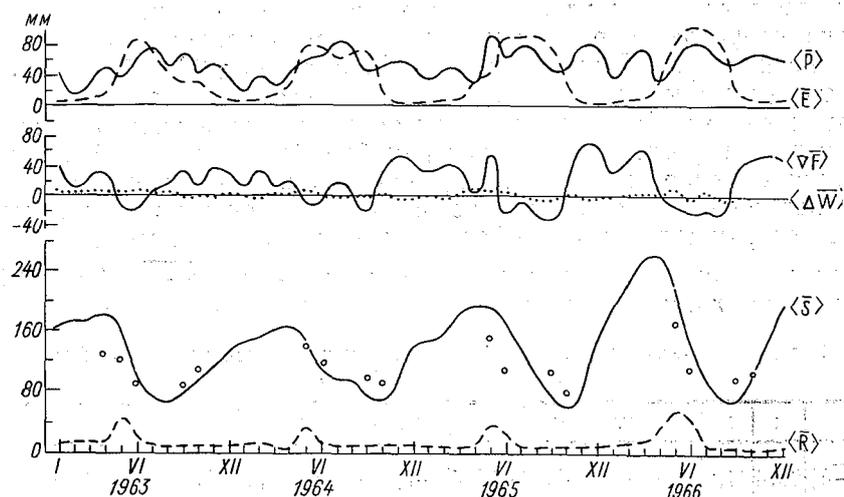
$$\langle R \rangle + \langle \Delta S \rangle = - \langle E - P \rangle, \quad (2)$$

где $\langle R \rangle$ — речной сток в замыкающем створе; $\langle \Delta S \rangle$ — изменение влагозапасов в бассейне.

Средняя разность «испарение минус осадки» 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 изменения влагосодержания и дивергенции потока. С другой стороны, использование аэрологической информации и данных гидрометрических измере-

ний в замыкающем створе представляет возможность оценки изменений влагозапасов в почво-грунтах изучаемого района.

На рисунке приведены результаты расчета составляющих водного баланса атмосферы и полученные при помощи совместного решения уравнений (1) и (2) составляющие водного баланса бассейна р. Волги. Годовой ход месячных значений влагозапасов в почво-грунтах $\langle \bar{S} \rangle$ обнаруживает отчетливую периодичность с хорошо выраженными максимумами и минимумами. Максимальные значения влагозапасов наблюдаются в марте—апреле перед началом активного снеготаяния, в среднем за месяц—пол-



Месячные значения наблюдаемых и рассчитанных составляющих водного баланса атмосферы и суши.

Точками на кривой $\langle \bar{S} \rangle$ нанесены измеренные значения влагозапасов почвы [5].

тора до пика весеннего половодья. Максимальные значения потерь аккумулированной влаги приходится на май—июнь. В этот период, характеризующийся интенсивным поверхностным стеканием и инфильтрацией талых и дождевых вод, интенсивность уменьшения влагозапасов в почво-грунтах составляет в среднем 40—50 мм в месяц. С июля по сентябрь в период летней межени аккумулированная грунтовыми емкостями вода идет на поддержание водности гидрографической сети бассейна (10 мм в месяц). Период с октября до марта характеризуется ростом влагозапасов в почво-грунтах за счет жидких осадков и формированием снегозапасов со средней интенсивностью около 25 мм/мес. Полученное автором количество влагозапасов и их изменение сравнивались с измеренными термостатно-весовым методом значениями влагозапасов почвы (см. рисунок), опубликованными в работе [5]. Как видно из графика, сравнение показывает неплохое качественное соответствие, главным образом касающееся изменения влагозапасов от

месяца к месяцу (май—июнь, сентябрь—октябрь). Следует заметить, что данные влагосъемок нельзя считать «эталонными», поскольку погрешности при получении количества влагозапасов за какой-либо конкретный месяц могут составить, как известно, несколько десятков процентов.

Сезонные изменения дивергенции результирующих потоков водяного пара $\langle \nabla F \rangle$ имеют хорошо выраженный годовой ход с максимальным выносом влаги в июне и максимальным поступлением в ноябре. Следует отметить, что в период, характеризующийся интенсивным оттоком атмосферной влаги с территории бассейна, т. е. преобладанием испарения над осадками, происходит резкая смена направления результирующих потоков водяного пара, что, по мнению О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой [2], обусловлено неустойчивостью циркуляционных процессов в середине лета в этом районе. Значительный приток влаги через западную границу и ее накопление на территории бассейна в холодный период наряду с испарением и атмосферным стоком в теплый период обуславливают довольно интенсивный влагооборот на подстилающей поверхности и в атмосфере. Разницу в 22,5 мм между средними за период годовыми значениями стока и $\langle P - E \rangle$ (см. таблицу), по-видимому, следует интерпретировать как объем воды,

Средние месячные значения (мм) составляющих водного баланса р. Волги за период 1963—1966 гг.

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-------------------------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|
| $\langle P - E \rangle$ | 26,4 | 34,0 | 32,1 | 11,1 | -3,0 | -22,5 | -1,6 | -7,6 | 5,3 | 29,2 | 54,6 | 48,2 | 206,2 |
| $\langle P \rangle$ | 31,9 | 40,5 | 43,3 | 36,9 | 60,8 | 65,0 | 76,9 | 62,7 | 51,9 | 49,7 | 62,2 | 54,4 | 636,2 |
| $\langle E \rangle$ | 5,5 | 6,5 | 11,2 | 25,8 | 63,8 | 87,5 | 78,9 | 70,3 | 46,6 | 20,5 | 7,6 | 6,2 | 430,0 |
| $\langle R \rangle$ | 12,4 | 13,3 | 13,3 | 17,9 | 44,2 | 21,1 | 12,0 | 10,1 | 9,4 | 9,8 | 9,9 | 10,3 | 183,7 |
| $\langle S \rangle$ | 162 | 175 | 195 | 201 | 174 | 129 | 100 | 84 | 74 | 82 | 114 | 155 | — |

задержанный в водохранилищах Волжско-Камского каскада. Используя месячные суммы осадков, осредненные по бассейну, и значения $\langle P - E \rangle$, полученные на основе аэрологической информации, оценено месячное суммарное испарение. Как видно (см. рисунок), изменение суммарного испарения за четырехлетний период отличается заметной регулярностью: максимумы приходятся на июнь—июль, минимумы — на январь, что вполне естественно и легко объяснимо. Суммарное за год испарение составило 430 мм (в среднем для четырех лет), из них на теплый период (апрель—октябрь) приходится 393 мм, или 91 % годового количества.

Итак, метод водного баланса атмосферы в тех случаях, когда исследуемые территории достаточно велики (10^5 — 10^6 км²), обеспечивает приемлемую точность вычисления основных компонентов водного баланса по данным сети аэрологических станций Европей-

ской части СССР. Для меньших участков земной поверхности расчетные значения испарения и влагозапасов становятся менее надежными и требуют более тщательного анализа и соответствующего исправления. Результаты выполненного исследования позволяют утверждать, что информация о потоках водяного пара в атмосфере совместно с данными стандартных гидрологических наблюдений за поверхностными водными объектами и осадками являются надежной основой для оценки водных ресурсов крупных речных бассейнов и регионов. При наличии для конкретного региона или бассейна аэрологической информации представляется возможным рассчитать влагозапасы в почво-грунтах и суммарное испарение, определение которых другими методами или затруднительно или вообще невозможно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И., Дроздов О. А. О влагообороте на ограниченной территории суши.— В кн.: Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Л., 1950, с. 14—23.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере.— Л.: Гидрометеониздат, 1963.— 314 с.
3. Кузнецова Л. П., Чернова Н. П. Влагооборот атмосферы и водный баланс в районах межзонального перераспределения речного стока (в аномальные годы).— Материалы метеорологических исследований, 1982, № 5, с. 41—49.
4. Малинин В. Н., Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. К изучению водного баланса бассейна Волги по аэрологическим данным.— Водные ресурсы, 1974, № 6, с. 74—84.
5. Мещерская А. В., Болдырева Н. А., Шалаева Н. Д. Средние областные запасы продуктивной влаги в почве и высота снежного покрова (статистический анализ и примеры использования)— Л.: Гидрометеониздат, 1982.— 241 с.
6. Самбук Н. Г. Возможность оценки составляющих водного баланса крупного речного водосбора на основе анализа горизонтального переноса влаги.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Л.: Гидрометеониздат, 1982, с. 56—63.
7. P a i m e n E. Evaluation of atmospheric moisture transport for hydrological purposes.— Report, N 1, WMO/IHD Project, WMO, Geneva, 1967, 63 p.
8. P e i x o t o I. P. Atmospheric vapor flux computations for hydrological purposes.— Report, N 20, WMO/IHD Projects, WMO, Geneva, 1973, 83 p.
9. R a s m u s s o n E. M. Hydrological application of atmospheric vapour-flux analyses.— Report, N 11, WMO, 1977, 50 p.

Г. Ю. Фатуллаев (ГГИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СТОК р. КУРЫ

В южных сельскохозяйственных районах СССР, к которым относится бассейн реки Куры, проблема состояния водных ресурсов, их рационального использования и охраны от истощения и загрязнения стоит особенно остро. Количественная оценка происшед-

ших антропогенных изменений стока, восстановление естественного режима рек имеют большое значение для разработки и планирования перспективных мероприятий комплексного использования водных ресурсов.

Для получения количественных оценок антропогенных изменений стока применены два метода [4]:

1) метод, основанный на анализе за многолетний период зависимости стока от основных определяющих факторов;

2) метод водного баланса зоны использования стока за различные многолетние периоды.

При использовании первого метода изменение стока в замыкающих створах оценивается путем анализа его колебаний за многолетний период в зависимости от естественных стокообразующих факторов и хозяйственной деятельности. Исследования показали, что для годового стока Y или стока за вегетационный период Y_v наиболее эффективно применение многофакторных зависимостей вида:

$$Y = \Psi(\sum Q_{\text{пр}}, X, t), \quad (1)$$

или

$$Y_v = \Psi(\sum Q_{\text{пр}}, X, t, U_{\text{хоз}}), \quad (2)$$

где $\sum Q_{\text{пр}}$ — характеристика притока с гор, определяемая по нескольким створам, расположенным в зоне формирования; X и t — характеристики осадков и температуры воздуха в зоне использования; $U_{\text{хоз}}$ — комплексный антропогенный фактор, количественно характеризующий развитие водохозяйственных мероприятий в бассейне.

Анализ зависимостей (1) и (2) производится методом множественной линейной регрессии. В частности, в ГГИ для этой цели широко применяется программа расчета на ЭВМ [1], позволяющая анализировать большое число факторов и выбирать оптимальные уравнения регрессии.

Исследования влияния хозяйственной деятельности на сток в бассейне р. Куры выполнены для участков: 1) бассейн Куры до г. Мингечаура, 2) бассейн р. Аракса, 3) Кура-Араксинская низменность, 4) бассейн р. Куры в целом.

Для бассейна р. Куры до г. Мингечаура расчет зависимостей вида (1) производился методом множественной линейной регрессии [4] в различных вариантах.

Результаты расчетов показали, что уменьшение годового стока здесь под влиянием хозяйственной деятельности (главным образом за счет орошения) невелико и составило в среднем за 1953—1980 гг. $0,41 \text{ км}^3/\text{год}$ по отношению к предшествующему периоду (1927—1952 гг.), а для стока за теплый сезон — $0,59 \text{ км}^3/\text{год}$ [при расчетах исключено влияние на сток аккумуляции воды в Мингечаурском водохранилище и водозаборов в Верхне-Карабахский (ВКК) и Верхне-Ширванский (ВШК) каналы].

Для надежного учета влияния факторов хозяйственной деятельности, действующих на водосборе р. Аракса, анализировались ряды стока, восстановленного с учетом непосредственных допол-

нительных сбросов в реку из оз. Севан и по ВКК, по зависимостям вида (1) и (2).

Расчеты показали, что в среднем за 1955—1980 гг. годовой сток в створе р. Аракса у с. Кюбектала уменьшился по отношению к предшествующему периоду на 1,4 км³/год, а сток за вегетационный период — на 1,2 км³/год; за отдельные пятилетние периоды уменьшение достигает 31—39 %. Аналогичный расчет для створа р. Аракс—Кыз-Галасы свидетельствует о том, что уменьшения стока не произошло.

Для выявления изменения стока в целом по бассейну р. Куры произведен анализ зависимости стока в замыкающем створе, восстановленного с учетом аккумуляции в Мингечаурском водохранилище, и стока по коллекторам от естественных стокообразующих факторов. Для бассейна Куры в целом были получены надежные уравнения вида (1) годового стока и стока за вегетационный период только от естественных факторов с общим коэффициентом корреляции соответственно 0,96—0,95. При расчете характеристики притока $\sum Q_{пр}$ использованы данные о расходах воды в 50 гидрометрических створах. Метеорологические данные получены по 11 метеостанциям, расположенным в зоне использования стока. Согласно расчетам за 1953—1980 гг., годовой сток в створе уменьшился в среднем по отношению к предшествующему периоду на 1,3 км³/год, а сток за вегетационный период — на 1,2 км³/год. За последние 2 года уменьшение стока достигло 18—31 %. Случайная погрешность определения изменения годового и сезонного стока составляет для периода 1953—1980 гг. примерно 0,38 и 0,27 км³/год.

Анализируя полученные результаты, следует также отметить, что потери на испарение с Мингечаурского водохранилища за этот период составляют 0,37 км³/год [3].

Приведенные выше результаты указывают на то, что наиболее значительное уменьшение стока Куры происходит в Кура-Араксинской низменности. Для надежного определения объемов потерь стока, обусловленных деятельностью человека, использован метод водного баланса. Уравнение водного баланса участка для продолжительных промежутков времени (сезон, год), когда русловое регулирование можно не учитывать, в среднем за многолетние периоды может быть записано в виде:

$$\left. \begin{aligned} U &= \sum Y_{пр} + X + W_{пр} - Y - Y_{кол} - Y_{хи} - W_{от} \\ \sum Y_{пр} &= Y_M + Y_K + Y_A + Y_б + Y_{нс} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

где U — суммарные потери воды на участке, состоящие из естественных потерь на испарение и потерь, обусловленных хозяйственной деятельностью; $\sum Y_{пр}$ — поверхностный приток; Y_M — сток р. Куры в створе г. Мингечаур; Y_K — водозабор в ВШК и ВКК; Y_A — сток р. Аракс в створе Кыз-Галасы; $Y_б$ — боковой приток по малым рекам; $Y_{нс}$ — боковой приток с территорий, не освещенных гидрометрическими наблюдениями; X — осадки на участке водо-

сбора; $W_{\text{пр}}$ — подземный приток; Y — поверхностный отток по руслу Куры; $Y_{\text{кол}}$ — отток по коллекторам в Каспийское море; $Y_{\text{хн}}$ — водозабор за пределы района на хозяйственные нужды; $W_{\text{от}}$ — подземный отток в Каспийское море.

Суммарные потери воды на территории низменности складываются из потерь на суммарное испарение и на изменение запасов в почво-грунтах.

Определение величины U по уравнению (3) за период 1927—1980 гг. позволяет проследить динамику потерь на испарение с сельскохозяйственных полей и других угодий и на изменение запасов воды в почво-грунтах и понижениях рельефа. Выделенные из суммарных потерь части их, обусловленной влиянием хозяйственной деятельности, возможно на основе независимого расчета испарения с различных подстилающих поверхностей.

В настоящей работе оценка суммарного испарения с различных угодий Кура-Араксинской низменности выполнена как имеющимися методиками, так и с использованием полученных автором региональных эмпирических зависимостей.

Суммарное испарение с поверхности суши оценивалось тепловоднобалансовым методом С. И. Харченко [2] с использованием переменных региональных значений биологических параметров. Эмпирические зависимости для расчета параметров получены с использованием данных наблюдений за суммарным испарением на лизиметрических установках опытно-балансовых участков (Джафарханском, Уджарском) Мингео СССР на полях с различными сельскохозяйственными культурами и других угодьях.

Расчеты показали, что суммарные потери на испарение в Кура-Араксинской низменности в среднем для годового и вегетационного периодов составляют соответственно 17,03 и 11,27 км³/год.

Надо отметить, что потери на испарение в течение рассматриваемого многолетнего периода изменялись незначительно. Так, например, за 1953—1980 гг. потери по сравнению с 1927—1952 гг. увеличились в среднем на 1,55 км³/год. Незначительные изменения отмечаются также и за более короткие периоды. Это объясняется проявлением действия компенсирующих факторов в бассейне: уменьшением суммарного испарения с переувлажненных территорий, занятых болотной растительностью, тугайным лесом, а также с водной поверхности.

Ввиду отсутствия надежной информации для непосредственного определения изменения запасов воды в почво-грунтах (ΔW) оно определялось как остаточный член уравнения водного баланса. Среднегодовое накопление запасов влаги в почво-грунтах в пределах Кура-Араксинской низменности за период до 1953 г. составляет 0,27 км³/год. Незначительный отток по коллекторно-дренажной сети за период 1953—1961 гг. способствовал значительному накоплению запасов грунтовых вод (в среднем 0,49 км³/год). В период массового строительства коллекторно-дренажной сети интенсивность пополнения запасов грунтовых вод (ΔU) начинает уменьшаться. Для периода 1962—1980 гг. $\Delta U = 0,29$ км³/год.

Суммарные потери U за период 1953—1980 гг. по сравнению с условно естественным периодом возросли на $1,63 \text{ км}^3/\text{год}$. Наибольшее значение они имели в период 1953—1961 гг., т. е. в период наиболее интенсивного ирригационного строительства. За период 1962—1980 гг., несмотря на прирост орошаемых площадей, суммарные потери остаются стабильными. Динамика суммарных потерь во времени в значительной степени определяется динамикой структуры суммарного испарения с различных угодий. Значительная экономия стока ($0,90 \text{ км}^3/\text{год}$) наблюдается вследствие ликвидации существовавших ранее массивов с дикой влаголюбивой растительностью, испарение с которых более чем в 2 раза превышает испарение с орошаемых полей. Снижение непродуктивного испарения является одним из основных факторов, обуславливающих стабильность стока. Одной из важных причин относительно медленного увеличения суммарных потерь в Кура-Араксинской низменности по мере введения новых орошаемых площадей является строительство коллекторно-дренажной сети.

Средняя квадратическая погрешность определения величины U за 28-летний период составляет $0,17 \text{ км}^3/\text{год}$, а за девятилетний период $0,45—0,50 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. полученные изменения являются достоверными, так как само изменение больше, чем значения средних квадратических погрешностей выборочных средних.

Таким образом, результаты расчета водного баланса Кура-Араксинской низменности подтверждают уменьшение стока, полученное методом множественной регрессии. На основе уравнения регрессии определено, что сток в море за 1953—1980 гг. уменьшился по отношению к стоку за условно естественный период (1927—1952 гг.) на $1,3 \text{ км}^3/\text{год}$, а по уравнению водного баланса — на $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рекомендации по приведению рядов речного стока и их параметров к многолетнему периоду.— Л.: Гидрометеоздат, 1973.— 64 с.
2. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 373 с.
3. Шикломанов И. А., Веретенникова Г. М. Влияние водохранилищ на годовой сток рек СССР.— Труды ГГИ, 1977, вып. 239, с. 27—48.
4. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 301 с.

В. П. Колмогоров (ГГИ)

ВЛИЯНИЕ КОМПЛЕКСА ФАКТОРОВ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СТОК р. ТОБОЛА У г. КУСТАНАЯ

Режим р. Тобола до г. Кустаная в настоящее время во многом определяется факторами хозяйственной деятельности. Кустанаяская область представляет собой уже в значительной степени

сложившийся промышленный район. Наиболее быстрыми темпами развиваются отрасли промышленности, связанные с добычей и обогащением руды, а также с производством строительных материалов. Интенсивное развитие сельского хозяйства сопровождается расширением площадей поливных земель. Причем, если площади пахотных земель по отношению к 1960 г. увеличились, то площади поливных угодий возросли в семь раз. Решение задач, связанных с планированием водохозяйственных мероприятий, требует предварительной оценки происшедших изменений водных ресурсов.

Рассмотрим результаты оценки воздействия комплекса факторов антропогенной деятельности на сток. Количественные данные получены на основе метода математического моделирования, позволяющего восстанавливать речной сток и затем, сопоставляя его с наблюдаемым, производить оценку изменений.

подавляющее большинство гидротехнических сооружений и водопользователей располагается в пределах водосбора на участке от с. Гришинка до г. Кустаная. Исходя из особенностей формирования стока и его использования в пределах водосбора можно выделить три стокообразующих района:

- 1) верховья бассейна р. Тобола до с. Гришинка,
- 2) бассейн р. Аят до с. Варваринка,
- 3) район интенсивной хозяйственной деятельности, лежащий выше г. Кустаная.

Гидрологический режим двух первых районов был принят как незначительно измененный. Так вывод можно сделать на основании предварительного анализа материалов институтов Южуралгипрводхоз, УралНИИВХ, а также Тургайской бассейновой инспекции. По данным этих организаций, суммарный объем прудов в бассейне р. Аят составляет примерно 4,78 млн. м³, а в бассейне р. Тобола до с. Гришинка — 0,83 млн. м³. На р. Джелкуар имеются два водохранилища, однако объемы их заполнения в весенний период по отношению к общему объему половодья в створе с. Гришинка незначительны. Влияние вспашки при относительной распаханности водосбора первого стокового района на 20 %, по-видимому, несущественно.

Водохозяйственная ситуация, сложившаяся в пределах бассейна реки, определила выбор схемы расчета, которая выглядит следующим образом. Расчет естественного гидрографа весеннего половодья в замыкающем створе производился в несколько этапов (рис. 1). На первом этапе определялась русловая трансформация гидрографов двух верхних районов, сток с которых принимался незначительно измененным, до замыкающего створа. В основу расчета трансформации положена генетическая формула стока с использованием переменной кривой добегаания. Способ применения переменной кривой добегаания описан в работе [2]. На втором этапе рассчитывался формирующийся в период снеготаяния гидрограф притока с территории третьего стокового района. В работе [1] предложены модели, разработанные в Гидрометцентре СССР и позволяющие на основании сетевых наблюдений

вычислять интенсивность снеготаяния, водоотдачу бассейна, а затем и расходы воды.

В данной работе использована одна из схем, предусматривающая последовательное определение следующих величин:

— суточных значений интенсивности снеготаяния и водоотдачи снежного покрова с учетом относительной площади покрытия водосбора снегом;

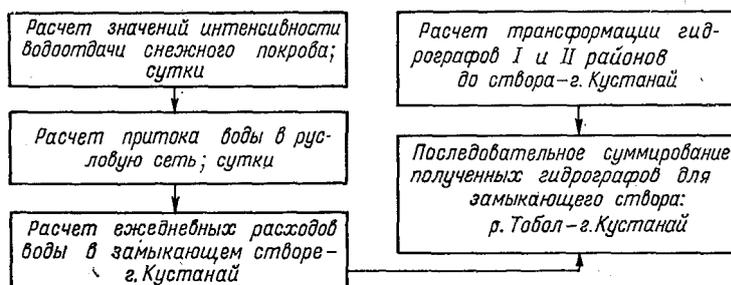


Рис. 1. Блок-схема расчета гидрографа весеннего половодья р. Тобола у г. Кустаная.

— суточных значений общих потерь талых и дождевых вод на впитывание в почву и на поверхностное задержание;

— притока воды в русловую сеть;

— ежедневных расходов воды в замыкающем створе реки.

Наконец, на завершающем этапе все три гидрографа последовательно суммировались. На основании указанных моделей были составлены схемы и вычислены расходы воды половодий за годы с условно естественным режимом стока, т. е. за период 1952—1955 гг. Результаты проверочных расчетов в форме погрешностей сведены в табл. 1.

Анализ таблицы позволяет сделать вывод о применимости разработанной модели для восстановления стока за годы с интенсивной хозяйственной деятельностью.

Таблица 1

Погрешности расчетов по модели восстановления гидрографа половодья р. Тобол — г. Кустанай

| Год | Погрешности слоя стока за половодье Δh % | Погрешности расчета макс. расхода ΔQ_{\max} % |
|---------|--------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|
| 1952 | 9,7 | 9,6 |
| 1953 | 4,1 | 5,4 |
| 1954 | -0,5 | -18,7 |
| 1955 | 11,3 | -1,2 |
| Среднее | 6,4 | 8,7 |

Принципиально важной является задача определения года, начиная с которого стоковые ряды под влиянием целенаправленной антропогенной деятельности становятся неоднородными, т. е. существенно изменяется режим стока реки. С этого года необходимо начинать и расчеты по восстановлению стока, так как оценить отклонения, находящиеся в пределах точности модели, едва ли возможно. Двойная интегральная кривая, изображенная на рис. 2, дает возможность определить точку перелома, которой в данном случае соответствует 1966 г. В этом году началось заполнение

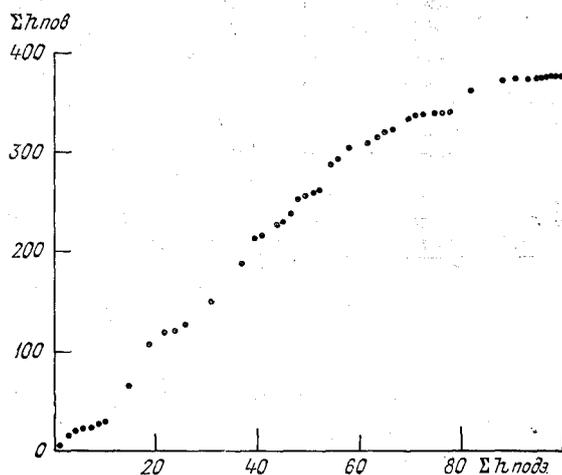


Рис. 2. Двойная интегральная кривая стока р. Тобола у г. Кустаная.

емкости Каратамарского водохранилища, повлекшее за собой коренное изменение водного режима р. Тобола. Действительно, при полезном объеме 559 млн. м³ водохранилище способно вместить в себя весь объем среднего многолетнего весеннего стока 422 млн. м³, а увеличение площади водной поверхности и усиленная фильтрация в ложе и берега в течение ряда лет значительно меняют воднобалансовые соотношения в пользу роста расходной части. Еще более усилило эту тенденцию введение в строй другого водохранилища многолетнего регулирования — Верхне-Тобольского с полезным объемом в 781 млн. м³.

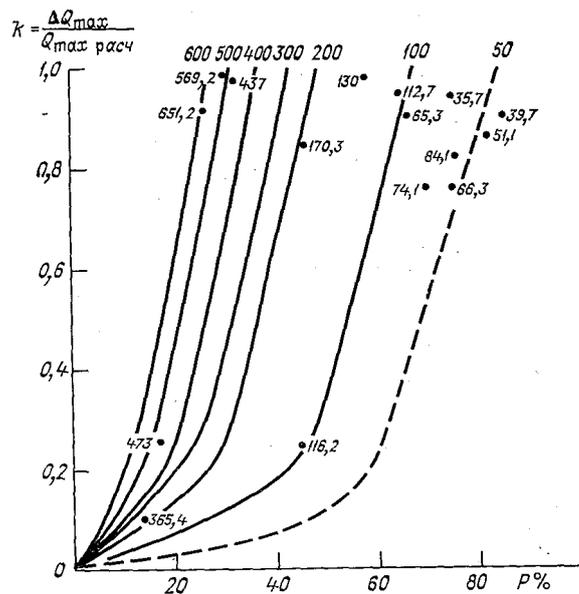
Изменения коснулись в первую очередь объема весеннего половодья и максимальных расходов. Таблица 2 иллюстрирует наблюдавшееся снижение характеристик стока. Приведенные количественные данные показывают значительное уменьшение весеннего стока, достигающее 99 % при обеспеченности объема стока 31 %. Это произошло вследствие заполнения регулирующей емкости водохранилищ. По этой же причине очень малы и максимальные расходы, например расход обеспеченностью 30 % был снижен почти в 100 раз. Наглядно регулирующий эффект демонстрирует

Таблица 2

Влияние хозяйственной деятельности на весенний сток
р. Тобол — г. Кустанай

| Год | W _{факт} млн. м ³ | W _{расч} млн. м ³ | P _{расч} % | ΔW млн. м ³ | W _{акк} млн. м ³ | ΔW % |
|---------|------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------|---------------------------|-----------------------------------------|------|
| 1966 | 143 | 293 | 45 | 150 | 116 | 53 |
| 1967 | 19,7 | 112 | 67 | 91,9 | 74,1 | 84 |
| 1968 | 12,2 | 132 | 62 | 120 | 113 | 93 |
| 1969 | 21,8 | 465 | 32 | 443 | 437 | 96 |
| 1970 | 817 | 1096 | 10 | 279 | 365 | 25 |
| 1971 | 314 | 774 | 17 | 460 | 473 | 60 |
| 1972 | 63,2 | 249 | 51 | 186 | 170 | 75 |
| 1973 | 9,1 | 72,6 | 75 | 63,5 | 55,7 | 87 |
| 1974 | 11,9 | 75,9 | 74 | 64,0 | 84,0 | 88 |
| 1975 | 5,7 | 42,0 | 85 | 36,3 | 39,7 | 89 |
| 1976 | 8,8 | 47,3 | 84 | 38,5 | 51,1 | 80 |
| 1977 | 9,0 | 79,7 | 72 | 70,7 | 63,3 | 89 |
| 1978 | 27,8 | 572 | 26 | 544 | 651 | 95 |
| 1979 | 5,7 | 136 | 62 | 131 | 130 | 97 |
| 1980 | 7,5 | 79,2 | 73 | 71,7 | 65,3 | 94 |
| 1981 | 7,8 | 484 | 31 | 476 | 569 | 99 |
| Среднее | 92,7 | 294 | 55 | 202 | 216 | 68 |

график зависимости (рис. 3) коэффициента снижения расходов ($k = \Delta Q_{\max} / Q_{\max \text{ расч}}$) от водности весны и объема аккумуляции в водохранилищах.

Рис. 3. График зависимости $k=f(W_{\text{акк}}, P)$

Для определения потерь стока за год необходимо уравнение водного баланса представить в виде

$$W_{б.п.} = W_{расч.} - W_{факт.} \pm \Delta W_{вдхр.} \quad (1)$$

где $W_{б.п.}$ — безвозвратные потери стока; $W_{расч.}$ — восстановленный объем годового стока; $\Delta W_{вдхр.}$ — объем заполнения или сработки водохранилищ за год.

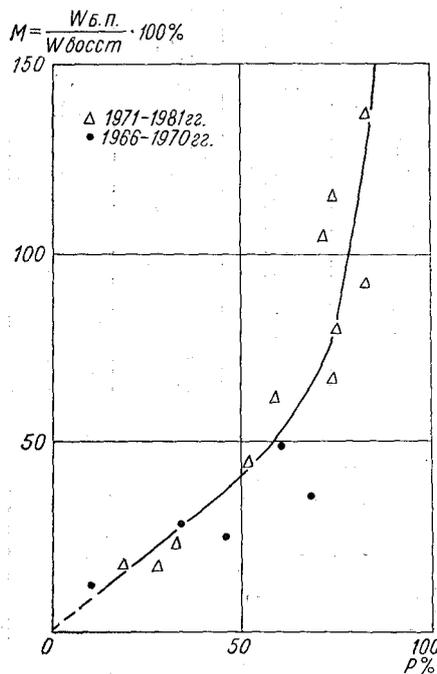
Объем годового стока восстанавливался путем расчета по уравнению регрессии связи $Y_{год} = f(Y_{вес.})$. Зависимость в данном случае очень тесная, с коэффициентом корреляции равным 0,99 и средней погрешностью расчета 0,4 мм. Уравнение регрессии записывается в виде

$$Y_{год} = 1,1Y_{вес.} + 1,3. \quad (2)$$

Изменение годового стока в относительных единицах представлено на рис. 4. Нетрудно заметить, что безвозвратные потери достигают почти 150 % расчетного объема. Такая ситуация возникает ввиду дополнительной сработки многолетней емкости водохранилищ в маловодные годы.

Результаты работы позволяют сделать вывод о чрезвычайно интенсивном использовании водных ресурсов р. Тобола до г. Кустаная. Уменьшение весеннего стока за период с 1966 по 1981 г.

Рис. 4. График зависимости относительных безвозвратных потерь стока от водности года.



составило в среднем 68 %. Аккумуляция в емкости водохранилищ оценивается в 216 млн. м³, а среднее изменение объема — в 202 млн. м³, что свидетельствует о преимущественном влиянии на весенний сток руслового регулирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жидиков Л. П., Левин А. Г., Нечаева Н. С., Попов Е. Г. Методы расчета и прогноза половодья для каскада водохранилищ и речных систем.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 129 с.
2. Моисеенков А. И. Восстановление гидрографов естественного стока в бассейне р. Волги на основе методов расчета неустановившегося движения воды.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Л.: Гидрометеиздат, 1982, с. 3—9.
3. Чиркова Е. П. Водный баланс Каратамарского и Верхне-Тобольского водохранилищ на р. Тобол.— Труды ВНИИ «Водгео», 1977, № 69, с. 166—172.

В. В. Квинтрадзе (ГГИ)

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ ГИДРОГРАФОВ СТОКА р. УРАЛА

Повышенное внимание к работе в области исследований влияния хозяйственной деятельности на водный режим и водные ресурсы рек ставит в настоящее время задачу восстановления естественных гидрографов стока [1, 3, 4]. Решим эту задачу на примере бассейна р. Урала — одного из наиболее развитых в экономическом отношении районов в нашей стране.

Сток реки зарегулирован каскадом водохранилищ Верхнеуральским, Магнитогорским и Ириклинским (с суммарным полным объемом 4,05 км³ и площадью зеркала 370 км²). После строительства в 1958 г. Ириклинского водохранилища произошли коренные изменения во внутригодовом распределении стока р. Урала. Из приведенной таблицы видно, что если в естественных условиях на весенний период приходилось (в год 50 %-ной обеспеченности) 80,5 % годового стока, то в нарушенных условиях приходится 59,3 %, на лето—осень соответственно 15,3 и 24,8 % и на зимний период — 4,2 и 15,9 %.

Влияние антропогенных факторов привело не только к перераспределению стока внутри года, но и к большим потерям его. Например, к 1975 г. потери стока на испарение с зон затопления и подтопления водохранилищ составили 0,26 км³, на орошение 0,6 км³, на агротехнические мероприятия 0,6 км³, промышленно-коммунальное и сельскохозяйственное водоснабжение 0,1 км³ [1].

В будущем в связи с развитием народного хозяйства потери стока значительно увеличатся.

В перспективе ведущей отраслью народного хозяйства в бассейне р. Урала останется промышленность, темпы роста которой значительно увеличатся к 1990 г. Широкое развитие получит и сельское хозяйство, особенно орошаемое земледелие. В верховьях Урала будут построены пруды и водохранилища суммарной емкостью 87 млн. м³ [1].

Приведенное внутригодовое распределение стока рассчитано по данным многолетних наблюдений, т. е. даются осредненные величины, и поэтому мы не можем охарактеризовать изменения стока за конкретные годы. Для решения этой задачи, а это одна из важнейших задач оценки антропогенного влияния на сток, была применена методика восстановления гидрографов стока, основанная на трансформации паводочной волны по кривым добегания с помощью интеграла Дюамеля:

$$Q(t) = \int_0^t Q(t-\tau) P(\tau) d(\tau). \quad (1)$$

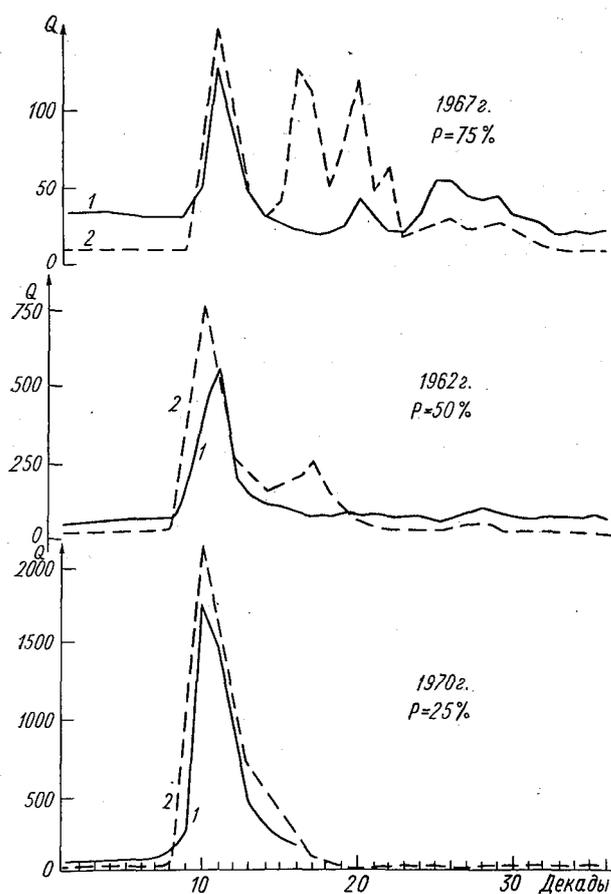
Внутригодовое распределение стока (в % от годового) в условиях естественного и нарушенного режима
р. Урал — г. Оренбург

| Водность, % | Месячный сток | | | | | | | | | | | | Сезонный сток | | |
|-------------|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---------------|--------|---------|
| | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | I | II | III | IV-VI | VII-XI | XII-III |
| | Естественный режим | | | | | | | | | | | | | | |
| 25 | 56,6 | 17,9 | 5,52 | 4,82 | 3,38 | 2,78 | 2,38 | 2,72 | 1,34 | 1,02 | 0,74 | 0,80 | 80,00 | 16,10 | 3,90 |
| 50 | 39,1 | 30,0 | 11,4 | 4,9 | 3,45 | 2,71 | 2,37 | 1,88 | 1,34 | 1,10 | 0,83 | 0,92 | 70,50 | 15,30 | 4,20 |
| 75 | 36,7 | 28,0 | 13,0 | 5,46 | 3,75 | 3,24 | 3,09 | 2,57 | 1,70 | 0,74 | 0,62 | 1,03 | 77,70 | 18,10 | 4,20 |
| | Нарушенный режим | | | | | | | | | | | | | | |
| 25 | 49,6 | 15,3 | 4,24 | 4,04 | 2,85 | 2,71 | 3,26 | 3,57 | 2,23 | 3,23 | 2,81 | 5,70 | 69,60 | 16,40 | 14,00 |
| 50 | 37,9 | 14,6 | 7,32 | 6,41 | 4,24 | 3,76 | 4,73 | 5,2 | 3,41 | 3,86 | 4,16 | 4,41 | 59,30 | 24,30 | 15,90 |
| 75 | 26,6 | 11,2 | 6,67 | 8,24 | 7,20 | 6,0 | 6,32 | 6,94 | 5,38 | 4,49 | 4,98 | 5,98 | 44,40 | 34,70 | 20,80 |

Кривая добегания, как показывает практика, хорошо аппроксимируется уравнением, предложенным Г. П. Калининым и П. И. Милуковым [2]:

$$P(\tau) = \frac{1}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-(t/\tau)}, \quad (2)$$

где n и τ — эмпирические параметры.



Восстановленные и наблюдаемые гидрографы стока
р. Урала у г. Оренбурга.

1 — фактический, 2 — восстановленный.

Вид кривой добегания определяется подбором параметров n и τ . Между параметром n и морфометрическими характеристиками участка существует достаточно хорошая связь. Если морфометрические характеристики остаются относительно неизменными для конкретного участка, то n устойчивая величина. При определенном

значении n параметр τ зависит только от среднего времени добега-ния. Если меняется время добега-ния, то с увеличением рас-хода воды параметр становится переменным, т. е. при известном n , для определения τ нужно знать время добега-ния на участке при различном наполнении русла.

Расчет трансформации стока производился в следующей после-довательности:

1) определялась зависимость времени добега-ния от значения расхода в верхнем створе выбранного участка. Время добега-ния определялось по средним скоростям потока на участке;

2) задавалось значение параметра n ;

3) для каждого расхода, поступающего на рассматриваемый участок реки, определялось соответствующее ему время добега-ния и далее параметр τ .

4) по известным n и τ определялась кривая добега-ния вида (2) и по уравнению (1) рассчитывался расход в замыкающем створе.

Для проведения расчетов бассейн р. Урала был разбит на шесть участков, для каждого из которых за годы с естественным режимом определялись все необходимые расчетные параметры.

Гидрограф бокового притока рассчитывался для каждого уча-стка по уравнению руслового водного баланса. Определение боко-вого притока на участках, зарегулированных водохранилищами, проводилось по данным Материалов наблюдений на озерах и во-дохранилищах.

В качестве примера на рисунке приводятся совмещенные гидро-графы наблюдаемых и восстановленных расходов у г. Оренбурга для трех разных по водности лет: 1962 г. $P=50\%$; 1967 г. $P=75\%$; 1970 г. $P=25\%$ по декадным интервалам времени, отражающие ход изменения внутригодового распределения стока под влиянием водохранилищ.

В заключение отметим, что восстановление гидрографов стока для оценки влияния хозяйственной деятельности методом расчета неустановившегося движения воды с использованием переменных кривых добега-ния, аппроксимированных уравнением Калинина—Милюкова, может также найти широкое применение для оценки влияния каскада водохранилищ на водный режим других круп-ных рек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев О. М. Оценка влияния промышленно-коммунального водо-потребления на сток р. Урал.—Труды ГГИ, 1981, вып. 273, с. 44—61.
2. Калинин Г. П., Милюков П. И. Приближенный расчет неустан-новившегося движения водных масс.—Труды ЦИП, 1958, вып. 66,—71 с.
3. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.—Л.: Гидрометеиздат, 1979.—320 с.
4. Моисеенков А. И. Восстановление гидрографов естественного стока в бассейне р. Волги на основе методов расчета неустановившегося движения воды.—В кн.: Вопросы гидрологии суши.—Л.: Гидрометеиздат, 1982, с. 3—9.

В. А. Котельников (ГГИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОДНОГО РЕЖИМА ВЕРХНЕ-СВИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В УСЛОВИЯХ ПЕРЕБРОСОК СТОКА

В данной статье излагаются результаты исследований, посвященных обобщению современного режима работы Верхне-Свирского водохранилища и оценке его изменения в условиях перебросок стока первой очереди в размере $3,5 \text{ км}^3/\text{год}$ из невского бассейна на волжский склон. Работа проводилась в следующей последовательности:

- 1) уточнение пропускной способности р. Свири;
- 2) разработка метода долгосрочного прогноза уровня Онежского озера;
- 3) выполнение расчетов регулирования и статистическая обработка полученных данных для выяснения ожидаемых изменений режима Онежского озера и р. Свири в условиях переброски части стока.

Все расчеты выполнены по 25-летнему ряду наблюдений (1953—1978 гг.).

Проектируемую переброску части стока из невского бассейна в р. Волгу предполагается осуществить по Волго-Балтийскому водному пути им. В. И. Ленина. Вода будет забираться из Онежского озера и подниматься пятью мощными насосными установками по р. Вытегре. Далее вода самотеком поступит в водораздельный канал, р. Ковжу, Белое озеро, р. Шексну и, наконец, в Рыбинское водохранилище.

Онежское озеро вместе с 96-километровым верхним участком р. Свири, включая и Ивинский разлив, образует водохранилище Верхне-Свирской ГЭС. Это водохранилище так называемого хвостового типа [1]. Если площадь водного зеркала всего водохранилища принять за 100 %, то на Онежское озеро приходится 98 %. При любой отметке озеро находится в подпоре от ГЭС.

В условиях отъемов стока произойдет уменьшение водности р. Свири (см. таблицу). Пропуск воды по ней будет осуществ-

Таблица 1

Годовые объемы стока р. Свири за 1914—1978 гг. и планируемые отъемы стока

| Отъем стока, $\text{км}^3/\text{год}$ | Верхне-Свирская ГЭС | | Нижне-Свирская ГЭС | |
|------------------------------------------|--------------------------------|---------------------|--------------------------------|---------------------|
| | сток, $\text{км}^3/\text{год}$ | уменьшение стока, % | сток, $\text{км}^3/\text{год}$ | уменьшение стока, % |
| 0 | 18,6 | 0 | 20,2 | 0 |
| 3,5 | 15,1 | 19 | 16,7 | 17 |

вляться при меньшем падении между Онежским озером и Верхне-Свирской ГЭС. По мере уменьшения падения будет возрастать роль бокового притока с частного бассейна реки между истоком и ГЭС. Даже сейчас при относительно большом падении исток реки нередко оказывается в подпоре от бокового притока. Таким образом, необходимо иметь достоверные сведения о пропускной способности р. Свири при различных комбинациях определяющих факторов: отметок Онежского озера Z , отметок верхнего бьефа Верхне-Свирской ГЭС Z_{BC} , бокового притока с частного бассейна Q_6 . Иными словами, достаточно полной характеристикой пропускной способности р. Свири в истоке может служить многофункциональная зависимость вида

$$Q_{\text{ист}} = f(Z, Z_{BC}, Q_6). \quad (1)$$

Для учета зимних условий, уменьшающих пропускную способность русла реки, целесообразно вводить переходный коэффициент

$$K_{\text{зим}} = Q_{\text{ист. з}}/Q_{\text{ист. св}}. \quad (2)$$

Вычисление расходов в истоке за зимний период производилось по разности

$$Q_{\text{ист. з}} = Q_{BC} - Q_6. \quad (3)$$

Расходы в истоке за свободный ото льда период снимались с номограммы [5]

$$Q_{\text{ист. св}} = f(Z, Z_{BC}). \quad (4)$$

Расчет бокового притока р. Свири на 96-километровом участке между истоком (оз. Онежское — пгт Вознесенье) и Верхне-Свирской ГЭС вычислялся через средний арифметический модуль расхода двух небольших рек-аналогов (рек Ивины и Важинки)

$$Q_6 = \frac{1}{2} (Q_1/F_1 + Q_2/F_2) \Delta F, \quad (5)$$

где ΔF — площадь частного бассейна р. Свири от истока (оз. Онежское — пгт. Вознесенье) до Верхне-Свирской ГЭС, равная 4300 км²; индекс 1 относится к р. Ивине, а индекс 2 — к р. Важинке.

Данные по боковому притоку в р. Свирь использовались для определения расходов воды в истоке на основании уравнения руслового водного баланса

$$Q_{\text{ист}} = Q_{BC} - Q_6 + (W_{\text{кон}} - W_{\text{нач}})/T \cdot 86\,400, \quad (6)$$

где объем воды в русле р. Свирь на конец и начало интервала времени ($W_{\text{кон}} - W_{\text{нач}}$) находился по общей кривой объемов $W(Z_{\text{ср}})$ и соответствующему уровню на участке

$$Z_{\text{ср}} = 0,5(Z + Z_{BC}). \quad (7)$$

Совокупность вычисленных расходов $Q_{\text{ист}}$ и $Q_{\text{б}}$, а также фактических уровней Z и $Z_{\text{вс}}$ использована для установления зависимости (1).

Подпор от Верхне-Свирской ГЭС существенным образом влияет на пропускную способность р. Свири. Так, например, при уровне Онежского озера $Z=33,00$ м БС расход воды в истоке реки изменяется в зависимости от отметки верхнего бьефа ГЭС в диапазоне 0—800 м³/с, а при $Z=34,00$ м БС — в диапазоне 0—1650 м³/с.

С учетом изложенного, для случая, когда боковой приток значителен ($Q_{\text{б}} > 50$ м³/с), установлены коэффициенты подпора $K_{\text{подп}}$. Для этого найденное по уравнению водного баланса (6) значение расхода $Q_{\text{ист}}$ относилось к значению расхода $Q_{\text{ист}}$, полученного по зависимости (4), т. е. к значению расхода, которое имело бы место при отсутствии бокового притока. Затем были построены зависимости коэффициента подпора от бокового притока и среднего расхода воды

$$K_{\text{подп}} = f(Q_{\text{б}}/Q_{\text{ср}}), \quad (8)$$

где средний расход воды на участке исток—ГЭС находился по следующей формуле:

$$Q_{\text{ср}} = 0,5(Q_{\text{ист}} + Q_{\text{вс}}). \quad (9)$$

При условии $Q_{\text{б}}/Q_{\text{ср}} = 0$ коэффициент $K_{\text{подп}} = 1,0$, что по смыслу и должно иметь место. В случае же $Q_{\text{б}}/Q_{\text{ср}} = 1,5$ коэффициент $K_{\text{подп}} = 0$, т. е. в верхней половине рассматриваемого участка реки устанавливается горизонтальная водная поверхность и сток из озера прекращается. При еще большем значении отношения $Q_{\text{б}}/Q_{\text{ср}}$ уклон водной поверхности становится обратным и р. Свирь переходит в фазу «антиреки».

Как указывалось выше, с отъемами стока понизится водность р. Свири. Пропорционально сократится суммарная выработка электроэнергии каскада свирских ГЭС. Следовательно, эффект отъема стока, в сущности, равнозначен эффекту увеличения рабочей емкости Верхне-Свирского водохранилища. Это обстоятельство может быть использовано для более рационального с точки зрения гидроэнергетики режима регулирования стока, при котором бы сохранилось участие ГЭС в покрытии осенне-зимнего пика энергетической нагрузки. Если к тому же опираться на долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы притока воды в водохранилище, то представится возможность предсказать ход уровня озера от момента его весеннего наполнения (в начале июня) до конца предпаводочной сработки (в середине апреля).

В настоящее время не существует надежного метода долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов притока воды в водохранилище и уровня озера, что усложняет решение задач, связанных с разработкой правил регулирования стока водохранилищами

в современных условиях [2, 4]. На сегодняшний день Северо-Западное УГКС выпускает прогнозы хода уровня Онежского озера заблаговременностью 2,0—2,5 мес. в весенний период и 1,0—1,5 мес. в остальное время года.

В связи с этим был создан метод долгосрочного прогноза хода уровня Онежского озера. Для решения поставленной задачи принято, что по водности впадающих в водохранилище рек предстоящий период будет иметь определенную обеспеченность, например 50 %.

В основу метода положены эмпирические зависимости вида

$$\sum Q_{i-III} = f(Z_{нач i} + \sum Q_{пр i-III}/38), \quad (10)$$

где $\sum Q_{i-III}$ — сумма средних месячных расходов воды р. Свири у Верхне-Свирской ГЭС от данного (i -го) месяца до конца водохозяйственного года (по март включительно); $Z_{нач i}$ — уровень Онежского озера в начале i -го месяца; $\sum Q_{пр i-III}$ — сумма средних месячных приточных расходов от данного (i -го) месяца до конца водохозяйственного года (по март включительно).

Зависимость вида (10) построена отдельно для периодов с июня по март, с июля по март и т. д. Соответственно в качестве начального уровня принимался уровень на 1 июня (Z_{IVI}), на 1 июля (Z_{IVII}) и т. д.

Прогнозирование долгосрочного уровня Онежского озера облегчило решение последующей не менее важной задачи создания правил регулирования стока Верхне-Свирским водохранилищем в условиях изъятия части стока. Расчеты регулирования стока выполнялись на основе существующих методик [1, 3, 6] по месячным интервалам времени с использованием фактических данных о полезном притоке в водохранилище (поверхностный и подземный приток плюс атмосферные осадки минус испарение), вычисленном по упрощенному уравнению водного баланса

$$Q_{пр} = Q + 38 \Delta Z \quad (11)$$

в Северо-Западном УГКС. По результатам расчетов регулирования построен диспетчерский график работы Верхне-Свирского водохранилища. Поскольку диспетчерские правила составлены на основании расчетов по всему ряду (1953—1978 гг.), они учитывают все основные особенности гидрологического режима и в первую очередь пропускную способность р. Свири и изменчивость притока в водохранилище. При этом учтены требования водопотребителей и водопользователей, основными из которых являются гидроэнергетика и водный транспорт. Кроме того, разработанные диспетчерские правила предусматривают обеспечение расходов р. Свири по условиям поддержания судоходных глубин ниже Нижне-Свирской ГЭС.

Расчеты регулирования стока в условиях перебросок производились так, чтобы уровни Онежского озера сохранились близкими

к современным. Диапазон изменения уровней озера при переброске части стока соответствует в основном диапазону изменения уровней Онежского озера в современных условиях.

Проектный максимальный уровень озера получен равным 33,67 м БС по сравнению с современным 33,69 м БС, проектный минимальный уровень озера 32,34 м БС при современном 32,43 м БС. При этом проектный средний уровень озера составит 33,00 м БС против естественного 33,04 м БС. Следует отметить, что произойдут некоторые изменения продолжительности стояния высоких уровней в сторону уменьшения. Таким образом, проектный режим уровней Онежского озера в условиях переброски части стока практически не будет отличаться от современного режима.

Поскольку для сохранения уровней Онежского озера отъем стока будет производиться в основном из расходов р. Свири, то режим этих расходов несколько изменится. Установлено, что средние месячные проектные расходы р. Свири в створе Верхне-Свирской ГЭС изменяется от 1110 до 134 м³/с и при этом проектный средний многолетний расход снизится до 485 м³/с против современного 594 м³/с. Продолжительность проектных зимних расходов снизится по сравнению с современной максимум на 20—25 %, максимальное снижение продолжительности летних расходов достигнет 45—50 %, что объясняется наибольшими отъемами воды на переброску в этот период. Очевидно и то, что проектный режим расходов р. Свири в створе Верхне-Свирской ГЭС обеспечит бесперебойную навигацию и сравнительно малую потерю энергоотдачи свирских ГЭС (в среднем на 17 %) в зимний период.

В целом же мероприятия по переброске стока первой очереди в размере 3,5 км³/год не вызовут существенных изменений основных элементов водного режима Онежского озера и р. Свири. На последующих стадиях разработок предполагается создать оптимальную модель регулирования стока Верхне-Свирского водохранилища для первой очереди перебросок стока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахтиаров В. А. Водное хозяйство и водохозяйственные расчеты.— Л.: Гидрометеоздат, 1961.— 430 с.
2. Бахтиаров В. А., Арсеньев Г. С. Диспетчерское управление водными ресурсами водохранилищ гидроэлектростанций Северо-Западного экономического района.— Л., Межведомственный сборник, 1978, вып. 67, с. 82—94.
3. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Водохозяйственные расчеты.— Л.: Гидрометеоздат, 1952.— 394 с.
4. Нежиховский Р. А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ и озер.— Л.: Гидрометеоздат, 1961.— 295 с.
5. Основные положения правил использования водных ресурсов водохранилищ Волго-Балтийского водного пути от Ладожского озера до Рыбинского водохранилища.— М.: Изд. Мин-ва мелиорации и водного хозяйства, 1967.— 29 с.
6. Плешков Я. Ф. Регулирование речного стока.— Л.: Гидрометеоздат, 1972.— 507 с.

В. А. Войцехович (УкрНИИ Госкомгидромета)

ИЗМЕНЕНИЕ СТОКА РЕК ВОДОХОЗЯЙСТВЕННОЙ СИСТЕМЫ ДУНАЙ—ДНЕПР НА РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЯХ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Для оптимального использования водных ресурсов проектируемой водохозяйственной системы Дунай—Днепр необходимо иметь достаточно надежные данные об изменениях водного режима, которые уже произошли под влиянием хозяйственной деятельности, и тех последствиях, к которым может привести планируемая хозяйственная деятельность в бассейнах рек Дуная, Днестра и Южного Буга, объединяемых в единую, управляемую водную систему. Для достаточно надежной оценки необходимо иметь ряды естественного и зарегулированного стока за многолетний период.

В УкрНИИ на основе ранее проведенных исследований предложены методические основы определения естественного стока [1], которые использованы при восстановлении стока Днестра. Восстановление стока в бассейнах Дуная, Днестра и Южного Буга производилось с помощью данных о динамике роста безвозвратного потребления.

Для определения рядов измененного стока на перспективу выполнены расчеты регулирования стока водохранилищами в бассейнах рек с учетом безвозвратного водопотребления, потерь на испарение и перебросок стока на всех прогнозируемых уровнях развития народного хозяйства. При выполнении расчетов по определению исходных рядов измененного стока использованы данные проектных организаций по водопотреблению на уровнях 1985, 1990 и 2000 гг.

Для оценки изменения стока основных рек водохозяйственной системы рассмотрены синхронные ряды естественного и измененного стока, характеризующего интенсивность хозяйственной деятельности, и запланированные мероприятия в бассейнах для покрытия дефицита водных ресурсов.

Расчеты показали, что наибольшему изменению подвергается сток Днестра. В современных условиях изменение годового стока Днестра для расчетного года 50 %-ной обеспеченности составляет $13,9 \text{ км}^3$, что соответствует 27 % естественного стока. Дальнейшее развитие хозяйственной деятельности будет сопровождаться понижением стока и к 2000 г. сток Днестра уменьшится на 75—80 % по сравнению с естественным стоком.

В настоящее время сток Днестра не претерпел значительного изменения [2]. Так, в средний по водности год уменьшение стока Днестра на современном уровне составляет 1 км^3 , что соответствует 10 % по отношению к естественному стоку.

Уменьшение годового стока Южного Буга на современном уровне хозяйственной деятельности колеблется от $0,78 \text{ км}^3$ для

года 50 %-ной обеспеченности до $0,63 \text{ км}^3$ в очень маловодные годы, что составляет соответственно 24 и 43 %.

Для покрытия дефицитов водных ресурсов в результате планируемых мероприятий потребуется перебросить часть стока Дуная в Днестр, а затем в Днепр.

В настоящее время в бассейне Дуная хозяйственная деятельность незначительна. Так, сток на современном уровне уменьшился на 5—6 %. К концу века уменьшение стока, по расчетам достигнет 25 %.

Ряды зарегулированного стока основных рек системы послужили основой для определения суммарных водных ресурсов водохозяйственной системы Дунай—Днепр в современных условиях и на перспективу 1985, 1990 и 2000 гг. При определении водных ресурсов различных групп рек применена методика, учитывающая эффект асинхронности стока рассматриваемых рек [2, 3].

Выполненные расчеты по определению естественных водных ресурсов и водных ресурсов для различных уровней хозяйственной деятельности позволили оценить количественные изменения водных ресурсов различных групп рек и всей водохозяйственной системы Дунай—Днепр.

При объединении всех рек в единую систему изменение стока на современном уровне для условий средней водности составит 27 км^3 , или 10 % по отношению к объему естественного стока. Такого же порядка будет изменение водных ресурсов и для маловодных лет.

Оценка изменений водных ресурсов основных рек водохозяйственной системы Дунай—Днепр на уровне развития хозяйственной деятельности 1985 и 1990 г. показала значительное уменьшение стока по сравнению с современными условиями. Так, при объединении рек Дунай и Днестр на уровне хозяйственной деятельности 1985 г. годовой сток может измениться от 27 до 37 км^3 для лет различной водности, что соответствует 17—18 % по отношению к объемам естественного стока. При объединении рек Дунай и Днепр на уровне хозяйственной деятельности 1990 г. изменения годового стока составят от 40 до 55 км^3 . При рассмотрении суммарных водных ресурсов годового стока всей системы изменения составят 59 км^3 для среднего по водности года и 39 км^3 для года 95 %-ной обеспеченности, или 21—22 %.

Наибольшим изменениям будут подвержены водные ресурсы на уровне 2000 г. Так, при объединении Дуная и Днепра изменение водных ресурсов достигнет 89 км^3 для среднего по водности года, или 34 % по отношению к естественным водным ресурсам. Изменение суммарных водных ресурсов всей системы Дунай—Днепр для среднего по водности года составит 98 км^3 , для маловодного 70 км^3 , или соответственно 36 и 38 %.

Оценка изменений водных ресурсов на перспективу основана на планах развития народного хозяйства в бассейнах рек до 2000 г., а также на гипотезе неизменности климата до конца

века. В дальнейшем может проводиться корректировка полученных результатов при уточнении планов развития народного хозяйства на перспективу и учете изменений климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шерешевский А. И. Естественные водные ресурсы водохозяйственной системы Дунай—Днепр.— Труды УкрНИИ, 1980, вып. 181, с. 44—58.
2. Шерешевский А. И., Войцехович В. А. Влияние хозяйственной деятельности на сток Днестра.— Труды УкрНИИ, 1983, вып. 200, с. 23—29.
3. Шерешевский А. И. Водные ресурсы водохозяйственной системы Дунай—Днепр и оценка их изменений с учетом современного уровня хозяйственной деятельности.— Труды УкрНИИ, 1980, вып. 183, с. 3—14.
4. Шерешевский А. И., Войцехович В. А. Водные ресурсы водохозяйственной системы Дунай—Днепр на перспективу с учетом асинхронности стока и хозяйственной деятельности.— Труды УкрНИИ, 1983, вып. 194, с. 19—31.

Н. Л. Фролова (МГУ)

О ПОИСКЕ МОМЕНТА НАРУШЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК ПОД ВЛИЯНИЕМ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПО ФУНКЦИИ ПРАВДОПОДОБИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ РЕГРЕССИИ

Вопросы оценки направленности и изменений речного стока под влиянием различных водохозяйственных мероприятий, осуществляемых в речных бассейнах, приобретают исключительно важное практическое и научно-методологическое значение.

Количественная оценка влияния хозяйственной деятельности на водные ресурсы связана с решением трех основных задач:

1) установлением начала нарушений водного режима, начиная с которого последующие значения рассматриваемой выборки могут быть неоднородными;

2) статистической оценки однородности рядов гидрометеорологических наблюдений, которая дает возможность сделать заключение о значимости расхождений статистических параметров рассматриваемых выборок;

3) количественной оценки антропогенного влияния на водные ресурсы.

Таким образом, от правильности решения задачи установления момента нарушения зависит и решение вопроса о количественной оценке влияния хозяйственной деятельности на речной сток.

Наиболее просто установить момент нарушения гидрологического режима можно, привлекая сведения о сроках ввода в эксплуатацию отдельных объектов и начале осуществления на водосборе мероприятий, оказывающих влияние на режим поверхностных

и подземных вод, а также о темпах и масштабах развития хозяйственной деятельности на водосборе. Но, как правило, такие данные либо вообще отсутствуют, либо изменения гидрологического режима начинают проявляться не сразу, как, например, при проведении мелиорации, распашки земель, вырубки лесов и т. д. В таких случаях используют различные графоаналитические приемы, в частности графики связи последовательно суммированных значений годового стока и осадков, поверхностной и подземной составляющей стока. Систематическое отклонение, обуслов-

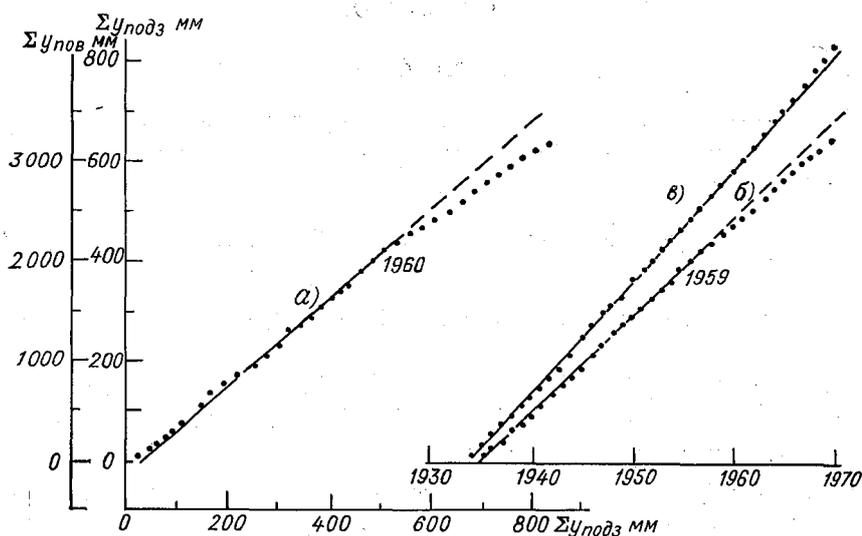


Рис. 1. Связь последовательно суммированных годовых значений поверхностного и подземного стока (а) и их изменение во времени (б) для поверхностного стока, (в) — для подземного стока р. Цны у г. Княжево.

ленное неоднородностью данных, определяется по изменению направления линии связи с момента времени t , в который проявятся причины нарушения [1, 3]. Метод этот весьма прост, эффективен, нагляден и чаще всего используется для решения поставленной задачи. В качестве примера (рис. 1) приведен график связи последовательно суммированных значений поверхностного и подземного стока реки Цны у г. Княжево. Момент нарушения относится к началу 60-х годов. Однако для многих рек этот момент не может быть надежно определен, ввиду того что систематическое отклонение сравнимо с климатическими колебаниями. Поэтому оказывается весьма важным разработка объективных методов поиска момента нарушения.

Для этой цели предлагается использовать функцию правдоподобия в режиме регрессии [4]. Предположим, что x_1, x_2, \dots, x_n — случайная выборка объемом n из некоторой генеральной совокуп-

ности с плотностью вероятности $f(x; \Theta)$. Функцией правдоподобия называется функция

$$L(\Theta; x_1, x_2, \dots, x_n) = \prod_{i=1}^n f(x_i; \theta) \quad (1)$$

и относительной функцией правдоподобия

$$R(\Theta, x_1, x_2, \dots, x_n) = L(\Theta; x_1, x_2, \dots, x_n) / \sup_{\Theta} L(\Theta; x_1, x_2, \dots, x_n) = \\ = L(\Theta) / L(\hat{\Theta}), \quad (2)$$

где $\hat{\Theta}$ — значение Θ , для которого функция правдоподобия достигает максимума.

Рассмотрим использование относительной функции правдоподобия для поиска точки нарушения, применяя следующую регрессионную модель:

$$y_i = \sum_{j=0}^p \Theta_{1j} x_i^j + e_{1i}, \quad i = 1, 2, \dots, n_1, \quad (3)$$

$$y_i = \sum_{j=0}^q \Theta_{2j} x_i^j + e_{2i}, \quad i = n_1 + 1, n_1 + 2, \dots, n_1 + n_2,$$

где y_i — переменная, зависящая от некоторых величин x_i^j . Параметры регрессионной модели Θ_{1j} ($j=0, 1, \dots, p$) и Θ_{2j} ($j=0, 1, \dots, q$), σ_1^2 и σ_2^2 (дисперсии двух последовательностей случайных переменных l_{1i} и l_{2i} , подчиняющихся нормальному закону распределения, с математическим ожиданием, равным нулю), n_1 (точка, когда происходит нарушение связи) — неизвестны. Функция правдоподобия используется для расчета n_1 , в случае если $n_1 > p + 1$ и $n_2 > q + 1$. Совместная функция правдоподобия записывается в виде

$$L = (2\pi)^{-(n_1+n_2)/2} \sigma_1^2 \sigma_2^2 \exp \left[- (T_1/\sigma_1^2 + T_2/\sigma_2^2)/2 \right], \quad (4)$$

где

$$T_1 = \sum_{i=1}^{n_1} \left(y_i - \sum_{j=0}^p \Theta_{1j} x_i^j \right)^2, \quad T_2 = \sum_{i=1}^{n_2} \left(y_{i+n_1} - \sum_{j=0}^q \Theta_{2j} x_{i+n_1}^j \right)^2.$$

Для получения маргинальной функции $M_1(n_1)$ вместо y_i вводится новая переменная u_i :

$$u_i = \left(y_i - \sum_{j=0}^p \hat{\Theta}_{1j} x_i^j \right) / \hat{\sigma}_1, \quad i = 1, 2, \dots, n_1, \quad (5)$$

$$u_i = \left(y_i - \sum_{j=0}^q \hat{\Theta}_{2j} x_i^j \right) / \hat{\sigma}_2, \quad i = n_1 + 1, n_1 + 2, \dots, n_1 + n_2.$$

Параметры Θ_{1j} ($j=0, 1, \dots, p$), Θ_{2j} ($j=0, 1, \dots, q$), σ_1 , σ_2 предварительно оцениваются по выборкам. При предположении

$\sigma_1^2 = \sigma_2^2 = \sigma^2$ маргинальная функция правдоподобия $M_1(n_1)$, которая теперь зависит только от одного параметра n_1 , записывается в виде:

$$M_1(n_1) \propto [(n_1 - p - 1)\hat{\sigma}_1^2 + (n_2 - q - 1)\hat{\sigma}_2^2]^{-(n_1 + n_2 - p - q - 3)/2}, \quad (6)$$

где

$$\hat{\sigma}_1^2 = \sum_{i=1}^{n_1} \left(y_i - \sum_{j=0}^p \hat{\Theta}_{1j} x_i^j \right)^2 / (n_1 - p - 1), \quad (7)$$

$$\hat{\sigma}_2^2 = \sum_{i=1}^{n_2} \left(y_{i+n_1} - \sum_{j=0}^q \hat{\Theta}_{2j} x_{i+n_1}^j \right)^2 / (n_2 - q - 1).$$

В этом случае значение n_1 , которое максимизирует $M_1(n_1)$ — то значение, которое минимизирует остаточную сумму квадратов.

Таким образом, чтобы получить интересующее нас значение \hat{n}_1 , необходимо рассчитать функцию правдоподобия для всех возможных значений n_1 и выбрать то значение, для которого функция правдоподобия достигает максимума.

В качестве примера использования предлагаемого метода проанализируем ряд годовых значений стока р. Оки (г. Муром) y_i . Функция правдоподобия $M_1(n_1)$ в этом случае будет иметь следующий вид:

$$M_1(n_1) = \left[\sum_{i=1}^{n_1} (y_i - \hat{\Theta}_{10})^2 + \sum_{i=1}^{n_2} (y_{i+n_1} - \hat{\Theta}_{20})^2 \right]^{-(n_1 + n_2 - 3)/2}, \quad (8)$$

где $\hat{\Theta}_{10}$ и $\hat{\Theta}_{20}$ — оценки средних значений до предполагаемого момента изменения n_1 и после. На рис. 2 приведен график колебаний годового стока р. Оки (г. Муром) и относительная функция правдоподобия параметра n_1 . Момент наибольшего расхождения в средних значениях приходится на 1933 г., при этом средний многолетний расход за 1882—1933 гг. равен 969 м³/с, а за период 1934—1975 — 833 м³/с.

Однако, анализируя единичные ряды, сделать вывод об отсутствии или наличии хозяйственной деятельности, как правило, нельзя. Поэтому при решении этой задачи необходимо привлекать климатические факторы, определяющие формирование годового стока, режим которых можно считать естественным и независимым от развития хозяйственной деятельности.

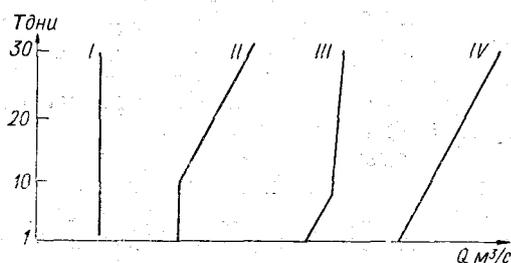
Исследование проводилось для ряда рек лесостепной части бассейна Верхней Волги. При изучении формирования годового стока этих рек наиболее эффективны [2] зависимости вида

$$y_{\text{год}} = f(S, X_{\text{ос}}, D),$$

где S — максимальные снегозапасы в бассейне в предвесенний период; $X_{\text{ос}}$ — характеристика увлажненности водосбора в осенний период (октябрь—ноябрь предшествующего года); D — средний на

так и в зимний межень периоды. Для кривых этой группы характерно постепенное убывание минимальных расходов с уменьшением периода осреднения до определенного предела, о чем свидетельствует точка перегиба на графике. В течение десяти и менее дней в реке устанавливаются одинаковые расходы воды, равные минимальному среднему суточному расходу. В этот период наблюдается устойчивое подземное питание реки из постоянных водоносных горизонтов.

Зависимости третьей группы характерны для рек, в бассейнах которых интенсивная сработка глубоких водоносных горизонтов



Типовые графики связи минимальных расходов воды различной продолжительности с периодом их осреднения.

начинается лишь в конце 30-суточного периода минимального стока. Наибольшее изменение расхода воды наблюдается при малом периоде осреднения, равном 8—12 суткам. Но при дальнейшем росте периода осреднения средний расход увеличивается очень незначительно, т. е. в реке устанавливаются устойчивые расходы воды. Кривые этой группы наиболее характерны для рек в зимний сезон.

Для зависимостей четвертой группы наблюдается постоянное увеличение среднего расхода с ростом периода осреднения. Эта группа кривых немногочисленна и справедлива для бассейнов рек Андийское и Аварское Койсу, где имеется ледниковое питание в летне-осенний сезон, а также для верховьев этих же рек в зимний сезон в средние по водности года. Такой характер кривых для ледниковых рек в летне-осенний сезон объясняется тем, что в течение всего теплого периода года происходит постепенное таяние ледников. Вследствие постоянного поступления талой воды периода устойчивого подземного питания на этих реках в летне-осенний сезон не наблюдается. Зимой подобный характер кривых обусловлен постепенным истощением запасов ледниковых и подземных вод, поступающих в реку.

При решении различных водохозяйственных задач необходимо знать сроки установления периодов минимального стока в маловодные сезоны. Сведения о сроках наступления периода минимального стока в различных районах Восточного Кавказа

Таблица 1

Периоды минимального стока и соотношение его характеристик

| Район | Сроки наступления 10-дневного периода минимального стока | | | | | | Соотношение характеристик | | | | | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|--------------------------------|-----------------------------|---------------------------|----------------------------------|----------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|
| | летне-осенний период | | | зимний период | | | летне-осенний период | | | зимний период | | | |
| | средние | ранние | поздние | средние | ранние | поздние | $\frac{Q_{30}}{Q_{мес}}$ | $\frac{Q_1}{Q_{30}}$ | $\frac{Q_{10}}{Q_{30}}$ | $\frac{Q_{30}}{Q_{мес}}$ | $\frac{Q_1}{Q_{30}}$ | $\frac{Q_{10}}{Q_{30}}$ | |
| Горные реки Дагестана | X-3 | VIII-1 | XI-3 | II-3 | XII-1 | IV-2 | 0,97 | 0,76 | 0,83 | 0,91 | 0,89 | 0,95 | 0,94 |
| Реки Манас—Озень—Рубас | VIII-3 | VI-1 | XI-1 | I-2 | XII-2 | III-3 | 0,91 | 0,70 | 0,77 | 0,91 | 0,74 | 0,78 | 0,93 |
| Реки СВ склона Б. Кавказа | IX-3 | VII-3 | XI-3 | II-2 | XI-3 | III-3 | 0,97 | 0,81 | 0,86 | 0,94 | 0,90 | 0,94 | 0,96 |
| Реки ЮВ склона Б. Кавказа | VIII-2 | VII-2 | X-3 | I-3 | XII-2 | III-1 | 0,89 | 0,67 | 0,72 | 0,93 | 0,71 | 0,81 | 0,88 |
| Ширванская группа рек | VIII-3 | VI-3 | X-3 | II-2 | XII-1 | IV-1 | 0,89 | 0,76 | 0,84 | 0,91 | 0,88 | 0,94 | 0,94 |
| Реки: басс. р. Алазань Актафачай—Кошка- рачай Генджачай—Карка- чай | IX-3 IX-3 IX-3 | VI-1 VI-3 VII-3 | XI-3 XI-3 XI-3 | II-2 II-1 II-2 | XII-1 XII-1 XII-1 | III-2 III-1 III-3 | 0,90 0,91 0,98 | 0,72 0,75 0,87 | 0,82 0,83 0,90 | 0,88 0,90 0,97 | 0,89 0,82 0,89 | 0,95 0,94 0,94 | 0,94 0,87 0,95 |
| басс. р. Арпы Нахичевана басс. р. Воротан Ленкорана | IX-1 IX-2 IX-2 VIII-2 | VII-2 VII-1 VI-3 VI-2 | XI-3 XI-3 XI-3 X-3 | II-1 I-2 I-3 I-2 | XII-1 XII-1 XII-1 XII-1 | III-3 III-3 III-3 III-3 | 1,00 0,98 0,99 0,88 | 0,89 0,87 0,94 0,88 | 0,95 0,93 0,97 0,91 | 0,94 0,94 1,00 0,97 | 0,91 0,79 0,92 0,83 | 0,96 0,88 0,96 0,88 | 0,95 0,90 0,96 0,94 |

Минимальные расходы воды: Q_1 — средний суточный; Q_{30} — среднедекадный; Q_{30} — средний за 30 суток с наименьшим стоком; $Q_{мес}$ — средний месячный (календарный).

получены на основе анализа гидрографов речного стока (см. таблицу). Различие в сроках появления минимального стока обусловлено главным образом температурным режимом и характером выпадения осадков.

Одновременно установлено соотношение суточных, декадных, 30-дневных и месячных (календарных) значений минимального стока, определявшихся для среднего по водности и маловодного года. Следует отметить, что значения приведенных в таблице коэффициентов, характеризующих указанные соотношения, не зависят от водности года.

Установленный характер питания рек в период минимального стока и динамика истощения последнего позволяют определить основные факторы, влияющие на минимальные расходы воды рек Восточного Кавказа, и на этой основе построить расчетные зависимости для оценки минимального стока неизученных рек в зимний и летне-осенний сезоны.

Анализ соотношений основных характеристик минимального стока показывает, что расчетные методы могут быть разработаны лишь для определения одной (опорной) характеристики, а остальные целесообразно устанавливать по полученным переходным коэффициентам. В качестве опорной характеристики можно принять минимальный декадный расход воды как наиболее устойчивый во времени, занимающий среднее положение между суточным и 30-суточным расходами воды и достаточно широко используемый на практике. При этом вместо расходов воды, средних за 30 суток с наименьшим стоком, могут быть использованы минимальные средние месячные (календарные) расходы воды, поскольку коэффициент, характеризующий их соотношение, находится в пределах 0,90—1,00 в средние и маловодные годы, а для большей части рек его значение вообще близко к единице (0,97—1,00), особенно в зимний период.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вагапов А. О. К вопросу о гидрологическом обосновании расчетов качества воды горных рек.— Труды АзНИИ ВП, 1975, вып. 5, с. 88—95.
2. Владимиров А. М. Минимальный сток рек СССР.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 214 с.

Р. Ш. Месхия (ГГИ)

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ ЖИДКИХ ОСАДКОВ В БАССЕЙНЕ р. РИОНИ

Распределение обильных осадков в бассейне р. Риони отличается большим разнообразием вследствие орографического обострения фронтальных процессов и местной циркуляции атмосферы.

Целью настоящей работы является обобщение имеющихся данных об осадках и уточнение пространственной структуры полей осадков в бассейне р. Риони. Результаты этого обобщения будут использованы для расчета и прогноза вероятностных характеристик дождевых паводков и селевых потоков.

Согласно рекомендациям Ю. Б. Виноградова [1], для анализа распределения суточных сумм жидких осадков применен функционально-нормальный закон распределения. В работе использовались значения осадков, преобразованные в каждой точке поля с помощью выражения

$$X = (H + 1)^{n_H} \lg H, \quad (1)$$

где X — преобразованное значение слоя осадков; H — суточная сумма жидких осадков, мм; n_H — параметр асимметрии распределения суточных значений H . В качестве параметров функционально-нормального закона использованы 10 и 0,1 %-ные квантили распределения суточных осадков.

Переход от повторяемости суточных осадков в совокупности всех дождевых дней к их годовой обеспеченности, согласно указанной методике, осуществляется по формуле

$$P(H) = 1 - [1 - p(H)]^{\bar{m}}, \quad (2)$$

где $P(H)$ — годовая обеспеченность дождя; $p(H)$ — обеспеченность всей совокупности дождей; \bar{m} — среднее число дождливых дней в году

Для получения статистических характеристик осадков бассейна р. Риони площадью 134 000 км² использованы данные наблюдений 72 метеорологических станций и постов Грузинской УКГС. Основные метеорологические станции расположены на высоте до 1200 м, при этом плотность сети в пределах бассейна составляет один пункт на 183,6 км². Для удобства сопоставления значений статистических параметров суточных осадков данные наблюдений были приведены к единому периоду (1951—1975 гг.), являющемуся наиболее репрезентативным в многолетнем разрезе.

Карта различных параметров (\bar{m} , $H_{0,1\%}$, $H_{1\%}$, $H_{10\%}$) распределения суточных осадков составлена по рекомендациям [1] на основе гипсографической карты с помощью интерполяционных кривых. Было построено 18 интерполяционных кривых для водосборов главных притоков и всего бассейна р. Риони (рис. 1). Цифры около точек — номера дождемерных пунктов.

Как видно из рис. 1, в долинах р. Риони и ее притоков распределение осадков уменьшается главным образом с высотой, но высокий фон суточных осадков $H_{1\%}$ (180—260 мм) сохраняется до высоты 1600 м. Однако в отдельных районах наблюдается возрастание осадков по высоте (Ткибули, 165 мм; Сацире, 130 мм; Хариствали, 322 мм). При подходе к меридионально направленному Лихскому хребту осадки постепенно увеличиваются от 80 до

101 мм. Для каждого участка бассейна характерна своя орографическая структура распределения суточных осадков по высоте. Инверсия осадков $H_{1\%}$ нарушается на участках Самтредиа—Хиди, Вани—Диди-Вани, Кутаиси—Хариствали, где плевнометри-

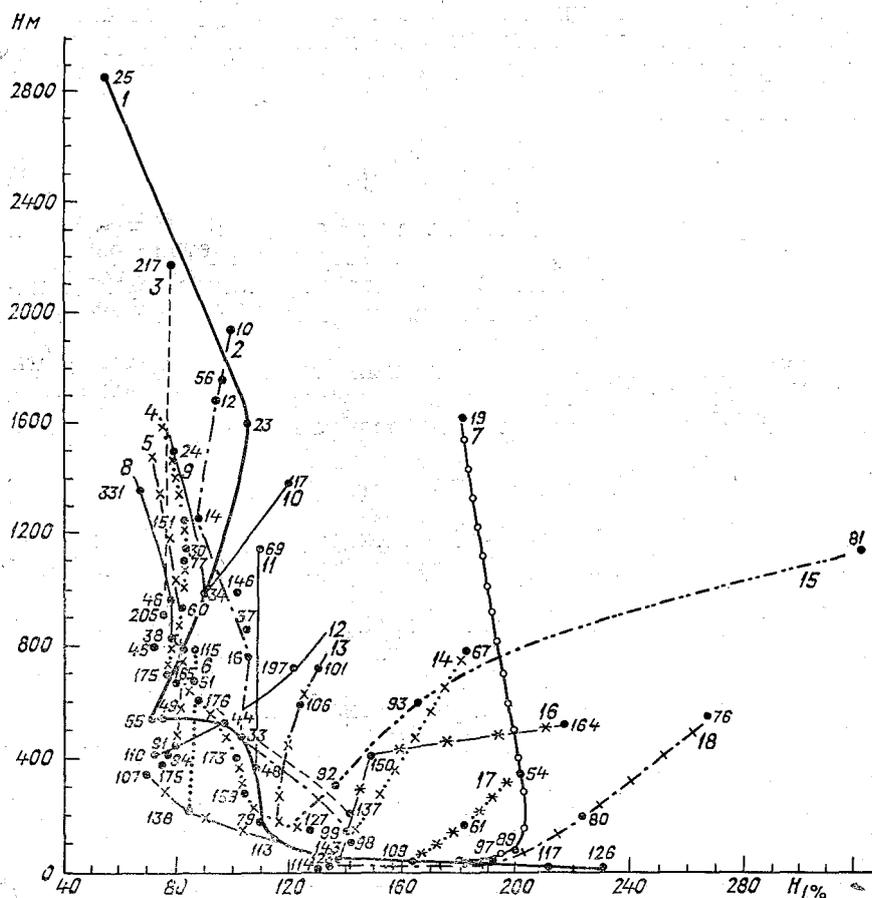


Рис. 1. Изменение с высотой суточных сумм жидких осадков $H_{1\%}$.

1 — долина р. Риони, 2 — р. Цхенисцкали, 3 — р. Ханисцхали, 4 — р. Дзирула, 5 — р. Черимела, 6 — р. Думала, 7 — р. Техури, 8 — р. Деджора, 9 — р. Чанчахисцкали, 10 — р. Риони в районе истока, 11 — р. Шараула, 12 — южный склон Рачинского хребта, 13 — юго-западный склон Рачинского хребта, 14 — р. Сацисквило, 15 — западная оконечность Рачинского хребта, 16 — северный склон Гуринского хребта, 17 — южный склон Менгрельского хребта, 18 — юго-западный склон Лечхумского хребта.

ческие градиенты составляют соответственно 53,9; 16,9 и 20,3 мм/100 м.

Концы кривых 1—5, 8—10 (рис. 1) сближаются, что не противоречит выводу Виноградова [1] о том, что на больших высотах различия стираются, и нисходящие ветви кривых распределения

соседних географических районов сближаются друг с другом.

По значениям квантилей для различной обеспеченности суточных осадков построены карты изолиний, которые практически совпадают. Поэтому на рис. 2 приведена карта только для слоя осадков $H_{1\%}$.

Как видно из приведенного рисунка, в бассейне р. Риони слой жидких осадков колеблется от 60 до 320 мм, убывая с юга на север и с запада на восток. Уменьшение осадков $H_{1\%}$ наблюдается

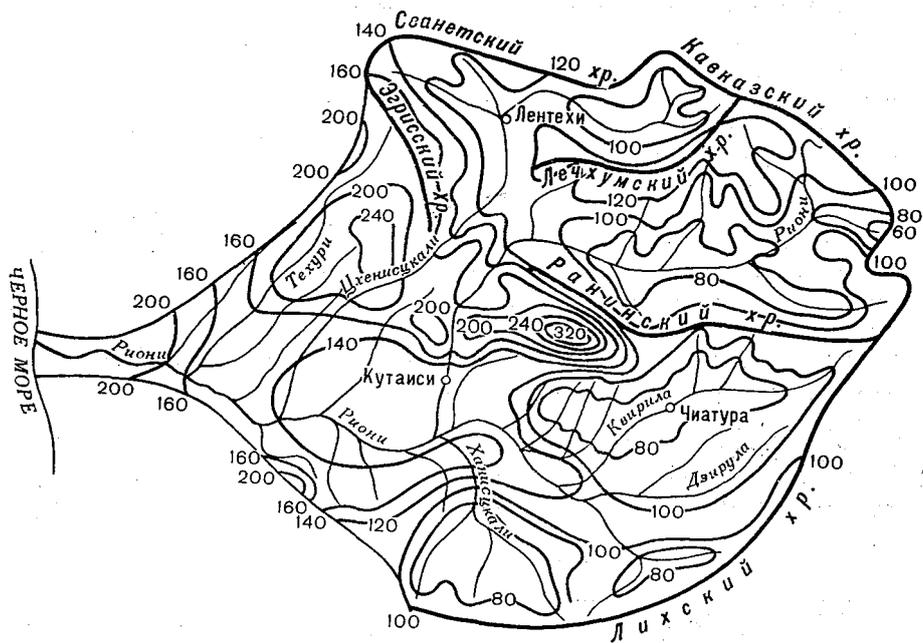


Рис. 2. Распределение суточного слоя жидких осадков $H_{1\%}$.

в котловинах (верхняя часть р. Цхенисцкали), в местах, далеко отстоящих от горных массивов (ст. Сачхеры, 80 мм) и удаленных от моря (верхняя часть бассейна р. Риони). Минимум осадков $H_{1\%}$ характерен для верховий рек Квирила, Ханисцкали, Чхери-мела, протекающих в глубоких межгорных депрессиях.

В бассейне р. Риони выявлены микроструктуры поля осадков, обусловленные микроклиматическими различиями отдельных районов. Очаг максимальных осадков $H_{1\%}$ занимает юго-западные склоны Мингрельского хребта в районе Гегечкори (ст. Гегечкори, 240 мм). Центр второго очага находится в районе Ткибули (ст. Хариствали, 322 мм). Он отличается особой формой рельефа и экспозицией местности по отношению к перемещающимся сюда с запада и юго-запада влажным массам воздуха. Центр третьего

очага занимает отроги Гурийского хребта. Здесь, как и в первом районе, происходит обострение атмосферных процессов, замедление прохождения атмосферных фронтов и выпадение обильных осадков (до 120—200 мм).

В нижнем течении р. Риони, в Колхидской низменности, количество осадков $H_{1\%}$ уменьшается по мере удаления от моря (например, ст. Поти — 200 мм, ст. Кутаиси — 100 мм) вследствие перехода к более континентальному климату.

Сопоставление нашей карты суточных осадков $H_{1\%}$ с картой, приведенной в работе В. А. Мурванидзе [2], обнаруживает существенные различия: в нашем случае использована вся совокупность наблюдений метеорологических станций и постов; изолинии проведены с учетом орографии местности и с помощью интерполяционных кривых; выявлено местоположение очагов максимальных осадков.

Карта изолиний осадков, построенная с помощью интерполяционной кривой на основе гипсографической карты, хорошо отражает орографические особенности бассейна и детально передает их пространственную структуру. Таким образом, проведенные нами исследования позволили существенно уточнить структуру полей суточных сумм жидких осадков $H_{1\%}$ на территории бассейна р. Риони по сравнению с ранее опубликованной [3] схематической картой.

В отличие от ранее известных эти карты могут быть использованы для решения задач, требующих детальных данных о пространственной структуре осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана.— Труды КазНИГМИ, 1967, вып. 28, 264 с.
2. Климат и климатические ресурсы Грузии.— Труды ЗакНИГМИ, 1971, вып. 44 (50), 383 с.
3. Мурванидзе В. А. Максимальный дождевой сток рек Западной Грузии.— Труды ГГИ, 1960, вып. 73, с. 146—188.

А. В. Сикан (ЛГМИ)

О РАСЧЕТЕ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ПАВОДКОВ РЕДКОЙ ПОВТОРЯЕМОСТИ ПРИ НАЛИЧИИ КОРОТКИХ РЯДОВ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

При расчете максимальных расходов воды дождевых паводков редкой повторяемости на малых, а порой и средних водотоках не всегда удается рационально использовать имеющуюся гидрометрическую информацию, особенно в тех случаях, когда ряды наблю-

дений за стоком не превышают 20 лет. Это объясняется прежде всего тем, что ряды максимальных расходов паводков имеют, как правило, очень высокий коэффициент вариации и для получения достаточно надежной кривой обеспеченности необходимо иметь ряд продолжительностью не менее 30—40 лет [4], а восстановить короткие ряды или параметры кривых обеспеченности, используя метод аналогии, удается далеко не всегда. В таких случаях расчет дождевых максимумов приходится производить так же, как и при отсутствии гидрометрических данных, т. е. по различного рода формулам с использованием осредненных районных параметров, что нередко приводит к значительным погрешностям.

В связи с этим представляют интерес попытки удлинить ряды максимальных расходов, используя данные по осадкам за более длительный период путем их трансформации в сток на основе детерминистической модели с последующей статистической обработкой восстановленных рядов, привлекая для оптимизации параметров модели имеющийся короткий ряд наблюдений за стоком. Однако при таком подходе полученные в результате оптимизации параметры модели будут соответствовать некоторым средним условиям формирования паводка и давать значительную погрешность при расчете экстремальных значений, которые как раз и представляют наибольший интерес.

В настоящей работе предлагается несколько иной подход к решению этой задачи, который, по мнению автора, позволяет в определенной степени избежать указанного недостатка.

Для реализации расчетной схемы предполагается наличие данных наблюдений за осадками по плювиографу за период не менее 20—25 лет и за стоком за период не менее 8—10 лет. Метод позволяет производить расчет максимальных расходов заданной (но достаточно малой $P \leq 5\%$) обеспеченности на малых и средних водотоках.

Следует заметить, что в рамках предлагаемого подхода можно использовать любую математическую модель формирования паводка, содержащую небольшое количество расчетных параметров. В настоящей работе использовалась простейшая линейная модель [2, 3, 5], в соответствии с которой расход в замыкающем створе можно представить в виде формулы

$$Q(t) = \alpha \int_0^t h(t - \tau) P_n(\tau) d\tau + Q_0, \quad (1)$$

где α — объемный коэффициент стока; $h(t - \tau)$ — средние по бассейну осадки; $P_n(\tau)$ — функция влияния водосбора; Q_0 — предполагаемый расход.

При этом максимальный расход паводка выразится формулой

$$Q_{\max} = \alpha_{\max} \int_0^t h(t - \tau) P_n(\tau) d\tau + Q_0. \quad (2)$$

Для аппроксимации функции влияния использовалась двухпараметрическая формула [5]

$$P_n(\tau) = \frac{\tau^{n-1}}{T^n (n-1)!} e^{-\tau/T}, \quad (3)$$

где n и T — эмпирические параметры. Учитывая, что в работе речь идет о расчете только максимальной ординаты гидрографа, параметр n в формуле (3) на протяжении всех расчетов можно принять постоянным, поскольку, как показывает численный анализ, любому значению $\max P_n(\tau)$ соответствует множество пар параметров n и T , причем таких, что графики функции (3) будут практически идентичны, но сдвинуты относительно друг друга по оси времени. Значения параметра n назначаются из соображений удобства расчета, например в зависимости от среднего значения коэффициента формы гидрографа [5].

При разработке расчетной схемы сделаны следующие допущения:

1) общий вид аналитического выражения, аппроксимирующего закон распределения максимальных расходов, известен (например, кривая трехпараметрического гамма-распределения);

2) значения параметров T и α для конкретного паводка постоянны, но от паводка к паводку изменяются;

3) в области малых обеспеченностей ($P \leq 5\%$) паводки с равнообеспеченными максимальными расходами имеют близкие значения параметров T и α ;

4) поскольку на малых и средних водотоках предпаводочный расход обычно не превосходит 5—10% максимального (по крайней мере для крупных паводков), Q_0 для паводков редкой повторяемости принимается постоянным, например как средний за период наблюдений предпаводочный расход.

Предположим теперь, что имеются данные наблюдений за осадками по плювиографу за достаточно длительный период. Необходимо рассчитать максимальный расход обеспеченностью, например, 1%; значения параметров T , α , Q_0 , соответствующие паводку с расходом однопроцентной обеспеченности, известны. Обозначим их T_1 , α_1 , $Q_{0(1)}$. Тогда в каждом году можно выбрать несколько дождей-кандидатов (вообще говоря, можно проверить все дожди) и трансформировать их по формуле (1) при $T=T_1$, $\alpha=\alpha_1$, $Q_0=Q_{0(1)}$. Затем для каждого года выберем наибольший из расходов, рассчитанных по формуле (2). В результате получим ряд некоторых «фиктивных» максимальных расходов. Если по этим фиктивным максимальным расходам построить кривую обеспеченности, то, учитывая наши допущения, она должна пересекать фактическую кривую обеспеченности в расчетной точке, т. е. при $P=1\%$. При этом коэффициент вариации для полученной кривой будет значительно меньше, чем для фактической, так как параметры T , α , Q_0 для всех паводков принимались постоянными. Эта кривая обеспеченности и положена в основу расчетной схемы, однако для практических расчетов удобнее в формуле (1) вынести

за скобки α , что позволит производить расчет фиктивных расходов по формуле

$$Q_{\Phi} = \max \int_0^t h(t - \tau) P_n(\tau) d\tau + Q_0/\alpha, \quad (4)$$

по полученным данным построить кривую обеспеченности фиктивных максимальных расходов, а уже затем умножить расчетный расход на коэффициент стока.

Таким образом, для того чтобы рассчитать расход однопроцентной обеспеченности, необходимо знать значения параметров T_1 , α_1 , $Q_{0(1)}$. Для нахождения этих параметров используется короткий ряд совместных наблюдений за осадками и стоком. Вычисления производятся по следующей схеме:

1) определяются значения n и $Q_{0(1)}$, последнее с учетом допущения 4 (в дальнейшем индекс при Q_0 будем опускать);

2) задается значение α_1 , в качестве которого в первом приближении можно принять коэффициент паводочного стока, рекомендуемый Указаниями [6];

3) рассчитывается соотношение Q_0/α_1 ;

4) приближенно (по существующим формулам) определяется время бассейнового добега τ_1 , соответствующее однопроцентному расходу;

5) для всего периода наблюдений за осадками в первом приближении рассчитываются фиктивные расходы по формуле

$$Q_{\Phi} = 16,67 \bar{a}_{\tau_1} F + Q_0/\alpha, \quad (5)$$

где \bar{a}_{τ_1} — предельная интенсивность дождя за интервал времени τ_1 ; F — площадь водосбора;

6) для всех паводков за период совместных наблюдений за осадками и стоком путем оптимизации определяется фактическое значение параметра T (обозначим его $T_{\text{факт}}$);

7) на основании данных пунктов 5 и 6 строится зависимость $T_{\text{факт}} = f(Q_{\Phi})$, для которой проводится нижняя огибающая (в логарифмическом масштабе — прямая). Как показали исследования, для расходов малой обеспеченности ($P \leq 5\%$) указанная зависимость становится практически однозначной и совпадает с нижней огибающей;

8) по данным пункта 5 строится кривая обеспеченности фиктивных максимальных расходов и в первом приближении определяется $Q_{1\%}$;

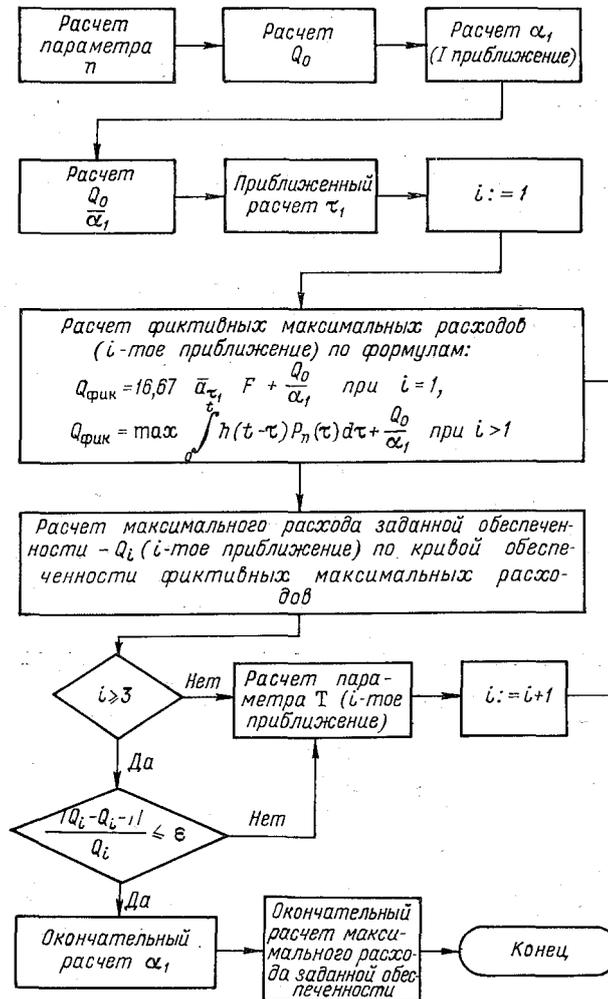
9) по графику $T_{\text{факт}} = f(Q_{\Phi})$ в первом приближении определяется значение параметра T_1 (в зависимости от $Q_{1\%}$);

10) с использованием полученного T_1 повторно производится расчет фиктивных расходов, но уже по формуле (4);

11) по полученным данным вновь строится кривая обеспеченности и график зависимости $T_{\text{факт}} = f(Q_{\Phi})$, по которым вновь опре-

деляем $Q_{1\%}$ и T_1 (второе приближение), и т. д. в соответствии с блок-схемой.

Расчет заканчивается, когда значение $Q_{1\%}$ стабилизируется, и остается умножить его на α_1 .



Блок-схема расчета максимального расхода воды заданной обеспеченности.

Для окончательного уточнения α_1 используются фиктивные расходы, соответствующие последней итерации, и фактические значения коэффициентов стока $\alpha_{\text{факт}}$ за период совместных наблюдений за осадками и стоком. Строится зависимость $\alpha_{\text{факт}} = f(Q_{\text{ф}})$, по которой определяется значение α_1 как среднее между нижней

огибающей и $\alpha=1$. Если диапазон изменения α велик, то его можно сузить, вводя на протяжении всех расчетов постоянный слой начальных потерь.

По изложенной схеме был произведен расчет $Q_{1\%}$ для р. Волха—ст. Верхний ($F=17,6 \text{ км}^2$) Приморской воднобалансовой станции. Для проверки расчетной схемы ряд наблюдений за стоком искусственно укорачивался и для расчета использовались данные за 12 лет. Наряду с этим произведен расчет по другим методикам [1, 6, 7]. Сопоставление полученных результатов приводится в таблице.

Максимальные расходы р. Волха — ст. Верхний, рассчитанные различными методами

| $Q_{1\%} \text{ м}^3/\text{с}$ | Фактический | По предложенной методике | По СН 535-72 | По формуле ЛГМИ | По И. И. Шереметьеву и С. В. Базилевскому |
|--------------------------------|-------------|--------------------------|--------------|-----------------|-------------------------------------------|
| | 51,0 | 54,0 | 104 | 80,0 | 58,0 |
| $\sigma \%$ | — | 6 | 104 | 57 | 14 |

Итак, изложенная в работе расчетная схема после апробации на более обширном материале может найти применение для расчета максимальных расходов паводков малой обеспеченности при наличии коротких рядов гидрометрических наблюдений, особенно в тех случаях, когда невозможно применить метод аналогии, а принцип построения кривой обеспеченности фиктивных максимальных расходов можно использовать и при отсутствии гидрометрических данных, если есть возможность определить параметры T , α , Q_0 , соответствующие паводку с расходом расчетной обеспеченности. Однако это требует дополнительных исследований или привлечения уже выполненных разработок по определению указанных параметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горошков И. Ф., Самохин А. А., Соловьева Н. Н. Максимальные расходы паводков на реках бассейна Амура и методика их расчета.— Труды ЛГМИ, 1969, вып. 35, с. 3—31.
2. Калинин Г. П., Милюков П. И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс.— Труды ЦИП, 1958, вып. 66, 72 с.
3. Калинин Г. П., Левин А. Г. Применение электронной модулирующей машины для расчета дождевых паводков.— Метеорология и гидрология, 1960, № 12, с. 14—18.
4. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— с. 72.
5. Соколовский Д. Л., Шикломанов И. А. Расчеты гидрографов паводков с использованием электронных модулирующих устройств.— Труды ЛГМИ, 1965, вып. 23, с. 65—79.

6. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. СН 435—72.—Л.: Гидрометеиздат, 1972.—19 с.

7. Шереметьев И. И., Базилевский С. В. Расчет максимального поверхностного стока на дальневосточной территории СССР.—Хабаровск, 1974.—55 с.

Б. Н. Дейкин (ГГИ)

ТЕПЛОВОЙ И ВОДНЫЙ БАЛАНС НАЛЕДЕЙ ЗИМОЙ

Актуальность наблюдений за балансом тепла и воды при наледеобразовании в естественных условиях определяется отсутствием натуральных данных и невозможностью объективной проверки эмпирических моделей, построенных на основе преимущественно лабораторных экспериментов. Самостоятельный методический интерес представляет оценка возможности проведения наблюдений на наледях зимой по существующим методикам стандартными сетевыми приборами и разработку новых методов и приборов.

Процесс наледеобразования можно разделить на три стадии: охлаждение вод, вышедших на дневную поверхность и растекающихся по льду; замерзание наледеобразующих вод; охлаждение образовавшегося льда. В природе эти стадии наблюдаются одновременно в разных частях наледи. Средние характеристики процесса наледеобразования, полученные при ледомерных и теплобалансовых наблюдениях, отражают суммарный эффект трех стадий за какой-либо интервал времени. При этом вторая стадия является преобладающей и уравнение теплового баланса можно записать в виде

$$\Delta W + LE_k - R - P_a - LE_n \pm \Delta = 0,$$

где $\Delta W = \rho_n L_{пл} h_n$ — тепловой эквивалент слоя нарастания льда h_n при удельной теплоте плавления $L_{пл}$, равной 334 кДж/кг и плотности ρ_n (кг/м³); R — радиационный баланс и P_a — турбулентный теплообмен с атмосферой, Вт/м²; LE — тепловой эквивалент слоя испарившейся (E_n) и образующейся при конденсации (E_k) влаги, Вт/м²; Δ — невязка баланса тепла, обусловленная неучетом теплообмена с нижележащими слоями льда и атмосферными осадками.

Элементами водного баланса формирующейся наледи являются приходная часть: наледеобразующие воды, атмосферные осадки и конденсировавшаяся влага; расходная часть: испарение.

Тепловоднобалансовые исследования проводились автором с 17.01 по 5.02.1978 г. на Муруринской наледи в Северном Забайкалье. Они включали: метеорологические наблюдения по полной программе на площадке «Наледь» и сокращенной — за пределами наледи на площадке «Зимовье»; актинометрические наблюдения по полной программе; градиентные наблюдения за температурой, влажностью воздуха на уровнях 0,5 и 2 м и скоростью ветра на высотах 0,25; 0,5; 1,0; 1,5 и 2 м; ледомерные съемки по 256 вехам

на наледи — раз в 5 сут, на индикаторной площадке — 2 раза в сут. Наблюдения выполнялись в сроки 0, 9, 12, 15, 18 и 21 ч с регистрацией ряда элементов. В связи со спецификой объекта актинометрические, метеорологические и градиентные наблюдения проводились практически одновременно.

Погода района в январе—феврале малоизменчива: малооблачно, ночи ясные, осадки редки. Вода на льду влияет на микроклимат наледи: за 20 сут из 119 серий в 57 случаях (48 %) зафиксировано парение вне и в 8 (7 %) — на площадке, в 74 (62 %) — образование изморози, в 22 (18 %) — ледяной туман, в 21 (18 %) — наземный ледяной туман и в 8 случаях (7 %) — выпадение снега.

Для сохранения стандартной высоты приемных элементов приборов над наледью стойки и опоры будок вырубались из льда и выставлялись на поверхность. Интенсивность наледообразования на площадке и на всей наледи одинаковы — в 42 случаях (35 %) наблюдатель фиксировал воду на площадке или молодой лед. Продолжительность заливок колебалась от 2 до 9 ч (в среднем 4,2), а их суммарная продолжительность за 20 сут оказалась равной 176 ч (37 % периода наблюдений). Зимой состояние поверхности существенно изменяется. После замерзания порции воды она представляет ровный, покрытый изморозью ледяной покров с температурой $t_{\text{п}}$ на 2—4 °С выше температуры воздуха $t_{2,0}$ на высоте 2 м. В момент выхода наледообразующих вод $t_{\text{п}}$ стремится к 0 °С, разность температуры в слое «поверхность — 2,0 м» $\Delta t_{\text{п}-2,0}$ стремится к $t_{2,0}$, при замерзании воды и дальнейшем охлаждении льда уменьшается и принимает значения, близкие к средним (табл. 1).

Время восстановления градиента зависит от интенсивности и объема заливок, $t_{\text{п}}$ и $t_{2,0}$. На незаливаемых водой участках наледи $t_{\text{п}}$ имеет суточный ход, повторяющий ход $t_{2,0}$. На максимуме $t_{2,0}$, приуроченном к 15 ч, наблюдалась инверсия. Измерение $t_{\text{п}}$ и контроль за положением и состоянием термометров на льду затруднен частыми выходами наледообразующих вод.

Ход температуры воздуха над наледью в целом повторяет ход температуры за ее пределами: (см. табл. 1) коэффициент корреляции значений температуры в пунктах «Наледь»—«Зимовье» равен $0,93 \pm 0,13$. Над наледью воздух теплее на 1,4—3,9 °С. Коэффициент корреляции значений температуры воздуха в пунктах «Наледь»—метеостанция Чара (в 70 км от наледи, в центральной части Верхне-Чарской котловины) значительно меньше и равен $0,80 \pm 0,05$.

Наблюдения на площадке «Наледь» показали, что значения влажности воздуха на уровнях 0,5 и 2,0 практически равны и колеблются незначительно — от 85 до 100 %. На волосе гигрометров и гигрографов постоянно образуется изморозь, что снижает чувствительность приборов. Результаты определения влажности воздуха в таких условиях сомнительны. Однако они позволили в качественном виде проверить правильность предположения о равен-

Таблица 1

Результаты метеорологических наблюдений

| Дата | Облачность, баллы | Температура воздуха на высоте 2,0 м, °С | | Разность $t_n - t_s$ | Ветер | | Осадки, мм |
|--------|----------------------|--------------------------------------------|---------|-------------------------|-------------------------|------------------|------------|
| | | наледь | зимовье | | направле- ние, румбы | скорость, м/с | |
| 17.01 | 8/0 | -24,0 | -26,5 | 2,5 | пер. | 1,0 | |
| 18 | 7/0 | -27,9 | -30,9 | 3,0 | СВ | 0,5 | |
| 19 | 5/0 | -28,2 | -31,7 | 3,5 | Ю | 0,8 | |
| 20 | 1/0 | -32,2 | -34,9 | 2,7 | С | 0,7 | |
| 21 | 6/0 | -30,3 | -32,9 | 2,6 | ЮЗ | 1,0 | |
| 22 | 10/0 | -29,2 | -31,4 | 2,2 | ЮЗ | 1,2 | |
| 23 | 2/0 | -33,3 | -35,5 | 2,2 | пер. | 0,8 | |
| 24 | 4/0 | -35,5 | -37,8 | 2,3 | пер. | 0,7 | |
| 25 | 0/0 | -36,5 | -39,2 | 2,7 | ЮЗ | 0,7 | |
| 26 | 7/0 | -34,7 | -36,6 | 1,9 | В | 0,5 | |
| 27 | 4/0 | -34,7 | -37,1 | 2,4 | пер. | 0,8 | |
| 28 | 8/0 | -32,9 | -34,4 | 1,5 | Ю | 0,4 | |
| 29 | 10/7 | -28,0 | -29,7 | 1,7 | пер. | 1,5 | |
| 30 | 9/7 | -27,2 | -28,6 | 1,4 | СВ | 1,6 | 0,0 |
| 31 | 1/0 | -32,5 | -35,2 | 2,7 | СВ | 0,2 | |
| 1.02 | 8/8 | -30,4 | -32,0 | 1,6 | СВ | 0,2 | 1,2 |
| 2 | 3/2 | -32,9 | -35,0 | 2,1 | В | 0,3 | 0,4 |
| 3 | 1/0 | -34,6 | -37,8 | 3,2 | В | 1,2 | |
| 4 | 5/0 | -35,0 | -38,9 | 3,9 | ЮВ | 1,0 | |
| 5 | 1/0 | -34,7 | -36,1 | 1,4 | ЮВ | 0,7 | |
| Период | 5/1 | -31,7 | -34,1 | 2,4 | | 0,8 | 1,6 |

стве нулю результирующей влагообмена в процессе испарения— конденсации в приземном слое воздуха, что важно принимать во внимание при теплорасчетных расчетах.

Ветровой режим характеризуется большой повторяемостью штилей (50 %). Максимальная скорость ветра, зафиксированная на уровне 2,0 м; равна 2,7 м/с, средние суточные скорости ветра также незначительны (см. табл. 1). Вертикальный профиль скорости ветра, построенный по данным измерений на пяти уровнях, хорошо аппроксимируется логарифмическим законом. Параметр шероховатости z_0 в условиях, близких к равновесным, равен 0,5 см, что характерно для высокого ровного снежного покрова с плотной поверхностью.

При господствующем антициклональном типе погоды радиационный режим характеризуется правильным внутрисуточным ходом основных составляющих радиационного баланса R . Суммы потоков радиации за 20 сут периода наблюдений следующие (МДж/м²): суммарная — 75,4, рассеянная — 46,1, прямая на горизонтальную поверхность — 29,3, коротковолновый баланс — 20,9, эффективное излучение — минус 121,4, баланс — минус 100,5, среднее альbedo — 0,72. Альbedo на площадке наблюдений изменялось от 0,43 до 0,89. Среднее альbedo в срок 12 ч равно 0,68 ($C_v=0,14$) и в 15 ч — 0,75 ($C_v=0,16$). Для характеристики отражательной

способности разных состояний поверхности наледи проведены три съемки альbedo (табл. 2). По материалам съемок можно выделить две группы состояний поверхности наледи, отличающиеся по рассматриваемому признаку. В первую группу входят состояния 1—3, имеющие альbedo, равное 0,50. Ко второй группе относятся состояния 4—6, связанные с изморозью и снегом на льду ($A_K = 0,75$).

Таблица 2

Альbedo поверхности Муруринской наледи зимой

| Состояние поверхности | Отражательная способность (альbedo) | |
|------------------------------------------------------------|-------------------------------------|---------|
| | пределы колебаний | среднее |
| Натёки льда, сформированного выжатыми из под берега водами | 0,43—0,55 | 0,48 |
| Вода на льду тонким слоем | 0,41—0,54 | 0,49 |
| Молодой тонкий лед без изморози | 0,46—0,57 | 0,51 |
| То же с изморозью (30—50 % площади) | 0,68—0,74 | 0,70 |
| Изморозь на льду | 0,66—0,88 | 0,78 |
| Снег на льду чистый, белый | | 0,80 |

Результаты градиентных наблюдений использованы для расчета турбулентного потока тепла P_a стандартным методом турбулентной диффузии (табл. 3).

Таблица 3

Тепловой баланс Муруринской наледи зимой
17.01—5.02 1978 г.

| Потоки тепла | Приход (+) | | | Расход (-) | | | |
|--------------------|------------|--------|-------|------------|-------|--------|----------|
| | ΔW | LE_K | (+) | R | P_a | LE_H | Δ |
| МДж/м ² | 119,2 | 7,8 | 127,0 | 100,5 | 18,4 | 7,8 | 0,3 |
| % от (+) и (-) | 94 | 6 | 100 | 80 | 14 | 6 | 0,2 |

Оценка турбулентного влагообмена произведена весовым методом при помощи ледовых испарителей и конденсационных площадок. Ледовый испаритель представлял собой цилиндр из полиэтилена, в который закладывался монолит льда, вырезанный кольцевым буром. Заряженный испаритель в каркасе из проволоки

опускался в гнездо во льду в месте отбора керна. Перед зарядкой определялся объемный вес монолита. Для наледного льда он равен 870 кг/м^3 . Использовались три испарителя, которые заряжались монолитами семь раз. В испарителях, «проработавших» 280 ч, образовалось 3,75 мм изморози (0,32 мм/сут). Таким образом, за 20 сут сконденсировалось 6,43 мм и выделилось $16,2 \text{ МДж/м}^2$ тепла. Изморозь особенно интенсивно формировалась на участках льда вблизи открытой воды.

Параллельно с испарителями конденсация на поверхности льда измерялась на конденсационных площадках размерами $1,0 \times 1,0 \text{ м}$. Изморозь с их поверхности собиралась, растапливалась и определялось ее количество в мм слоя и мл. Первая расчистка производилась на молодом льду, собиралось от 84 (0,08 мм) до 670 мл в зависимости от близости воды, толщины последнего наледного слоя и интенсивности образования изморози. Затем, через сутки, производился следующий сбор. Количество изморози без учета первой расчистки колебалось от 0,028 до 0,086 мм/сут при среднем значении на 13 площадках, равном 0,057 мм/сут. Эта величина количественно характеризует влагообмен на сухой части наледи. За 20 суток здесь сконденсировалось 1,14 мм водяного пара, выделилось $2,85 \text{ МДж/м}^2$ тепла.

В свою очередь первые расчистки отражают режим конденсации в первые несколько часов (до суток) после начала образования изморози. За 20 сут при таком режиме образовалось 6,62 мм изморози, выделилось $16,6 \text{ МДж/м}^2$ тепла, т. е. почти столько же, сколько получено на испарителе. С учетом всех измерений при конденсации 3,12 мм изморози за 20 сут выделилось $7,83 \text{ МДж/м}^2$ тепла. Учитывая подтвержденное предположение о равенстве нулю результирующей влагообмена в процессе испарения—конденсации в приземном слое воздуха при испарении со льда затрачено такое же количество тепла $LE_{\text{н}}$, какое выделилось при конденсации ($LE_{\text{к}}$).

Структура теплового баланса наледи зимой и количественное выражение его основных составляющих за период исследований представлены в табл. 3.

За время наблюдений наледь выросла на 40,9 см (356 мм в слое воды). При замерзании этого слоя выделилось $119,2 \text{ МДж/м}^2$ тепла (ΔW). Остаточный член баланса Δ включает в себя погрешности определения основных составляющих, а также неучтенные члены: теплообмен с нижележащими слоями льда, твердыми осадками и т. д.

Выводы

1. Процесс наледообразования существенно влияет на микроклимат наледной поляны: на наледи на $2\text{—}5^\circ\text{C}$ теплее, чем за ее пределами, и эта разница температуры увеличивается по мере удаления от края наледи; наличие наледообразующих вод на поверхности при отрицательных температурах сказывается на ре-

жине влажности воздуха — возрастает вероятность парения, дымки, тумана и образуется изморозь на льду.

2. Большая часть тепла, выделяющегося при образовании и охлаждении льда, расходуется в процессе лучистого обмена (80 %) и только 14 % энергии затрачивается на турбулентный теплообмен с атмосферой.

3. В процессе турбулентного влагообмена в приналедном слое воздуха затраты тепла на испарение компенсируются его выделением при конденсации и образовании изморози. Это необходимо учитывать при расчете характеристик наледей, создаваемых человеком в различных народнохозяйственных целях.

4. Преобладающей составляющей приходной части уравнения водного баланса формирующейся наледи являются наледообразующие воды (98,7 % прихода влаги). Атмосферные осадки в условиях устойчивого зимнего антициклона незначительны и составляют доли процента объема больших наледей (в нашем случае 0,4 % от притока наледообразующих вод). Единственный компонент расходной части баланса воды — испарение — также мал (0,9 % притока) и полностью компенсируется конденсацией.

В. Н. Колотаев (ГГИ)

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕЙ МОЩНОСТИ НАЛЕДИ

Большая изменчивость толщины льда по площади наледей подземных вод не позволяет подобрать функцию, которая бы достаточно точно аппроксимировала поле значений этой характеристики. Ее среднее значение при равномерном расположении точек измерений определяется по формуле

$$\bar{H} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_i, \quad (1)$$

где \bar{H} — средняя мощность наледи; H_i — мощность льда в i -й точке, n — число точек измерения.

При проведении наблюдений число точек измерений не может быть сколь угодно большим, что связано прежде всего с материальными и физическими затратами. Поэтому \bar{H} рассчитывается по формуле (1) не точно, а с некоторой погрешностью $\sigma_{\bar{H}}$, определению значения которой до сих пор уделялось мало внимания. В данной работе предпринята попытка получить формулу для оценки $\sigma_{\bar{H}}$, а также апробировать ее на основе имеющихся материалов полевых наблюдений.

Для вывода формулы использовано выражение для дисперсии среднего арифметического σ_x^2 случайных величин (x_i) , которое записывается в виде [1—2]

$$\sigma_x^2 = n^{-2} \sigma_s^2 = n^{-2} \left(\sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2 + 2 \sum_{i < j} r_{x_i, j} \sigma_{x_i} \sigma_{x_j} \right), \quad (2)$$

где $s = x_1 + x_2 + \dots + x_n$ — сумма n случайных величин; $r_{x_i, j}$ — коэффициент корреляции между i -й и j -й случайными величинами; $\sigma_{x_i}^2$ и $\sigma_{x_j}^2$ — соответственно их дисперсии.

Известно, что если каждой случайной величине поставить в соответствие N независимых аргументов, то они образуют N -мерное случайное пространство [1—4], т. е. если каждой точке i измерения мощности льда H_i поставить в соответствие расстояния от условных осей координат X_{H_i} и Y_{H_i} , то значения H_i образуют случайное поле. Статистическая структура такого поля может быть охарактеризована математическим ожиданием, дисперсией и корреляционной функцией изучаемого признака. Если для случайного поля математические ожидания и дисперсии случайных величин, образующих это поле, не зависят от координат, а корреляционная функция зависит только от расстояния l между i и j случайными величинами, т. е.

$$m_{x_i} \approx m_{x_j}; \quad \sigma_{x_i}^2 \approx \sigma_{x_j}^2; \quad r_{i, j} = r(l), \quad (3)$$

то такое поле называют однородным и изотропным. В этом случае в выражении (2) можно сделать замену

$$\sigma_{x_i} \sigma_{x_j} = \sigma_{x_i}^2; \quad \sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2 = n \sigma_{x_i}^2; \quad r_{x_i, j} = r(l) \quad (4)$$

и оно примет следующий вид:

$$\sigma_x^2 = n^{-1} \sigma_{x_i}^2 \left[1 + 2n^{-1} \sum_{j=1}^k r(l)_j \right], \quad (5)$$

где k — количество различных значений l .

Если в (5) все коэффициенты $r(l)_j = 0$, т. е. между всеми n случайными величинами отсутствует корреляционная связь, то $\sigma_x^2 = n^{-1} \sigma_{x_i}^2$. Другой крайний случай — каждый из $r(l)_j = 1$, тогда сумма всех $r(l)_j$ равна числу выборок по две случайные величины из их общего количества n , т. е. $C_n^2 = \sum_{j=1}^k r(l)_j = 0,5n(n-1)$

и вместо выражения (5) имеет место равенство $\sigma_x^2 = \sigma_{x_i}^2$, т. е.

наличие корреляции между n случайными величинами увеличивает дисперсию среднего σ_x^2 в n раз [1—3].

Выражение (5) справедливо в предположении, что значения случайной величины x_i определены точно и не содержат ошибок измерений, имеющих случайный характер. Практически это условие невыполнимо, и сумму случайных величин в формуле (2) нужно представить в виде $s = (x_1 \pm \Delta_1) + (x_2 \pm \Delta_2) + (x_3 \pm \Delta_3) + \dots + (x_n \pm \Delta_n)$, где x_1, x_2, \dots, x_n — точные значения случайных величин; $\Delta_1, \Delta_2, \dots, \Delta_n$ — случайные погрешности их распределения. В этом случае дисперсия суммы запишется так:

$$\begin{aligned} \sigma_s^2 = & \sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2 + 2 \sum_{i < j} r_{x_i, j} \sigma_{x_i} \sigma_{x_j} + \sum_{i=1}^n \sigma_{\Delta_i}^2 + 2 \sum_{i < j} r_{\Delta_i, j} \sigma_{\Delta_i} \sigma_{\Delta_j} + \\ & + 2 \sum_{i=1}^n r_{x_i, \Delta_i} \sigma_{x_i} \sigma_{\Delta_i}, \end{aligned} \quad (6)$$

где два последних члена характеризуют долю общей дисперсии за счет корреляции между погрешностями измерений в i -й и j -й точках и корреляции между значениями случайной величины x_i и ошибкой ее определения Δ_i . Анализируя методику производства измерения мощности наледи, есть все основания считать величины Δ_i и Δ_j , а также x_i и Δ_i независимыми, и, следовательно, $r_{\Delta_i, \Delta_j} = 0$ и $r_{x_i, \Delta_i} = 0$. Тогда подставляя выражение (6) в (2) и учитывая условия (3), получим следующее выражение для определения значений:

$$\sigma_x^2 = n^{-2} \sigma_s^2 = n^{-1} \sigma_{x_i}^2 \left[1 + 2n^{-1} \sum_{j=1}^k r(l_j) \right] + n^{-1} \sigma_{\Delta_i}^2, \quad (7)$$

где k — число различных расстояний между точками измерений. В формуле (7) первое слагаемое характеризует долю погрешности (σ_x^2) определения среднего арифметического значения \bar{x} за счет пространственной изменчивости случайной величины x_i , а второе — за счет случайных погрешностей измерений Δ_i величин x_i .

По условию (3) одинаковым расстояниям между точками измерений, которые имеют место при их расположении в узлах равномерной сетки (квадратной, прямоугольной, треугольной), соответствуют одинаковые коэффициенты корреляции. Отсюда следует вывод, что для определения суммы коэффициентов корреляции в формуле (7) применимо выражение

$$\sum_{j=1}^k r(l_j) = r(l_1) n_1 + r(l_2) n_2 + \dots + r(l_k) n_k = \sum_{j=1}^k r(l_j) n_j. \quad (8)$$

При этом набор чисел n_1, n_2, \dots, n_k соответствует определенной схеме расположения n точек измерения, а сумма $n_1 + n_2 + \dots + n_k$

равна числу способов, которыми можно их соединить, т. е. $C_n^2 = 0,5n(n-1)$. С учетом (8) формула (7) перепишется в виде

$$\sigma_{\bar{x}}^2 = n^{-1} \sigma_{x_i}^2 \left[1 + 2n^{-1} \sum_{j=1}^k r(l_j) n_j \right] + n^{-1} \sigma_{\Delta_i}^2. \quad (9)$$

Для того чтобы в формуле (9) можно было определить значения $\sigma_{x_i}^2$ и $r(l_j)$, необходимо иметь сведения о точно измеренных значениях случайных величин x_i , а для определения $\sigma_{\Delta_i}^2$ — сведения о случайных погрешностях измерений. Но так как это невозможно, то на основе эмпирических данных измерений величин \bar{x}_i ,

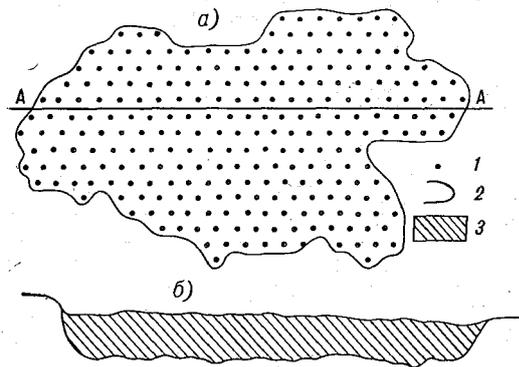


Рис. 1. Схема расположения точек измерения на Муруринской наледи (а) и поперечные профили дна наледной поляны и поверхности льда (б).

1 — ледомерная вежа, 2 — граница наледи, 3 — лед.

содержащих случайные погрешности Δ_i , вычисляются величины $\sigma_{x_i}^2$ и $\bar{r}(l_j)$, которые согласно [2, 3] связаны с величинами $\sigma_{x_i}^2$, $r(l_j)$ и $\sigma_{\Delta_i}^2$ следующими отношениями:

$$\sigma_{x_i}^2 = \sigma_{\bar{x}_i}^2 \bar{r}(0); \quad \sigma_{\Delta_i}^2 = \sigma_{\bar{x}_i}^2 [1 - \bar{r}(0)]; \quad r(l) = \bar{r}(l) \bar{r}^{-1}(0), \quad (10)$$

где $\bar{r}(0)$ — коэффициент корреляции, который наиболее объективно определяется по экстраполированному значению функции $\bar{r}(l)$ при $l=0$, \bar{x}_i — измеренное значение случайной величины.

С учетом выражения (10) формула (9) будет иметь вид:

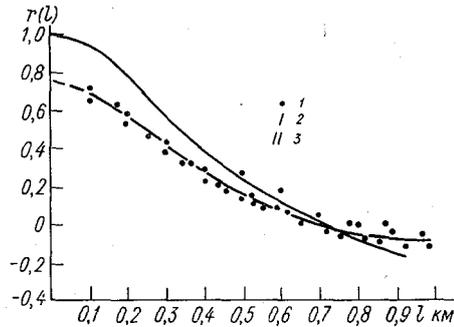
$$\sigma_{\bar{x}}^2 = \sigma_{\bar{x}_i}^2 \bar{r}(0) n^{-1} \left[1 + 2n^{-1} \sum_{j=1}^k \bar{r}(l_j) n_j \bar{r}^{-1}(0) \right] + \sigma_{\bar{x}_i}^2 n^{-1} [1 - \bar{r}(0)]. \quad (11)$$

По формуле (11) была проведена оценка среднего значения мощности льда Муруринской наледи (Сев. Забайкалье) на 20-е число каждого месяца с октября 1979 г. по июль 1980 г. На этой наледи установлена сеть ледомерных вех, расположенных в узлах равносторонних треугольников со стороной 100 м (рис. 1 а). В качестве примера на рис. 1 б показан один из профилей днища на-

ледной поляны и поверхности наледи, которые позволяют качественно судить о правомерности условий (3).

Расчет значений $\tilde{r}(l_j)$ производился на ЭВМ «Минск-32». На рис. 2 приведены результаты расчета $\tilde{r}(l_j)$ на 20-е января 1980 г. Небольшой разброс точек и закономерное убывание значений $\tilde{r}(l_j)$ с увеличением расстояния l_j свидетельствуют о сохра-

Рис. 2. Пример корреляционной зависимости $\tilde{r}(l_j)$, вычисленной на 20 января 1980 г.
1 — вычисленные значения $\tilde{r}(l_j)$,
2 — корреляционная функция $\tilde{r}(l)$,
3 — откорректированная функция $r(l)$.



нении условий (3), а также позволяют надежно провести линию регрессии 1, проэкстраполировать ее до значения $\tilde{r}(0)$ и произвести необходимые вычисления по выражению (11).

Результаты расчета значений $\sigma_{\bar{H}}$ по полученной формуле (11) представлены в таблице. В этой таблице величина $n^{-0,5}\sigma_{H_i}$ характеризует точность определения средней мощности наледи без учета случайных погрешностей измерений и корреляции между

Результаты оценки точности определения средней мощности льда
Муруринской наледи (1979—80 г.)

| Месяц | X | XI | XII | I | II | III | IV | V | VI | VII |
|--------------------------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| n | 81 | 170 | 196 | 202 | 207 | 214 | 217 | 210 | 145 | 89 |
| \bar{H} см | 14,0 | 42,0 | 100 | 172 | 228 | 255 | 284 | 266 | 156 | 94,0 |
| σ_{H_i} см | 7,71 | 26,2 | 56,9 | 87,2 | 110 | 155 | 126 | 137 | 107 | 53,5 |
| $\sigma_{\bar{H}}^* = n^{-0,5} \times \sigma_{H_i}$ см | 0,86 | 2,02 | 4,06 | 6,14 | 7,64 | 7,88 | 8,57 | 9,45 | 8,91 | 5,67 |
| $\sigma_{\bar{H}}$ по ф-ле (11) см | 0,95 | 4,96 | 17,5 | 28,7 | 36,9 | 42,8 | 46,0 | 48,3 | 33,4 | 15,5 |
| $\eta = \sigma_{\bar{H}} / \bar{H} \times 100\%$ | 6,78 | 11,6 | 17,5 | 16,7 | 17,4 | 16,8 | 16,2 | 18,2 | 21,4 | 16,5 |
| $\sigma_{\bar{H}} / \sigma_{\bar{H}}^*$ | 1,10 | 2,45 | 4,31 | 4,67 | 4,82 | 5,43 | 5,36 | 5,11 | 3,74 | 2,73 |

значениями мощности льда H_i в i -й и j -й точках. В предпоследней строке таблицы приведены значения $\sigma_{\bar{H}}$, вычисленные по формуле (11), т. е. с учетом погрешностей измерений и тесноты связи значений толщины льда в различных точках, что привело к увеличению $\sigma_{\bar{H}}$ в 3—5 раз.

Анализ показывает что $\sigma_{\bar{H}}$ существенно изменяется во времени. Так, в октябре, когда наледь только начинает развиваться ($\bar{H}=14,0$ см), значение $\sigma_{\bar{H}}$ равно 0,95 см. В мае, в период максимального развития размеров наледи ($\bar{H}=210$ см), погрешность определения среднего достигает 48,3 см, а в июле — уменьшается до 15,5 см.

В последней строке таблицы представлены относительные значения $\sigma_{\bar{H}}$, выраженные в процентах от средней мощности. В октябре, когда образование льда наблюдалось лишь у вех, расположенных в самых низких частях наледи, относительная погрешность определения средней мощности льда составляет 6,78 %. С увеличением размеров наледи она также увеличивается, достигая в декабре 17,5 %. Далее, в связи с тем, что площадь и средняя мощность наледи существенно не меняются до мая, значения η остаются постоянными (16,0—18,0 %). В июне в период интенсивного теплового и эрозионного разрушения наледи оно достигает максимального значения 21,4 %.

Полученная формула оценки точности определения средней мощности наледи и выполненные расчеты по ней позволяют сделать следующие выводы:

1) формула (11) дает возможность надежно оценить величину $\sigma_{\bar{H}}$, так как она учитывает влияние случайных погрешностей измерений и корреляции между значениями толщины льда при заданной плотности и схеме расположения точек наблюдений;

2) формула (11) позволяет решить и обратную задачу определения необходимого числа точек измерения и схемы их расположения для получения среднего значения мощности наледи с заданной точностью;

3) внутригодовое изменение значений $\sigma_{\bar{H}}$ и η отражает изменение статистической структуры значений толщины льда, которая тесно связана с состоянием наледи;

4) недоучет наличия корреляционной связи между значениями толщины льда в различных точках наледи приводит к занижению средней квадратической погрешности в 3—5 раз.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.— Л.: Гидрометеоздат, 1971.— 363 с.
2. Алексеев Г. А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 95 с.
3. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1971.— 267 с.
4. Каган Р. Л. Осреднение метеорологических полей.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 204 с.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ФОРМУЛЫ РАСЧЕТА ПОТЕРЬ ДОЖДЕВОГО СТОКА НА ИНФИЛЬТРАЦИЮ ДЛЯ МАЛЫХ ВОДОСБОРОВ

Одной из важнейших задач моделирования гидрологических процессов, в частности моделирования процесса инфильтрации дождевых вод, является исследование временной устойчивости параметров расчетных формул, полученных на основе экспериментальных данных.

В настоящей статье с использованием анализа размерностей устанавливается явный вид расчетной формулы для интенсивности впитывания в виде соотношения между безразмерными комплексами.

Интенсивность впитывания дождевых вод определяется дефицитом влажности, представляющим собой разность между наименьшей влагемкостью $W_{\text{нв}}$ и начальным увлажнением W_0 :

$$dP/dt = f_t(W_{\text{нв}} - W_0, W_{\text{нв}}, k_0, t), \quad (1)$$

где dP/dt — интенсивность впитывания; P — общее количество впитывающейся в объем почвы влаги за время t ; k_0 — минимальная интенсивность впитывания.

Используя анализ размерностей, от (1) перейдем к выражению следующего вида:

$$dP/dt = k_0 \Phi_t [W_{\text{нв}}/(W_{\text{нв}} - W_0), k_0 t/(W_{\text{нв}} - W_0)] \quad (2)$$

или

$$P = W_{\text{нв}} \tilde{\Phi}_t [W_{\text{нв}}/(W_{\text{нв}} - W_0), k_0 t/(W_{\text{нв}} - W_0)]. \quad (3)$$

Данная зависимость может представлять собой табулограмму, номограмму или аналитическую формулу. В настоящей работе использована зависимость, предложенная Н. Ф. Бефани, получившая достаточно широкое распространение в практике гидрологических расчетов¹

$$dP/dt = k_0 + A_0 \exp(-mI_w)/(t+1)^n. \quad (4)$$

Здесь n — коэффициент редукции впитывания во времени; A_0 — параметр впитывания; m — параметр; I_w — индекс увлажнения.

Вместо размерных величин A_0 и m в приведенную формулу целесообразно ввести их безразмерные аналоги, входящие в формулу (2):

$$dP/k_0 dt = 1 + [k_0 t/(W_{\text{нв}} - W_0)]^{-n} \exp[-\alpha W_{\text{нв}}/(W_{\text{нв}} - W_0)] \Theta_+(\eta). \quad (5)$$

¹ Бефани Н. Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 162 с.

При этом уравнение (5), так же как и уравнение (4), удовлетворяет следующим предельным условиям:

$$P \Big|_{t \rightarrow 0} \rightarrow 0; \quad \frac{dP}{dt} \Big|_{t \rightarrow \infty} \rightarrow k_0; \quad \frac{dP}{dt} \Big|_{t \rightarrow 0} \rightarrow \infty; \quad \frac{dP}{dt} \Big|_{W_0 \rightarrow W_{\text{нв}}} \rightarrow k_0$$

В формуле (5) параметры n , α являются безразмерными коэффициентами, подлежащими определению; $\Theta_+(\eta)$ — асимметричная единичная функция:

$$\Theta_+(\eta) = \begin{cases} 0 & \text{при } \eta = 0 \\ 1 & \text{при } \eta > 0 \end{cases} \quad \eta = z - 1; \quad z = dP/k_0 dt.$$

Введение функции $\Theta_+(\eta)$ отражает тот факт, что формула (5) применима для описания режима инфильтрации. При $t \rightarrow \infty$ или $W_{\text{нв}} - W_0 = 0$ интенсивность впитывания становится равной k_0 . Равенство $\eta = z - 1$ в этом случае означает, что при $z = 1$ соответствующие члены в правой части формулы (5) будут исключены из рассмотрения.

Для определения параметров n и α , входящих в формулу (5), использованы данные искусственного дождевания малых площадок. В результате получены следующие их значения: $n = 0,65$, $\alpha = 0,60$. В этом случае значение k_0 было принято постоянным для данного вида почв и равным минимальной интенсивности впитывания, измеренной в конце длительных опытов с влажной почвой. Значение W_0 определялось по полученной ранее зависимости между начальной влажностью и индексом увлажнения.

Расчет инфильтрационных потерь ведется по интервалам времени с постоянной интенсивностью осадков. При этом вводится множитель

$$\delta_j = \Delta h_j [1 + \text{sign}(\Delta h_j)] / 2h_j,$$

учитывающий изменение впитывающей способности почвы при изменении интенсивности осадков Δh_j .

Таким образом, предлагаемая расчетная зависимость имеет вид

$$\Delta P_j = k_0 (t_{j+1} - t_j) + [k_0 / (1 - n)] [h_0 / (W_{\text{нв}} - W_0)]^{-n} \times \\ \times \exp[-\alpha W_{\text{нв}} / (W_{\text{нв}} - W_0)] (t_{j+1}^{1-n} - t_j^{1-n}) (1 + \delta_j) \Theta_+(\eta). \quad (6)$$

Проверка изложенного метода расчета потерь на инфильтрацию проводилась на водосборах, расположенных в лесостепной части УССР. Были использованы материалы наблюдений Богуславской НИГЛ, Молдавской воднобалансовой станции и Велико-Анадольской стоковой станции. Точность проверочных расчетов оценивалась отношением среднего квадратического отклонения расчета s к среднему квадратическому отклонению от нормы σ . Значение s/σ для 70 расчетных паводков не превышало 0,4, что говорит о достаточно хорошей точности расчетов.

**ИССЛЕДОВАНИЕ СТОКА С РЕЧНЫХ ВОДОСБОРОВ
В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СТРУКТУРЫ ЛАНДШАФТА
(НА ПРИМЕРЕ РЕК БАССЕЙНОВ ВЫТЕБЕТИ И НУГРИ)**

В настоящее время все большее внимание уделяется изучению, использованию и охране малых рек, при исследовании стока которых и распределения его по территории особое значение приобретает вопрос об учете ландшафтных особенностей водосбора [11]. На необходимость комплексного ландшафтного подхода при изучении стока еще в 30-е годы обратил внимание один из основоположников научной гидрологии В. Г. Глушков. Новое развитие ландшафтное направление в гидрологических исследованиях получило в работах Гидрометцентра СССР и МГУ им. М. В. Ломоносова [4, 5, 7, 9—11].

В данной работе на материалах наблюдений Болховской воднобалансовой станции [3] сделана попытка проанализировать зависимость структуры речного стока от структуры ландшафта водосбора.

Современное учение о ландшафте, развитое в работах Н. А. Солнцева, В. Б. Сочавы, А. Г. Исаченко, определяет его как генетически целостный природно-территориальный комплекс с единым геологическим фундаментом, однотипным рельефом, общим климатом и единообразным сочетанием гидротермических условий, почв и биоценозов [1, 2, 8]. Ландшафт занимает узловое положение в системе единиц территориального деления в физической географии. Наличие региональных единиц (зона, подзона) обусловлено внешними по отношению к ландшафту причинами (зональное распределение тепла и влаги, аazonальная дифференциация земной коры); существование морфологических единиц — результат внутреннего развития самого ландшафта. Закономерный набор типических сопряженных рядов морфологических единиц определяет структуру ландшафта.

Наименьшая морфологическая единица — элементарный природно-территориальный комплекс (ПТК), или фация — формируется в пределах одного элемента мезорельефа с однородным субстратом (материнской породой), однородным гидрологическим режимом, микроклиматом и почвой.

Урочище — сопряженная система фаций, связанных с отдельными выпуклыми и вогнутыми формами рельефа или с плакорными междуречными участками на однородном субстрате и объединяемых общей направленностью движения вод и переноса твердого материала и миграции химических элементов.

Необходимо отметить, что изучение отдельно взятой морфологической единицы не дает представления о типических природных особенностях территории, так как в ее пределах возможно

присутствие как типичных, так и нетипичных для ландшафта фаций и урочищ.

В отличие от конкретного ландшафта, способного к независимому от соседних развитию, морфологические его части, образуя сопряженные ряды, не могут существовать независимо друг от друга. Ландшафт более устойчив по времени и консервативен в развитии, чем его морфологические единицы. И, по мнению большинства ландшафтоведов, именно в пределах ландшафта целесообразно ставить вопрос о всестороннем изучении географических связей и процессов, в том числе процессов формирования стока [7].

Ландшафтоведами МГУ на территории Болховской воднобалансовой станции, которая занимает два соседних водосбора рек Нугрь ($F=1100$ км² до г. Болхов) и Вытебеть ($F=920$ км² до г. Шваново), выделены четыре генетических ландшафта, относящихся к двум типам: водноледниковых и эрозионных равнин [1]. Характеристика ландшафтов приводится в табл. 1. Климатические условия на исследуемой территории можно считать единообраз-

Таблица 1

Характеристика ландшафтов

Водноледниковый (полесский) тип

Кленско-Еленский (I)

Моренно-водноледниковые слабоволнистые и увалистые равнины (на песчано-глинистом мезозойском фундаменте), сложенные мореной и маломощными и среднемощными песками М 0,5—1 м, умеренно дренированными, с дерново-подзолистыми различно оглеенными почвами, под хвойношироколиственными лесами, часто замещенными вторичными мелколиственными лесами и пашней. $f_{лес}=94\%$; $f_{пашня}=6\%$.

Кудрявецко-Радовищенский (II)

Зандровые плоские и волнистые равнины на близко залегающем мезозойском фундаменте из песков, глин, песчаников и писчего мела, сложенных песками различной мощности, подстилаемых водноледниковыми суглинками на глубине 1—2 м, замедленно дренируемых, с дерново-подзолистыми различнооглеенными почвами под хвойными, хвойно-широколиственными и вторичными березово-осиновыми лесами, часто под пашней; встречаются бессточные западины и котловины ($f=2\%$); $f_{пашня}=5\%$; для репрезентативного бассейна $f_{лес}=88\%$, $f_{пашня}=0$, $f_{пашня\ окруж.\ лес}=12\%$.

Эрозионный тип

Орснянский (III)

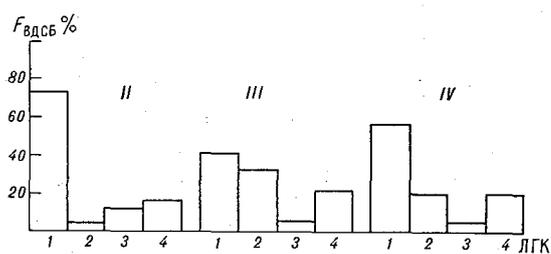
Эрозионно-водноледниковые суглинистые равнины с близким подстилением песчано-глинистого фундамента, со светлосерыми и серыми (частично дерново-подзолистыми) почвами, преимущественно под пашней, местами с елово-широколиственными лесами, широколиственными и березово-осиновыми; для репрезентативного бассейна $f_{лес}=20\%$, $f_{пашня}=54\%$.

Хотынецкий (IV)

Эрозионные равнины, сложенные мощными покровными лессовидными суглинками на мезозойском песчано-глинистом фундаменте с темносерыми лесными почвами и черноземами оподзоленными и выщелоченными, преимущественно распахан; для репрезентативного бассейна: $f_{лес}=1\%$, $f_{пашня}=78\%$.

ными. Средние многолетние годовые суммы атмосферных осадков (измеренных на 19 постах и с поправками на все виды недоучета) изменяются от 700 мм на северо-западе территории до 600 мм на юге и юго-востоке. Следовательно, различия в стоке с водосборов определяются различиями свойств подстилающей поверхности ландшафтов или составляющих водосборы элементарных природных комплексов (ПТК).

В работах [4, 5, 7] были предложены научные подходы к определению понятия «репрезентативный бассейн», выделению внутри ландшафтов ПТК с однородными условиями формирования стока и объединению их в ландшафтно-гидрологические комплексы (ЛГК). Репрезентативным в пределах ландшафта следует считать



Структура ландшафтов репрезентативных бассейнов.

II — р. Шковка — с. Н. Шкава, III — р. Орс — д. Орс, IV — р. Нугрь — д. Городище.

водосбор, процентное соотношение различных ЛГК на котором близко к соотношению их на ландшафте в целом. Для количественной оценки сходности может быть использован коэффициент ранговой корреляции Спирмена [7]. Согласно исследованиям [5, 7, 9, 10], сток больших водосборов может быть рассчитан как сумма слоев стока с различных ландшафтов или однородных ЛГК, составляющих водосбор. В качестве репрезентативных бассейнов на территории Болховской станции были выбраны для ландшафта II — р. Шковка — д. Нижняя Шкава ($F=580 \text{ км}^2$), для III — р. Нугрь — д. Городище ($F=175 \text{ км}^2$), для IV — р. Орс — д. Орс ($F=155 \text{ км}^2$). На основе многолетних наблюдений за осадками и стоком проведен качественный анализ характерных особенностей формирования стока на репрезентативных водосборах разных ландшафтов и на водосборах одного ландшафта с различным соотношением ЛГК. Для возможности исследования взаимосвязи структуры ландшафта и стока выделенные на ландшафтной карте около 150 различных ПТК были объединены по геоморфологическому признаку в четыре группы: 1 — вершинные поверхности междуречных равнин, 2 — склоны междуречных равнин, 3 — надпойменные террасы, 4 — овражно-балочная сеть. Гистограммы структуры ландшафтов репрезентативных водосборов

представлены на рисунке. Средний многолетний годовой сток (норма) репрезентативного бассейна отражает средние физико-географические условия формирования стока в данном ландшафте. Главную роль в стабилизации коэффициентов годового стока играют условия питания и разгрузки верхних горизонтов подземных вод, которые в свою очередь зависят от строения и механического состава грунтов вершинных поверхностей и площади, занимаемой ими на водосборе.

Из табл. 2 следует, что в ландшафте II осадков на 15 % больше, чем в III и IV, а средний многолетний годовой сток на 30 % выше, чем с IV, и на 20 % выше, чем с III. Годовые коэффициенты стока $K_{год} = \bar{Y}/\bar{X}$ наиболее стабильны для лет различной водности для ландшафта II по сравнению с III и IV.

Расчленение гидрографов позволяет рассматривать сток как сумму составляющих по времени и характеру поступления в речную сеть: базисный подземный сток и «непосредственный» сток [6], и по источнику питания: снеговой весенний сток и дождевой летний. За базисный сток принимались среднедекадные минимальные значения стока за зимнюю и летнюю межень. По ним была проведена срезка гидрографа, а оставшийся «непосредственный» сток разделен на снеговой и дождевой. При расчете K снегового стока запасы воды в снеге суммировались с осадками за период весеннего половодья. Сток, формировавшийся жидкими осадками за период от конца весеннего половодья до 1/XI, принимался как дождевой. Наибольший базисный подземный сток имеет р. Шковка (II): 0,05—0,25 мм/сут в разные годы, что говорит о характере подземного питания реки данного ландшафта, осуществляемого преимущественно за счет вод четвертичных отложений, запасы которых быстро возобновляются осадками.

Питание рек Орс и Нугрь (д. Городище) происходит из глубинных горизонтов верхнедевонского яруса при постоянном безнапорном притоке в русловую сеть с небольшим колебанием от года к году: 0,05—0,10 мм/сут. Коэффициенты весеннего стока для ландшафтов III и IV выше, чем для II, в многоводные годы вдвое. В средние по водности и маловодные годы $K_{сн}$ для III несколько выше, чем для IV. Средние коэффициенты стока за дождевой период в 2,0—2,5 раза выше для р. Шковки, чем для рек Орс и Нугрь. $K_{дожд}$ в многоводные годы для ландшафта II в 4 раза выше, чем для IV, и в 2 раза выше, чем для III. В засушливые годы доля максимальных потерь дождевых вод на ландшафтах III и IV одинакова, на ландшафте II на 15 % выше. В дождливые годы доля потерь на II и III составляет 5—10 %, на IV — в 2 раза выше. Проведенный анализ условий формирования стока позволил рассчитать долю составляющих среднего многолетнего питания рек. Выяснилось, что для рек ландшафта II характерно усиленное (выше на 15 %) дождевое питание и на 9 % — грунтовое, и в то же время более низкое (на 25 %) снеговое питание, чем для рек ландшафтов III и IV, доли составляющих питания которых оказались равны.

Таблица 2

Среднегодовое количество стока рек территории Болховской ВБС

| Водосбор | N ланд | F ВДСВ | H ВП мм | X мм | Ч мм | K год. средний многоводн. | K ср. средний многоводн. | K л. средний многоводн. | Доля макс. потерь при дожде, % | | Доля составляющих среднего многолетнего питания рек, % | | |
|---------------------------|--------|--------|---------|------|------|------------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------------------|--------|--------------------------------------------------------|-------|------|
| | | | | | | | | | дожд. | засух. | подз. | дожд. | снег |
| Шковка — с. Н. Шкава | II | 58,0 | 0,13 | 697 | 214 | 0,31 0,39 0,16 | 0,49 0,57 0,53 | 0,09 0,37 0,04 | 10 | 95 | 24 | 43 | 33 |
| Орс — д. Орс | III | 155,0 | 0,07 | 611 | 174 | 0,28 0,40 0,13 | 0,66 0,83 0,41 | 0,04 0,29 0,02 | 10 | 80 | 15 | 27 | 58 |
| Рыдань — д. Камынина | III | 120,0 | 0,03 | 615 | 162 | 0,26 0,41 0,12 | 0,79 0,92 0,56 | 0,03 0,22 0,01 | 5 | 85 | 7 | 23 | 70 |
| Нурь — д. Городище | IV | 175,0 | 0,05 | 599 | 150 | 0,25 0,40 0,14 | 0,61 0,90 0,21 | 0,04 0,10 0,01 | 20 | 80 | 15 | 27 | 58 |
| Снытка — д. М. Кутьма | IV | 151,0 | 0,05 | 604 | 155 | 0,26 0,42 0,14 | 0,60 0,91 0,21 | 0,03 0,08 0,03 | 20 | 80 | 15 | 19 | 66 |
| руч. Рахитня — д. Мымрино | IV | 63,3 | 0,02 | 612 | 128 | 0,21 — — | 0,58 0,85 0,34 | 0,05 0,24 0,02 | 0 | 90 | 5 | 29 | 66 |
| Вытебель — д. М. Юрьево | IV | 41,2 | 0,24 | 599 | 199 | 0,33 0,42 0,22 | 0,21 0,80 0,04 | 0,05 0,08 0,01 | 55 | 80 | 50 | 18 | 32 |

Все вышеизложенное позволяет говорить о том, что различия между гидрологическим режимом соседних, но располагающихся в разных ландшафтах рек могут быть существенными. Они определяются историей формирования территории, в прямой зависимости от которой в первую очередь находится строение почвенно-грунтовой толщи. Так, преобладание в ландшафте II песчаных отложений обуславливает быстрое впитывание и фильтрацию вод, а близкое присутствие суглинистого водоупора определяет большое участие в стоке почвенно-грунтовых вод. Ландшафты III и IV отличаются от II преобладанием суглинистых грунтов, большой расчлененностью рельефа, густотой овражно-балочной сети, большим количеством склонов, распаханностью и пр. (см. табл. 1), что и предопределяет, например, различия в условиях снегонакопления, промерзания почвы, преобладание в весеннее половодье поверхностного стока.

Сток с ландшафтов III и IV, несмотря на большое сходство механического состава четвертичных отложений и эрозийного расчленения, немного различается в основном за счет разных условий формирования поверхностного стока.

В ландшафте IV доминируют темно-серые лесные почвы и выщелоченные черноземы, водопоглотительная способность которых выше, чем светло-серых и серых лесных почв ландшафта III. Кроме того, в ландшафте II значительный процент площади на вершинных поверхностях приходится на замкнутые понижения, способные аккумулировать осадки и затем испарять их. До сих пор рассматривались репрезентативные для данных ландшафтов бассейны. Но и в пределах одного ландшафта могут существовать бассейны с отличной структурой, другим соотношением площадей, занятых ЛГК с преобладанием в ЛГК нетипичных для данного ландшафта ПТК.

В качестве примера можно привести водосборы р. Вытебеть — д. М. Юрьево, руч. Раковка — с. Хотимль и р. Нугрь — д. Городище, располагающиеся в Хотынецком ландшафте (IV). Для этих трех водосборов характерны повышенные коэффициенты годового стока, высокий подземный сток, неустойчивые коэффициенты снегового стока в зависимости от водности года.

В табл. 2 приведены значения и коэффициенты стока для р. Вытебеть — д. М. Юрьево. Основные отличия данного водосбора от репрезентативного для IV, характерные и для двух других, упоминавшихся выше, заключаются в следующем: площадь ЛГК-1 увеличена на 20—25 %, площадь ЛГК-2 уменьшена на 10—15 %, отсутствует ЛГК-3. Основная часть осадков, попадающая на водосбор такого типа строения, переводится в подземные горизонты, о чем и свидетельствует высокий базисный подземный сток и значительные доли максимальных потерь при дожде, а также доли составляющих среднемноголетнее питание этих водотоков. В частности, для верховья р. Нугри подземная составляющая питания на 25 % выше, чем для типичного водосбора ланд-

шафта IV. $H_{\text{бп}}$ в 3 раза выше, чем в створе р. Нугрь — д. Городище.

Водосбор руч. Ракитня, располагающийся в центральной, пониженной части территории, имеет структурное строение ландшафта по выделенным ЛГК, идентичное репрезентативному для IV (см. рисунок), но преобладание на площади бассейна нетипичных для данного ландшафта урочищ, увеличенный процент площади, занимаемой западинами на вершинных поверхностях, и наличие торфяных толщ в поймах и днищах балок определяют основные отличия стока ручья от стока р. Нугри — д. Городище (см. табл. 2). Годовой сток ниже на 15 %, коэффициент годового стока самый низкий на территории, среднесуточный базисный подземный сток меньше в 2,5 раза. Рядом с водосбором руч. Ракитня расположен водосбор р. Рыдань — д. Камышина, относящийся к ландшафту III, и по количественному соотношению площадей ЛГК близкий к репрезентативному — р. Орсу (см. рисунок), но наличие нетипичных урочищ определяет повышенные коэффициенты снегового стока по сравнению с репрезентативным бассейном. Расположение водосборов руч. Ракитни и р. Рыдани на стыке границ различных ландшафтов предопределило пестроту урочищ на их территории и отличие режимов рек от режимов репрезентативных (табл. 2).

Заключение

Проведенное исследование зависимости речного стока от ландшафтных условий на водосборе в пределах однородной в климатическом отношении территории позволяет сделать вывод о необходимости изучения ландшафтного строения водосборов для анализа взаимодействия системы осадки—подстилающая поверхность. На основе анализа ландшафтных условий территории воднобалансовой станции можно сделать заключение о типичности или нетипичности условий, в которых проводятся наблюдения, и о возможности распространения результатов наблюдений на более обширный ландшафтный район. Однако в настоящее время степень детализации ландшафтных карт не может быть полностью использована в гидрологических исследованиях, поскольку даже укрупненные ландшафтные участки не всегда обеспечиваются основными видами наблюдений и прежде всего стоковыми. По всей вероятности, дальнейшие исследования в данном направлении должны вестись в поисках критериев выделения однородных по условиям формирования стока ландшафтно-гидрологических комплексов (ЛГК), их типизации и районирования для больших территорий, а также анализа и обобщения материалов воднобалансовых станций на основе ландшафтно-гидрологического принципа изучения стока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Исаченко А. Г. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование.— М.: Высшая школа, 1965.— с. 325.
2. Исаченко А. Г. Система основных понятий современного ландшафтоведения.— В кн.: География и современность.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1982.— с. 17—50.
3. Материалы наблюдений Болховской воднобалансовой станции за 1961—1980 гг. вып. 1—13.
4. Маркус Я. А. Некоторые аспекты применения ландшафтных карт в гидрологии.— Вестник МГУ, сер. география, 1975, № 1, с. 25—32.
5. Нежевенко В. А., Маркус Я. А. Влияние ландшафтных условий водосборов на формирование весеннего стока (на примере бассейна р. Вытебети).— Тр. Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 84, с. 15—21.
6. Репрезентативные и экспериментальные бассейны. Международное руководство по исследованиям и практике.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— с. 428.
7. Солнцев Н. А., Мамай И. И., Маркус Я. А. Ландшафтные исследования речных бассейнов для гидрологических целей.— Вопросы географии, 1976, вып. 102, с. 75—92.
8. Солнцев Н. А. Факультативный рубеж ландшафтной организации.— Вестник МГУ, сер. география, 1981, № 3, с. 21—24.
9. Субботин А. И. Ландшафтно-гидрологический принцип изучения, расчета и прогноза стока талых и дождевых вод.— Метеорология и гидрология, 1967, № 12, с. 50—57.
10. Субботин А. И. Структура половодья и территориальный прогноз весеннего стока рек Нечерноземной зоны ЕЧ СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 98 с.
11. Субботин А. И. Ландшафтно-гидрологический принцип изучения малых рек Нечерноземья.— В кн.: Проблемы рационального использования водных ресурсов малых рек.— Казань, 1981, с. 15—17.

С. Н. Голубков (ЛГУ), Н. К. Серков (ГГИ)

СГЛАЖИВАЮЩИЕ СПЛАЙНЫ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ К АВТОМАТИЗИРОВАННОМУ ПОДСЧЕТУ РЕЧНОГО СТОКА

Наставлением [8] при вычислении ежедневных расходов воды (ЕРВ) рекомендуется применять графическую криволинейную интерполяцию во времени между измеренными расходами воды (ИРВ), когда связь между расходами и уровнями отсутствует или слабо выражена (заторно-зажорные явления, интенсивные русловые деформации), а также в некоторых других случаях, например при достаточно частых измерениях расхода, освещающих основные переломные точки гидрографа.

Естественным машинным аналогом этого применяемого при ручной обработке способа подсчета стока служит аппроксимация гидрографа некоторым аналитическим выражением $Q=f(T)$ [4, 6]. При этом, как показали проведенные авторами численные эксперименты, оказалось целесообразным взять в качестве функции f классический кубический сплайн, т. е. функцию, состоящую из кусков кубических парабол, состыкованных таким образом, что сама

функция и ее первая и вторая производные f' и f'' непрерывны на всем рассматриваемом отрезке [10].

В настоящей работе предполагается кратко ознакомить гидрологов с математическим аппаратом сглаживающих сплайнов и показать эффективность их применения при автоматизированном вычислении ЕРВ.

Сформулируем задачу сглаживания [1]. Пусть

$$a = x_1 < x_2 < \dots < x_n = b \quad (1)$$

— сетка заданных значений аргумента:

$$Y = [y_1, \dots, y_n]^T \quad (2)$$

— измеренные значения функции $f \in W_2^2[a, b]$; T — знак транспонирования; $W_2^2[a, b]$ — пространство функций $u(x)$, заданных на $[a, b]$ и таких, что существует интеграл

$$I(u) = \int_a^b [u''(x)]^2 dx,$$

причем

$$y_i = f(x_i) + \xi_i \quad (i = 1, \dots, n),$$

где ξ_i — независимые случайные величины (погрешности измерения), такие, что

$$\begin{aligned} M_{\xi_i} &= 0, \\ D_{\xi_i} &= d^2 \|f_n\|^2, \end{aligned}$$

где

$$f_n = [f(x_1), \dots, f(x_n)]^T, \quad \|f_n\| = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f^2(x_i) \right]^{1/2}.$$

d — известная относительная средняя квадратическая погрешность измерения.

Требуется найти функцию $g \in W_2^2[a, b]$, минимизирующую функционал

$$\Phi(u) = \alpha I(u) + S(u), \quad (3)$$

где

$$S(u) = \sum_{i=1}^n [u(x_i) - y_i]^2$$

среди всех функций $u \in W_2^2[a, b]$:

$$\Phi(g) = \min_{u \in W_2^2[a, b]} \Phi(u),$$

Здесь $\alpha \geq 0$ — заданное число (параметр сглаживания).

Известно [7], что решением g поставленной задачи является кубический сплайн с узлами в $(x_i)_1^n$, причем $g''(a) = g''(b) = 0$. Параметр α устанавливает соотношение («компромисс») между интегральной гладкостью функции u , характеризуемой величиной $I(u)$ и близостью интерполянта к измеренным значениям, характеризуемой величиной $S(u)$. При $\alpha = 0$ получаем в качестве g интерполяционный кубический сплайн ($g(x_i) = y_i$), при $\alpha \rightarrow \infty$ сплайн g стремится к прямой регрессии y на x .

Естественно, что в прикладных задачах значение параметра сглаживания α должно выбираться в зависимости от точности измеренных значений y_i : чем точнее они измерены, тем меньше должно быть α . Известно несколько подходов к выбору значения α [1, 3, 5, 12]. Мы остановились на подходе В. А. Василенко [1], который предложил считать значение $\alpha = \alpha_{\text{опт}}$ оптимальным, если

$$F(\alpha_{\text{опт}}) = \min_{\alpha \geq 0} F(\alpha),$$

где

$$F(\alpha) = M((\|g_n - f_n\|^2) / \|f_n\|^2).$$

Оказывается [2], что для всех $\alpha \geq 0$ существует симметрическая положительно определенная матрица $A_n(\alpha) = A_n^T(\alpha) > 0$, переводящая Y в g_n :

$$g_n = A_n(\alpha)Y.$$

При этом

$$A_n(\alpha) = (E + \alpha B)^{-1},$$

где E — единичная матрица размера n , $B = (b_{ij})_{i=1, j=1}^n$

$$b_{ij} = \int_a^b \omega_i''(x) \omega_j''(x) dx,$$

$(\omega_i)_{i=1}^n$ — так называемые F -сплайны [3], т. е. базис в пространстве кубических сплайнов ω с узлами в $(x_i)_1^n$, таких что $\omega''(a) = \omega''(b) = 0$, причем

$$\omega_i(x_j) = \delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{при } i = j \\ 0 & \text{при } i \neq j \end{cases} \quad (i, j = 1, \dots, n).$$

Если λ и P — соответственно собственное число и собственный вектор матрицы B , то $(1 + \alpha\lambda)^{-1}$ и P — соответственно собственное число и вектор матрицы $A_n(\alpha)$.

Пусть P_1, \dots, P_n — полная, нормированная в \mathbf{R}^n система собственных векторов матрицы $A_n(\alpha)$ (или, что то же, матрицы B), $\lambda_1(\alpha), \dots, \lambda_n(\alpha)$ — соответствующие собственные числа,

$$\mu_i(\alpha) = 1 - \lambda_i(\alpha) = 1 - (1 + \alpha\lambda_i)^{-1}$$

(λ_i — собственные числа матрицы B). Тогда, согласно [1], нахождение значения α при некоторых естественных предположениях, носящих приближенный характер, сводится к решению нелинейного уравнения

$$J(\alpha) = \sum_{i=1}^n \{ \mu_i(\alpha) [(Y, P_i)^2 / \|Y\|^2 + d^2/n] - d^2/n \} d\mu_i(\alpha)/d\alpha = 0, \quad (4)$$

где

$$(Y, P_i) = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n y_k P_i^{(k)},$$

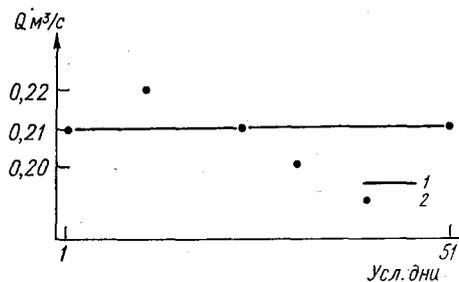
$$P_i = (P_i^{(k)})_{k=1}^n.$$

Для решения уравнения (4) можно воспользоваться методом Ньютона с начальным значением $\alpha_{0, \text{опт}} = 0$ (заметим, что $F(0) = d^2$).

Проиллюстрируем метод вычисления ЕРВ сглаживанием кубическим сплайном между ИРВ на примере подсчета зимнего стока на р. Лагуринка у пос. Лагуры (о. Сахалин, $F = 15,4 \text{ км}^2$) за период 31.10—20.12.1972 г. (см. рисунок). На реке в указанный период наблюдался ледостав, река перешла на питание подземными водами, причин, вызывающих колебания водности, не было. Поэтому расхождения в ИРВ при ручной обработке были отнесены на счет погрешностей измерений и при графической интерполяции сток был принят постоянным ($Q = 0,21 \text{ м}^3/\text{с}$). Мы рассчитали сток путем сплайн-сглаживания между ИРВ, причем относительная средняя квадратическая погрешность измерений d была принята равной 0,1 (10%). При округлении вычисленных расходов по правилам Наставления [8] результат полностью совпал с результатом ручной обработки.

Алгоритмы построения сглаживающего кубического сплайна и определения параметра сглаживания по методу Василенко реализованы в виде ФОРТРАН-программ, которые включены в Отраслевой фонд алгоритмов и программ Госкомгидромета [9, 11].

Совершенно очевидно, что область возможного применения сглаживающих сплайнов отнюдь не исчерпывается задачами подсчета речного стока — сплайны могут эффективно использоваться при решении самых разнообразных гидрологических задач. Это обеспечивается исключительной гибкостью сплайнов как аппарата приближения и относительной простотой численной реализации алгоритмов их построения на ЭВМ.



Гидрограф зимнего стока на р. Лагуринка у пос. Лагуры (о. Сахалин) за период 31.XI—20.XII 1972 г.

1 — гидрограф стока, 2 — измерение расхода воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Василенко В. А. Обработка содержащей ошибки информации методом сплайн-сглаживания.— В кн.: Машинная графика и ее применение.— Новосибирск, 1973, с. 104—110.
2. Василенко В. А. Теория сплайн-функций.— Новосибирск: Изд-во НГУ, 1978.— 65 с.
3. Завьялов Ю. С., Квасов Б. И., Мирошниченко В. Л. Методы сплайн-функций.— М.: Наука, 1980.— 352 с.
4. Карасев И. Ф. Методы режимного и оперативного учета речного стока.— Метеорология и гидрология, 1980, № 3, с. 78—88.
5. Константинов А. Р., Химин Н. М. Сглаживание эмпирических гидрометеорологических связей кубическим сплайном.— Метеорология и гидрология, 1980, № 2, с. 81—88.
6. Курдин Р. Д., Серков Н. К. Методы вычисления ежедневных расходов воды и пути их реализации на ЭВМ.— Тр. ГГИ, 1980, вып. 262, с. 69—83.
7. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики.— Новосибирск: Наука, 1973.— 352 с.
8. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6, ч. III.— Л.: Гидрометеоздат, 1958.— 292 с.
9. Никитин В. Г., Серков Н. К. ППП интерполирующие и сглаживающие сплайны.— В кн.: Аннотированный перечень новых поступлений в ОФАП Госкомгидромета.— Обнинск, 1982, вып. 2, с. 4.
10. Алберг Дж., Нильсон Э., Уолш Дж. Теория сплайнов и ее приложения.— М.: Мир, 1972.— 316 с.
11. Серков Н. К., Голубков С. Н. Определение параметра сглаживающего кубического сплайна.— В кн.: Аннотированный перечень новых поступлений в ОФАП Госкомгидромета.— Обнинск, 1982, вып. 3.— с. 7.
12. Reinsch C. H. Smoothing by spline functions.— Numer. Math., 1967, 10, N 3, 177—183.

ПРИМЕНЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТАХ, ПРОГНОЗЫ СТОКА

И. В. Бовыкин, И. П. Зарецкая (ГГИ)

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРЯДКА АВТОРЕГРЕССИИ РЯДОВ ГОДОВОГО СТОКА

В основе успешного решения различных гидрологических и водохозяйственных задач лежит построение адекватной стохастической модели гидрологических рядов. При описании рядов годового стока наибольшее распространение получили авторегрессионные модели [1—3], которые являются сравнительно простыми и описывают довольно широкий класс внутрирядных корреляционных связей. Однако вопрос о порядке авторегрессии этих моделей до сих пор остается открытым, при этом нужно отметить, что статистическим методам определения порядка уделялось недостаточное внимание. В данной работе для этой цели предлагается использовать два метода, которые ранее в гидрологии не применялись.

Рассмотрим стационарный случайный процесс $Y(t)$, $t=1, 2, 3, \dots$. Значения, которые последовательно принимает величина Y , обозначим как Y_1, Y_2, Y_3, \dots . Последовательность $\{Y_j\}$ образует процесс авторегрессии порядка p , если справедливо равенство

$$(Y_j - \beta) = a_1(Y_{j-1} - \beta) + a_2(Y_{j-2} - \beta) + \dots + a_p(Y_{j-p} - \beta) + \varepsilon_j, \quad (1)$$

где a_1, a_2, \dots, a_p — параметры авторегрессии; β — среднее значение процесса; ε_j — белый шум с нулевым средним значением и дисперсией σ_ε^2 .

Одним из методов определения порядка авторегрессии является подход Бокса—Дженкинса [4]. Он основан на использовании автокорреляционной и частной автокорреляционной функций процесса. Автокорреляция с задержкой k определяется как

$$\rho_k = \frac{1}{\sigma_Y^2} E[(Y_{j-k} - \beta)(Y_j - \beta)], \quad (2)$$

где E — знак математического ожидания; σ_Y^2 — дисперсия про-

цесса. Частная автокорреляционная функция φ_k связана с автокорреляциями соотношением [4]:

$$\varphi_k = \det \times \left(\begin{array}{cccc} 1 & \rho_1 & \dots & \rho_{k-2} & \rho_1 \\ \rho_1 & 1 & \dots & \rho_{k-3} & \rho_2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \rho_{k-1} & \rho_{k-2} & \dots & \rho_1 & \rho_k \end{array} \right) \left(\det \left(\begin{array}{cccc} 1 & \rho_1 & \dots & \rho_{k-2} & \rho_{k-1} \\ \rho_1 & 1 & \dots & \rho_{k-3} & \rho_{k-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \rho_{k-1} & \rho_{k-2} & \dots & \rho_1 & 1 \end{array} \right) \right)^{-1} \quad (3)$$

Для процесса авторегрессии порядка p частная автокорреляционная функция φ_k будет ненулевой для $k \leq p$ и нулем для $k > p$. Анализируя таким образом поведение φ_k , можно определить порядок авторегрессии.

Поскольку на практике мы имеем конечный временной ряд из N наблюдений y_1, y_2, \dots, y_N , то можно найти лишь выборочные оценки автокорреляционной и частной автокорреляционной функций. Для оценки автокорреляций можно использовать выражение

$$r_k = c_k / c_0, \quad (4)$$

где

$$c_k = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N-k} (y_i - \hat{\beta})(y_{i+k} - \hat{\beta}),$$

здесь $\hat{\beta}$ — оценка среднего значения процесса

$$\hat{\beta} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i.$$

Оценку частной автокорреляционной функции можно получить, подставляя значения r_k вместо теоретических автокорреляций в формулу (3).

Как показано в работах [5, 6], выборочные частные автокорреляции порядка $p+1$ и выше имеют асимптотическую дисперсию

$$\text{var} [\hat{\varphi}_k] \approx 1/N, \quad k \geq p+1. \quad (5)$$

Тогда стандартная погрешность выборочной частной автокорреляции $\hat{\varphi}_k$ примерно равна $1/\sqrt{N}$ для $k \geq p+1$ и можно определить значимость величины $\hat{\varphi}_k$, сравнивая ее, например, с удвоенной (доверительная вероятность 95%) или утроенной (доверительная вероятность 99,75%) стандартной погрешностью. Если величина $\hat{\varphi}_k$ выходит за эти пределы — она значима и ею не следует пренебрегать. Последнее значение k , для которого оценка $\hat{\varphi}_k$ значима, можно считать порядком авторегрессии.

Другим интересным способом нахождения порядка авторегрессии является использование информационного критерия Акаике [7]. Согласно этому методу, порядок p находится минимизацией функции

$$F(m) = N \ln \hat{\sigma}^2(m) + 2m, \quad m = 1, 2, \dots, M, \quad (6)$$

где

$$\hat{\sigma}^2(m) = \frac{1}{N} \sum_{j=M+1}^N \{(y_j - \hat{\beta}) - \hat{a}_1(m)(y_{j-1} - \hat{\beta}) - \dots - \hat{a}_m(m)(y_{j-m} - \hat{\beta})\}^2,$$

здесь $\hat{a}_1(m), \hat{a}_2(m), \dots, \hat{a}_m(m)$ — оценки максимального правдоподобия параметров авторегрессии. Их можно найти, решив систему уравнений

$$\sum_{j=1}^m \hat{R}(i, j) \hat{a}_j(m) = \hat{R}(0, i), \quad i = 1, 2, \dots, m, \quad (7)$$

где

$$\hat{R}(i, j) = \frac{1}{N} \sum_{n=M+1}^N (y_{n-i} - \hat{\beta})(y_{n-j} - \hat{\beta}).$$

Величина M — верхняя грань для неизвестного порядка, которая полагается заданной. Для модели выбирается тот порядок $p = m$, для которого функция $F(m)$ минимальна.

Изложенные выше методы применялись к анализу 35 рядов годового стока рек Европы, расположенных в различных географических зонах. Полученные результаты представлены в таблице, в которой N есть число лет наблюдений, r_1 — выборочный коэффициент автокорреляции между смежными членами ряда, p_1 — порядок авторегрессии, найденный с помощью первого метода, p_2 — с помощью второго. Для иллюстрации первого метода на рисунке изображены выборочные автокорреляционные и частные автокорреляционные функции для некоторых из рассмотренных рядов. Пунктиром показаны пределы, равные утроенной стандартной погрешности $\hat{\varphi}_k$.

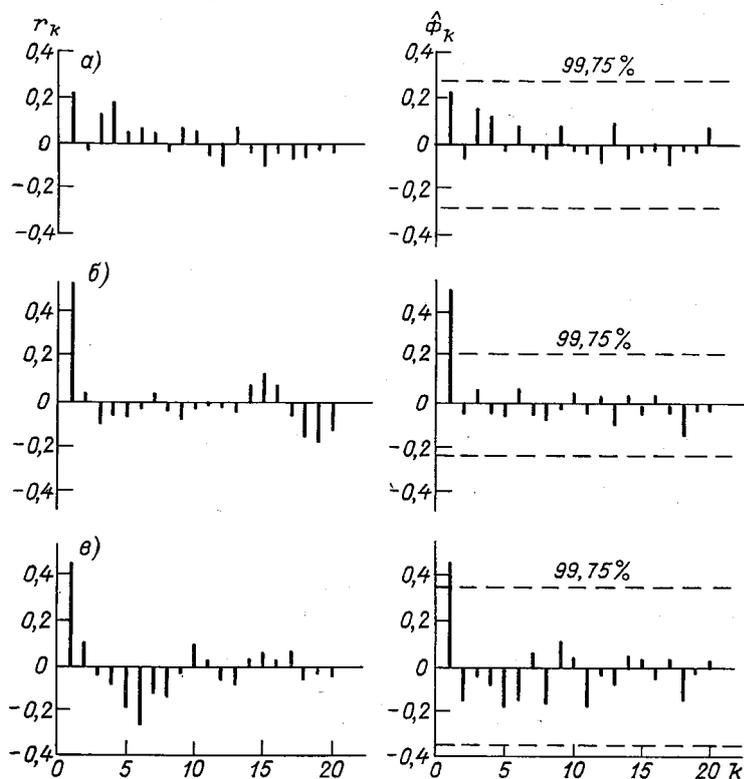
Как можно видеть, порядки авторегрессии p_1 и p_2 в большинстве случаев совпадают. Использование метода Акаике иногда приводит к большему значению порядка в сравнении с подходом Бокса—Дженкинса. Однако отдать предпочтение какому-то одному из описанных методов трудно — оба они могут служить дополнением друг к другу.

Анализируя полученные результаты, можно сделать вывод, что порядок авторегрессии большинства рядов годового стока рек Европы, по-видимому, не превышает единицы, за исключением

Оценки коэффициента автокорреляции ρ_1 и порядки авторегрессии

| Страна, река—пункт | N | r_1 | ρ_1 | ρ_2 |
|-------------------------------|-----|-------|----------|----------|
| Австрия, Инн — Шердинг | 43 | 0,05 | 0 | 0 |
| Чехословакия, Эльба — Дечин | 122 | 0,30 | 1 | 1 |
| Финляндия, Кеми — Перно | 73 | 0,45 | 1 | 2 |
| Финляндия, Вуокса — Иматра | 126 | 0,41 | 1 | 2 |
| Финляндия, Кеми — Тайвалкоски | 62 | 0,26 | 0 | 0 |
| Франция, Сена — Париж | 45 | 0,13 | 0 | 0 |
| Франция, Гаррона — Ажен | 52 | 0,37 | 1 | 1 |
| Франция, Луара — Блуа | 110 | 0,15 | 0 | 0 |
| Франция, Луара — Монжан | 110 | 0,21 | 0 | 0 |
| Франция, Луара — Жьян | 47 | 0,27 | 0 | 0 |
| Франция, Рона — Бокер | 52 | -0,08 | 0 | 0 |
| Франция, Рона — Мюлатьер | 73 | -0,04 | 0 | 0 |
| Швеция, Гета-Эльв—Венерсберг | 166 | 0,51 | 1 | 2 |
| ФРГ, Рейн — Рес | 37 | 0,10 | 0 | 0 |
| ФРГ, Дунай — Хофкирхен | 72 | 0,16 | 0 | 0 |
| ФРГ, Везер — Инчеде | 52 | 0,39 | 0 | 1 |
| Венгрия, Дунай — Нагмарош | 72 | 0,08 | 0 | 0 |
| Венгрия, Тиса — Полгар | 52 | 0,12 | 0 | 0 |
| Венгрия, Тиса — Сегед | 52 | 0,15 | 0 | 0 |
| Италия, По — Понтелагоскуро | 55 | 0,07 | 0 | 0 |
| Италия, По — Пьяченца | 49 | -0,06 | 0 | 0 |
| Италия, Тибр — Рим | 52 | 0,37 | 0 | 0 |
| Нидерланды, Маас — Лит | 58 | 0,25 | 0 | 0 |
| Норвегия, Гломма — Лангнес | 71 | 0,10 | 0 | 0 |
| Польша, Одер — Гордовнице | 71 | 0,45 | 1 | 1 |
| Польша, Висла — Тчев | 71 | 0,06 | 0 | 0 |
| Польша, Висла — Варшава | 39 | -0,17 | 0 | 0 |
| Португалия, Дуэро — Регуа | 36 | 0,16 | 0 | 0 |
| Румыния, Самеш — Сату-Маре | 48 | 0,11 | 0 | 0 |
| Румыния, Муреш — Арад | 48 | 0,26 | 0 | 0 |
| Испания, Дуэро — Виллачика | 52 | 0,15 | 0 | 0 |
| Испания, Эбро — Тортоса | 50 | 0,41 | 0 | 1 |
| СССР, Неман — Смалининкай | 143 | 0,21 | 0 | 1 |
| СССР, Нева — Новосаратовка | 110 | 0,53 | 1 | 2 |
| СССР, Кура — Сура | 42 | 0,02 | 0 | 0 |

быть может рек с озерным регулированием (ряды Финляндия, Кеми—Перно, Вуокса—Иматра; Швеция, Гета-Эльв—Венерсберг; СССР, Нева—Новосаратовка).



Выборочные автокорреляционные и частные автокорреляционные функции рядов.

a — Франция, Луара—Монжан, *б* — Швеция, Гета-Эльв—Венерсберг; *в* — Польша, Одер—Гордовитце.

Пунктиром указаны пределы, равные утроенной стандартной ошибке $\hat{\phi}_k$.

В заключение отметим, что в данной работе остались в стороне такие вопросы как влияние на порядок авторегрессии физико-географических факторов, учет погрешностей измерений при определении порядка и другие. Эти вопросы должны служить предметом дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 424 с.
2. Раткович Д. Я. Многолетние колебания речного стока.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 255 с.

3. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы управления речным стоком.— М.: Наука, 1981.— 255 с.
4. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов. Прогноз и управление.— М.: Мир, 1974.— 406 с.
5. Quenouille M. H. Approximate tests of correlation in time series.— J. Roy. Stat. Soc. B., 1949, 11, p. 68.
6. Hasza D. A note on maximum likelihood estimation for the first order autoregressive process.— Commun. Stat. Aq., 1980, 13, p. 1411—1415.
7. Shibata Ritei. Selection of the order of an autoregressive model by Akaike's information criterion.— Biometrika, 1976, 63, 1, p. 117—126.

Е. А. Романова (МГУ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-КОРРЕЛЯЦИОННОЙ ФУНКЦИИ ПОЛЯ ГОДОВОГО СТОКА РЕК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕТС

Центральная часть ЕТС играет ведущую роль среди экономических районов СССР. Исследование водных ресурсов региона, в том числе изучение пространственных закономерностей колебаний стока, относится к важнейшим задачам гидрологии.

В настоящей работе приведены результаты исследований пространственной структуры поля годового стока рек с помощью пространственно-корреляционной функции. Анализ этих функций дает возможность проследить закономерности изменения стока по территории и обнаружить его зависимость от физико-географических условий региона. Кроме того, пространственно-корреляционные функции представляют большой практический интерес. С их помощью решаются такие важные задачи, как восстановление стока в неизученных створах, рационализация сети гидрометрических станций, автоматический контроль качества гидрологической информации и гидрологические прогнозы.

В настоящее время при решении этих задач обычно используются условия однородности и изотропности поля. Рядом исследований показано, что для поля стока эти условия не выполняются. В связи с этим представляет интерес выяснить степень нарушения однородности и изотропности поля стока с учетом конкретных географических особенностей региона. В данной работе исследуется анизотропность поля годового стока по отношению к пространственно-корреляционной функции и исследуются причины, нарушающие изотропность.

Гидрологические процессы протекают на поверхности Земли или в сравнительно тонком подповерхностном слое, т. е., в отличие от метеорологических процессов, их можно считать двумерными. Поэтому пространственно-корреляционная функция поля стока, вообще говоря неоднородного и анизотропного, зависит от четырех аргументов — географических координат пары точек: $F = F(x_1, y_1, x_2, y_2)$. Пространственно-корреляционная функция од-

народного поля по определению зависит от вектора, соединяющего пару точек, т. е. от расстояния между точками, и направления, определяемого ими: $F = F(\rho)$. Если поле к тому же изотропно, его пространственно-корреляционная функция зависит только от расстояния между парами точек, т. е. представляет собой зависимость коэффициента корреляции между рядами наблюдений за стоком от расстояния между центрами водосборов: $F = F(\rho)$.

Проверка изотропности случайного поля по отношению к пространственно-корреляционной функции, по существу, сводится к исследованию зависимости этой функции от направления. Разработке этого вопроса в гидрологической литературе уделяется в настоящее время мало внимания. В некоторых работах [3] исследование проводилось путем визуального анализа схем изокоррелянт, построенных относительно нескольких центров водосборов. Обнаружена анизотропность поля стока по отношению к пространственно-корреляционной функции. Следует заметить, что такой способ проверки изотропности поля является весьма трудоемким и, кроме того, затрудняет выявление нарушающих его факторов.

В данной работе проверка изотропности поля произведена путем построения и анализа линий уровня развернутой трехмерной пространственно-корреляционной функции. Подобные средства описания пространственной структуры поля использовались в работах К. М. Лугиной и В. П. Таракановой [1] и Г. И. Сачка [2].

Для исследования пространственной структуры поля годового стока рек центральной части ЕТС выбраны 52 реки с периодом наблюдений с 1935 по 1975 г. и площадями водосборов от 1 до 30 тыс. км². В рядах наблюдений имелись незначительные пропуски, которые учитывались при подсчете парных коэффициентов корреляции.

Для исследования анизотропности поля пространственно-корреляционные функции строились по отдельным секторам. Для этого промежуток от 0 до 180° был разбит на 12 градаций по 15°. Каждой паре рек ставился в соответствие угол, который составляет дуга, соединяющая центры водосборов, с параллелью. В каждом из 12 секторов была построена своя пространственно-корреляционная функция по коэффициентам корреляции между рядами наблюдений и расстояниям между центрами водосборов тех пар рек, угол между которыми попал в данный сектор. На рис. 1 изображены графики четырех из двенадцати пространственно-корреляционных функций, зависящих от направления. Хорошо видно, что графики существенно отличаются друг от друга, что свидетельствует об анизотропности поля.

Для дальнейшего анализа были построены линии уровня (изокоррелянты) развернутой трехмерной пространственно-корреляционной функции. Для этого с графиков пространственно-корреляционных функций в каждом секторе снимались значения расстояний, соответствующих различным коэффициентам корреляции. Эти расстояния откладывались на графике в полярной системе коор-

динат на биссектрисе данного сектора. Затем равные значения коэффициентов корреляции из разных секторов соединялись сглаженными кривыми (рис. 2).

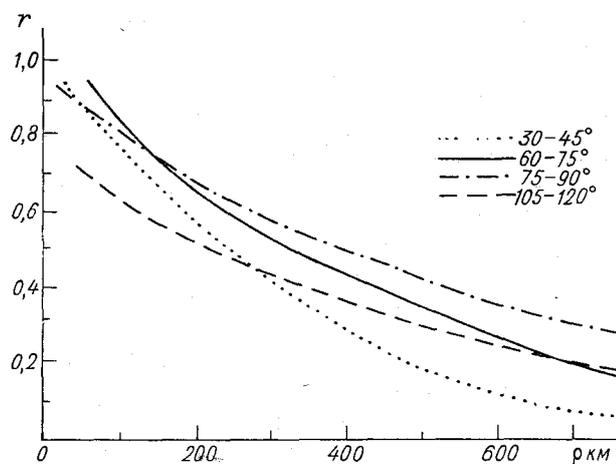


Рис. 1. Пространственно-корреляционные функции, построенные по секторам.

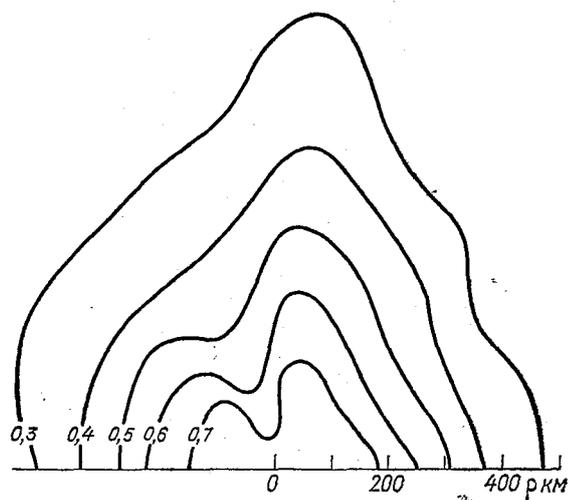


Рис. 2. Линии уровня развернутой трехмерной пространственно-корреляционной функции.

В отличие от изокоррелят, построенных для отдельных станций, эти изокорреляты получены путем осреднения индивидуальных изокоррелят, в результате чего несущественные детали сгладились и четко проявились основные закономерности анизотропии поля.

Если бы поле было изотропным, пространственно-корреляционные функции, построенные по отдельным секторам, были бы близки между собой и развернутая пространственно-корреляционная функция представляла бы собой поверхность вращения, т. е. ее линии уровня были бы близки к полуокружностям. По рис. 2 видно, что они таковыми не являются. Изокорреляты 0,3 и 0,4 заметно вытянуты в меридиональном направлении. Это можно объяснить тем, что в пределах центральной части ЕТС в широтном направлении имеют место более резкие изменения в рельефе, чем в меридиональном, и соответственно в меридиональном направлении выше пространственная связность стоковых рядов. Обращает на себя внимание тот факт, что в направлении, близком к 105° , изокорреляты 0,7; 0,6; 0,5 заметно вогнуты. Это можно объяснить тем, что в перпендикулярном этому направлению (под углом около 15° к параллели) район пересекается примерно пополам Смоленско-Московской возвышенностью, которая ослабляет пространственную связность рядов годового стока. Ее влияние сказывается на небольших расстояниях, а на расстояниях свыше 300 км изокорреляты сглаживаются.

Описанный способ изучения зависимости пространственно-корреляционной функции от направления имеет явные преимущества по сравнению с более традиционным способом, основанным на анализе формы индивидуальных изокоррелятов. Во-первых, метод построения линий уровня трехмерной пространственно-корреляционной функции легко формализуем и уже реализован на ЭВМ. Во-вторых, изучение осредненных, а не индивидуальных изокоррелятов позволяет выявить основные факторы, нарушающие изотропность поля. Поэтому исследование трехмерной пространственно-корреляционной функции представляется весьма перспективным для изучения пространственной структуры гидрологических полей различных регионов.

Анализируя полученные результаты, можно сделать следующие выводы. Поле годового стока в пределах центральной части ЕТС не является изотропным по отношению к пространственно-корреляционной функции. Одним из основных факторов, нарушающих изотропность, является неоднородность орографических условий. В направлениях, перпендикулярных возвышенностям, пространственная скоррелированность рядов годового стока оказывается слабее, чем в направлениях, им параллельных. Подобные результаты получены для различных районов относительно таких воднобалансовых составляющих, как осадки и дефицит влажности воздуха, хотя для дефицита влажности воздуха указанные закономерности выражены слабее, чем для стока и осадков.

Полученная пространственно-корреляционная функция может быть использована при решении ряда практических задач. В частности, при оптимальной интерполяции коэффициенты корреляции между точкой, в которую производится интерполяция, и влияющими станциями можно вычислять по анизотропной про-

странственно-корреляционной функции, учитывая при этом не только расстояния, но и направления, определяемые этими точками. Хотя в этом случае задача становится более трудоемкой, при наличии сильной анизотропности поля можно ожидать заметного улучшения качества интерполяции.

В связи с тем что гипотеза об изотропности поля стока не выполняется, видимо, не всегда оправдано использование этой гипотезы при решении задач, требующих знания статистической структуры поля. Представляется, что в районах с сильно нарушенной изотропностью поля стока (каким является и рассматриваемый район) указанные задачи лучше решать с использованием анизотропной пространственно-корреляционной функции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дугина К. М., Тараканова В. П. Пространственная структура поля среднемесячных температур.— В кн.: Исследование статистической структуры метеорологических полей. Материалы симпозиума специалистов гидрометслужб социалистических стран. Т. 1.— М.: Гидрометеиздат, 1975.— С. 73—79.
2. Сачок Г. И. Пространственно-временная структура гидрометеорологического режима Белоруссии и прилегающих районов.— Минск: Наука и техника, 1980.— 221 с.
3. Урываева И. В. Пространственно-временной статистический анализ полей стока за половодье в бассейне р. Волги.— Сборник работ по гидрологии ГГИ, 1977, № 12, с. 11—17.

Л. Н. Барина, С. И. Гусев (ГГИ)

ОБ ОДНОМ ПОДХОДЕ К ЗАДАЧЕ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО ВЫДЕЛЕНИЯ ОДНОРОДНЫХ ГРУПП МНОГОМЕРНЫХ РЯДОВ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Для решения многих задач, связанных с исследованием пространственно-временной изменчивости гидрологических элементов, требуется предварительное выделение однородных групп рядов наблюдений за гидрологическими переменными или однородных периодов в таких рядах. К задачам выделения однородных групп рядов относится, например, районирование территории по типу стокообразования, по режиму водных объектов, по водным ресурсам, по качеству и использованию вод. Другим примером такого рода является задача выделения рядов-аналогов, используемых для расчета гидрологических характеристик при недостатке наблюдений или для смыслового контроля значений рядов. К задачам выделения однородных периодов внутри ряда относится, в частности, выделение фаз водного режима по рядам срочных внутри-годовых значений уровня или расхода воды.

Все перечисленные задачи являются задачами классификации. В настоящее время они решаются, как правило, неформально. В ряде случаев для этой цели применяется аппарат проверки статистических гипотез однородности (см., например, [7, 8]), который может несколько облегчить исследователю осуществление классификации, но в принципе не позволяет получить классификацию в готовом виде без дополнительных действий, обычно трудно формализуемых и во многом субъективных.

Между тем специально для решения задач классификации с применением ЭВМ разработан аппарат кластерного анализа, хорошо освещенный в литературе [1, 5]. Известны успешные применения этого анализа при изучении пространственно-временной изменчивости характеристик природной среды в ряде смежных с гидрологией областей — в метеорологии, в океанографии и в геологии [9, 11, 12]. Известны также попытки применения кластерного анализа в гидрологии (см., например, [6, 13]).

Согласно [1], для применения кластерного анализа в классической форме требуется:

- описать объекты классификации вектором признаков, существенных для целей классификации;

- выбрать функцию-расстояние, или метрику, формализующую понятие схождения—различия (т. е. однородности) применительно к цели классификации;

- формализовать понятие «наилучшего» разбиения на классы в соответствии с целью классификации и выбранным расстоянием, а также задать алгоритм построения такого разбиения.

Пункты наблюдений, водные объекты или территории, рассматриваемые как объекты гидрологической классификации, характеризуются вектором признаков, значения которого в общем случае непрерывно изменяются со временем и наблюдаются в течение некоторого периода времени с определенной дискретностью. После осреднения за последовательные равные интервалы времени их можно охарактеризовать многомерным временным рядом. Поскольку для описания таких объектов вектора признаков уже недостаточно, мы предлагаем характеризовать их матрицей $X_i = (x_{kl}^{(i)})_{n_i \times p}$, где i — номер объекта, n_i — количество наблюдений за p -мерным вектором признаков, $x_{kl}^{(i)}$ — значение l -го признака в k -м интервале времени. Такое описание объектов в кластерном анализе, по-видимому, является новым.

Кластерный анализ с матричным описанием объектов мы предлагаем применить, в частности, к задаче разбиения множества водных объектов некоторой территории на однородные группы по наблюдаемым характеристикам режима, качества или использования вод с целью получить уточненные оценки параметров распределения за счет объединения или приведения однородных рядов. В качестве объектов классификации будем рассматривать реки или речные бассейны, характеризуемые рядами годового стока в замыкающих створах или рядами годовых значений

стоковляющих факторов, озера, характеризуемые рядами среднегодовых объемов воды, а также реки и озера, характеризуемые рядами наблюдений за качеством или использованием вод. При выборе метрики для данной задачи, по-видимому, следует учесть два типа однородности: во-первых, однородность в смысле близости векторов средних значений; во-вторых, однородность в смысле взаимной коррелированности, т. е. возможности восстановления значений ряда по соответствующим значениям других рядов.

Для выявления однородности первого типа в качестве метрики мы предлагаем использовать хорошо известное в статистике расстояние Махаланобиса

$$D_{ij}^2 = (\bar{X}_i - \bar{X}_j)' \Sigma^{-1} (\bar{X}_i - \bar{X}_j), \quad i, j = \overline{1, N}, \quad (1)$$

(см., например, [1]). Здесь \bar{X}_i — p -мерный вектор средних значений ряда X_i ; Σ — оценка ковариационной матрицы, вычисляемая по всем имеющимся рядам:

$$\Sigma = \sum_{i=1}^N (X_i - \mathbf{1}_i \bar{X}_i)' (X_i - \mathbf{1}_i \bar{X}_i) / \left(\sum_{i=1}^N n_i - N \right),$$

$\mathbf{1}_i$ — вектор размерности n_i , состоящий из единиц; штрих означает транспонирование. Это расстояние согласуется с T^2 -критерием Хотеллинга (при $p=1$ — критерием Стьюдента), применяемым для проверки гипотезы о равенстве векторов средних значений [2], чем и объясняется наш выбор.

Для выявления однородности второго типа в одномерном случае ($p=1$) естественно использовать величину

$$D_{ij}^2 = 1 - r_{ij}^2, \quad i, j = \overline{1, N},$$

где r_{ij} — коэффициент корреляции между i -м и j -м рядами. Можно показать, что так определенная D_{ij} является метрикой. В общем случае корреляционная связь между двумя множествами, состоящими из p векторов, характеризуется набором канонических корреляций $\eta_{ij}^{(k)}$, $k = \overline{1, p}$ (см., например, [3]). Доказано, [3], что $\eta_{ij}^{(k)2}$ совпадают с собственными числами матрицы

$$S_{ij} = \Sigma_{ii}^{-1/2} \Sigma_{ij} \Sigma_{jj}^{-1} \Sigma_{ji} \Sigma_{ii}^{-1/2},$$

где $\Sigma_{ij} = \frac{1}{n-1} (X_i - \mathbf{1} \bar{X}_i)' (X_j - \mathbf{1} \bar{X}_j)$ — оценка ковариационной матрицы между X_i , X_j ; n — количество соответствующих (синхронных) наблюдений в рядах; $\mathbf{1}$ — вектор размерности n , состоящий из единиц.

Матрица S_{ij} симметрична и неотрицательно определена; известно [3], что S_{ij} и S_{ji} имеют один и тот же набор собственных чисел. Матрица S_{ij} характеризует тесноту корреляционной связи между X_i и X_j и является многомерным аналогом квадрата коэффициента корреляции. Действительно, из общих результатов, опубликованных в [3], вытекает, что матрица $\mathbf{I} - S_{ij}$ неотрица-

тельно определена и равна нулю тогда и только тогда, когда X_i и X_j связаны точной линейной зависимостью. Кроме того, очевидно, что при $p=1$ $S_{ij} = r_{ij}^2$.

Расстояние между i -м и j -м объектами построим следующим образом:

$$D_{ij}^2 = \text{tr}(\mathbf{I} - \mathbf{S}_{ij}) = \text{tr}(\mathbf{I} - \mathbf{S}_{ji}) = \sum_{k=1}^p (1 - \eta_{ij}^{(k)2}). \quad (2)$$

Из всего многообразия методов кластеризации мы предлагаем хорошо известную (см., например, [4]) иерархическую процедуру, состоящую в том, что, начиная с разбиения, в котором каждый объект представляет собой отдельный класс, на каждом шаге производится объединение двух ближайших классов в один. Такая процедура обладает простотой и наглядностью, является легко управляемой, допускает различные модификации и не требует большого расхода машинного времени. Под расстоянием между классами C_l и C_m мы, как обычно [1], понимаем либо минимальное (единичная связь), либо максимальное (полная связь) расстояние между элементами классов:

$$D(C_l, C_m) = \begin{cases} \min_{x_i \in C_l, x_j \in C_m} D(X_i, X_j) \\ \max_{x_i \in C_l, x_j \in C_m} D(X_i, X_j) \end{cases}$$

В случае метрики (1) предпочтительным, на наш взгляд, является использование полной связи. Применение единичной связи, напротив, лучше согласуется с метрикой (2).

Описанная иерархическая процедура может быть использована в трех модификациях. В первой она продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто количество классов, заранее заданное из априорных соображений. Во второй она продолжается до конца, т. е. пока все объекты не попадут в один класс. В этом случае выбор наилучшего разбиения осуществляется визуально на основе анализа всех промежуточных разбиений. В третьей модификации она продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто «наилучшее» разбиение. Среди условий остановки, формализующих достижение «наилучшего» разбиения, естественными для наших задач являются условия, основанные на анализе увеличения внутриклассового рассеяния на каждом шаге в результате объединения двух классов в один.

Мерой внутриклассового рассеяния в классе C_l назовем число $V(C_l)$, определяемое по формуле

$$V(C_l) = \sum_{x_i \in C_l} D^2(X_i, X^*(C_l)),$$

где $X^*(C_l)$ — центр класса C_l , т. е. матрица X , для которой $\sum_{x_i \in C_l} D^2(X_i, X)$ минимальна. Если C_l и C_m — классы, объединяе-

мые на данном шаге иерархической процедуры, а $C_l \cup C_m$ — объединение двух классов, то естественно сравнивать $V(C_l \cup C_m)$ с $V(C_l) + V(C_m)$.

Если в результате объединения классов на данном шаге впервые возникает «существенное» абсолютное или относительное увеличение, то объединение производить нецелесообразно. Отсюда получаем два условия остановки:

$$V(C_l \cup C_m) - V(C_l) - V(C_m) > c, \quad (3)$$

$$V(C_l \cup C_m)/(V(C_l) + V(C_m)) > c, \quad (4)$$

где c — константа, задаваемая из априорных соображений. При этом, поскольку вначале $V(C_l) = V(C_m) = 0$, условие (4) на первом шаге не применяется.

Заметим, что условие (3) эквивалентно нахождению разбиения, минимизирующего функционал

$$Q(S) = \sum_{i=1}^{k(S)} V(C_i) + ck(S),$$

где $k(S)$ — количество классов в разбиении $S = \{C_1, \dots, C_k\}$ (критерий Эдвардса [10]), а условие (4), по существу, совпадает с условием Дуды—Харта [4].

Центром класса в случае метрики (1), как легко убедиться, является любая p -столбцовая матрица \bar{X}^* , вектор средних значений которой по строкам вычисляется по формуле

$$\bar{X}^*(C_l) = \frac{1}{M_l} \sum_{x_i \in C_l} \bar{X}_i,$$

где M_l — количество элементов в C_l , т. е. является средним значением векторов \bar{X}_i по C_l . В случае метрики (2) центр класса определяется с точностью до линейного преобразования и сдвига. Можно показать, что центром является матрица, состоящая из p нормированных собственных векторов, соответствующих наибольшим собственным числам λ_i матрицы

$$\bar{G} = \frac{1}{n} \sum_{x_i \in C_l} (x_i - 1\bar{X}_i') \Sigma_{ii}^{-1} (x_i - 1\bar{X}_i)',$$

Мера внутриклассового рассеяния в этом случае имеет вид

$$V(C_l) = M_l p - \sum_{i=1}^p \lambda_i.$$

В настоящее время разрабатывается программное обеспечение, реализующее описанный подход. Результаты расчетов по данным наблюдений будут предметом последующих публикаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айвазян С. А., Бежаева З. И., Староверов О. В. Классификация многомерных наблюдений.— М.: Статистика, 1974.— 240 с.
2. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ.— М.: Физматгиз, 1963.— 500 с.
3. Бриллинджер Д. Временные ряды. Обработка данных и теория.— М.: Мир, 1980.— 536 с.
4. Дуда Р., Харт П. Распознавание образов и анализ сцен.— М.: Мир, 1976.— 512 с.
5. Дюран Б., Оделл П. Кластерный анализ.— М.: Статистика, 1977.— 128 с.
6. Жук В. А., Романова Е. А. Об одном методе автоматической классификации гидрометеорологических величин.— Вестник МГУ, сер. геогр., 1981, № 5, с. 33—38.
7. Крюков В. Ф. Исследование территориальной неоднородности максимального дождевого стока рек на примере среднерусской возвышенности.— Метеорология и гидрология, 1967, № 5, с. 69—74.
8. Рождественский А. В. Статистическая оценка однородности площадей распространения высот снежного покрова.— Труды ГГИ, 1969, вып. 178, с. 161—168.
9. Сонечкин Д. М. Об объективной классификации метеорологических явлений и ситуаций с помощью ЭВМ.— Метеорология и гидрология, 1968, № 5, с. 12—21.
10. Edwards A. W. F., Cavalli-Sforza L. L. A method for cluster analysis.— Biometrics, 1965, v. 21, p. 362—375.
11. Flos J. Ordination and cluster analysis applied to oceanographical data.— Estuarine and coastal marine science, 1980, v. 11, p. 393—496.
12. Warshauer S. M., Smosna R. On minimum spanning trees and the intergradation of clusters.— J. Int. Assoc. Math. Geol., 1981, v. 13, p. 225—235.
13. Yakowitz S. Applications of pattern recognition methods to hydrologic time series.— Comput. Sci. and Statist. Proc. 13th Symp. Interface, Pittsburgh, 1981, p. 85—90.

В. А. Лобанов (ГГИ)

ВЛИЯНИЕ АСИММЕТРИИ И АВТОКОРРЕЛЯЦИИ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫБОРОЧНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ УРАВНЕНИЯ РЕГРЕССИИ И МНОЖЕСТВЕННОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Построение регрессионных зависимостей между переменными включает не только расчет коэффициентов этих уравнений, но и оценку их значимости. Теория оценок доверительных интервалов как коэффициентов уравнения регрессии, так и коэффициентов множественной корреляции разработана в основном для случая нормальной корреляции [4, 6]. Ряды же гидрологических характеристик, как правило, являются асимметричными и могут иметь естественную внутрирядную связанность. В настоящее время не существует доведенных до практического применения методов расчета доверительных интервалов коэффициентов уравнений регрессии в случае асимметричных и автокоррелированных перемен-

ных, хотя по этому вопросу и имеется ряд теоретических разработок [4, 8, 7, 10].

Решение поставленной задачи осуществлено в данной работе с помощью метода статистических испытаний. Ряды коррелируемых между собой переменных однофакторной зависимости при моделировании задавались объемом (n) от 10 до 100, коэффициент множественной (межрядной) корреляции R назначался равным 0,7; 0,8 и 0,9, коэффициенты автокорреляции (внутрирядной) r равными 0; 0,3 и 0,5, коэффициенты вариации C_v равными 0,5; 1,0; 1,5 и коэффициенты асимметрии C_s равными 0, $2C_v$ и $4C_v$. Чтобы сохранить прямолинейность рассматриваемой регрессионной зависимости, C_s и C_v принимались одинаковыми для обоих коррелируемых между собой рядов. Для каждого варианта расчетов по программе, составленной А. П. Блохиной, вычислено 2000 коэффициентов регрессии и множественной корреляции, что явилось достаточным объемом для получения практически необходимой (до 0,01) точности результатов.

Коэффициенты уравнения регрессии $y = b_1x + b_0$ рассчитывались по трем алгоритмам:

а) методом наименьших квадратов (МНК) [1, 4, 9]

$$b_1' = \sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) / \sum (x_i - \bar{x})^2, \quad b_0' = \bar{y} - b_1'\bar{x}, \quad (1)$$

а когда переменные x и y имеют соизмеримые погрешности наблюдений, то

б) методом однозначной аппроксимации (единое решение) [1, 5, 9, 11] между равнообеспеченными переменными [2]

$$b_1' = \pm S_y/S_x, \quad b_0' = \bar{y} - b_1'\bar{x} \quad \text{и} \quad (2)$$

в) методом ортогональной регрессии [3]

$$b_1'' = \frac{2R}{(S_x/S_y - S_y/S_x) + \sqrt{(S_x/S_y - S_y/S_x)^2 + 4R^2}}, \quad b_0'' = \bar{y} - b_1''\bar{x}. \quad (3)$$

В результате проведенных численных экспериментов установлено, что средняя квадратическая погрешность ($S_{b_1''}$) коэффициентов

\hat{b}_1'' , рассчитанных методом ортогональной регрессии, в несколько раз больше, чем средняя квадратическая погрешность ($S_{b_1'}$) коэффициентов \hat{b}_1' , рассчитанных методом однозначной аппроксимации, и быстро возрастает с увеличением коэффициента асимметрии в рядах x и y . Поэтому можно признать, что расчет b_1 по методу ортогональной регрессии неэффективен и в дальнейших исследованиях этот метод не использовался.

Асимметрия и автокорреляции в рядах зависимой переменной и факторов приводят к систематическому отрицательному смещению средних значений коэффициентов множественной корреляции

и в то же время не оказывают влияния на средние значения коэффициентов уравнения регрессии, которые поэтому являются несмещенными оценками и не зависят от типа распределения переменных x и y . Однако асимметрия и автокорреляция в рядах x и y увеличивают дисперсию распределений как коэффициентов множественной корреляции, так и коэффициентов уравнений регрессии. При этом влияние асимметрии на дисперсию распределений выборочных коэффициентов регрессии проявляется в большей степени, чем влияние автокорреляции. Увеличение дисперсии распределений коэффициентов в свою очередь приводит к расши-

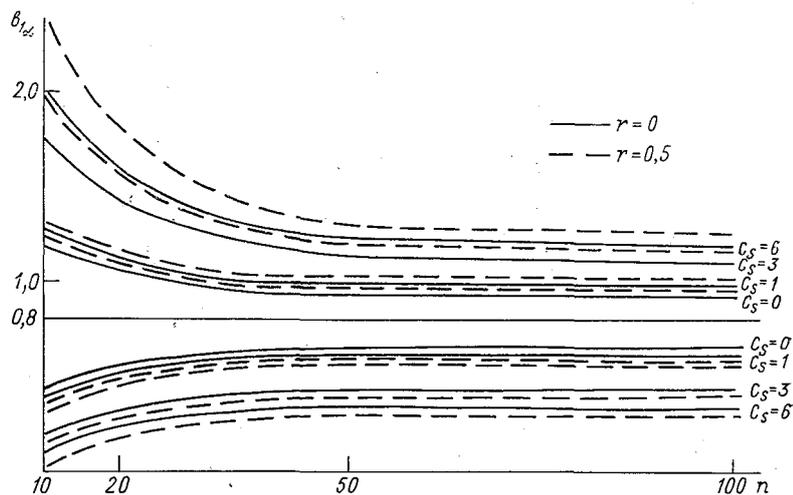


Рис. 1. Влияние асимметрии и автокорреляции на 5 %-ный доверительный интервал коэффициента b_1 , вычисленного по МНК при $R=0,8$.

рению доверительных интервалов коэффициентов множественной корреляции и коэффициентов уравнения регрессии. Один из таких примеров влияния C_s и r на 5 %-ный доверительный интервал b_1 при «истинном» значении $\beta_1=0,8$ приведен на рис. 1.

Попытки аппроксимировать эмпирические распределения коэффициентов множественной корреляции и коэффициентов уравнения регрессии, обобщенных с учетом асимметрии и автокорреляции аналитическим распределением Пирсона III типа не дали положительных результатов в связи с тем, что эти распределения имеют более сложный вид (например, четырехпараметрическое β -распределение [13] или распределение Джонсона [12]). Поэтому для определения обеспеченных значений коэффициентов использовались их сглаженные эмпирические кривые.

По эмпирическим распределениям коэффициентов множественной корреляции и коэффициентов уравнения регрессии получены квантили 1, 5, 10, 90, 95 и 99 %-ной обеспеченности, которые

являются верхними и нижними границами 1, 5 и 10 %-ных доверительных интервалов.

Эти доверительные интервалы могут быть использованы для более корректной оценки статистической значимости коэффициентов b_1 и b_0 , если переменные x и y являются асимметричными и автокоррелированными. На рис. 2 приведены нижние границы 5 %-ного доверительного интервала b_1 , пересекающие нулевое значение. Из рисунка видно, что при $n=50$ коэффициент b_1 значим

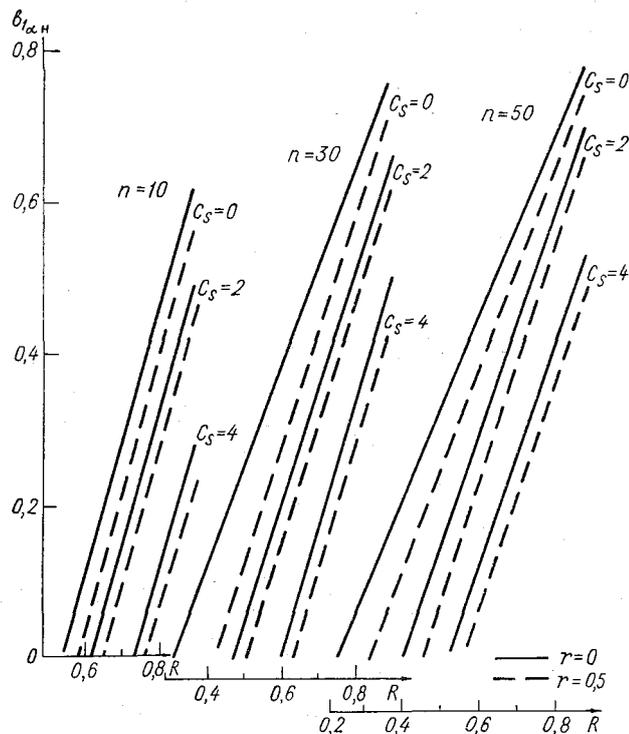


Рис. 2. Нижние границы 5 %-ного доверительного интервала коэффициента b_1 , вычисленного по МНК.

с вероятностью $P=95\%$ при $R>0,23$, если $C_{sx}=0$ и $r_x=0$, но для $C_{sx}=4$ и $r_x=0$ b_1 является значимым с той же вероятностью при $R>0,53$. Автокорреляция, как видно из рисунка, оказывает аналогичное, но меньшее, чем асимметрия, влияние на оценку значимости коэффициента b_1 .

При моделировании средние значения последовательностей x и y задавались равными единице, поэтому $S_x=C_{vx}$, $S_y=C_{vy}$ и коэффициенты b_0 и b_1 являются нормированными: $b_1=b_{1M}$ и $b_0=b_{0M}$. Чтобы перейти от коэффициентов b_{1H} и b_{0H} , полученных в натуральных условиях при любых значениях средних рядов x и y ,

к коэффициентам b_{1M} и b_{0M} можно воспользоваться следующими соотношениями:

$$b_{1M} = K_1 b_{1H} \text{ и } b_{0M} = \bar{x}_H (\bar{x}_H - b_{0H}) / \bar{y}_H^2 + 1, \quad (4)$$

где $K_1 = \bar{x}_H / \bar{y}_H$, \bar{x}_H , \bar{y}_H — средние значения переменных в любых натуральных условиях.

Полученные доверительные интервалы коэффициентов уравнения парной регрессии с учетом асимметрии и автокорреляции в рядах зависимой переменной и факторов могут быть обобщены для оценки коэффициентов уравнения множественной линейной регрессии

$$y = b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_j x_j + \dots + b_k x_k + b_0. \quad (5)$$

Для этой цели требуется рассчитать n и R по формулам:

$$R = R_j = \sqrt{SS_{xj} / SS_{\text{рег}}}, \quad (6)$$

$$n = n^H - K + 1, \quad (7)$$

где SS_{xj} — сумма квадратов отклонений, обусловленная j -м фактором; $SS_{\text{рег}}$ — сумма квадратов отклонений, обусловленная всем уравнением регрессии; R_j — вклад j -го фактора в уравнение регрессии; n^H — объемы коррелируемых между собой переменных в уравнении множественной линейной регрессии; K — общее число переменных.

Таким образом, проведенные исследования показали, что асимметрия и автокорреляция в рядах переменных могут в несколько раз расширять доверительные интервалы коэффициентов уравнения регрессии и тем самым существенно влиять на оценку статистической значимости этих коэффициентов. Для корректной оценки случайных и систематических погрешностей выборочных коэффициентов множественной корреляции и коэффициентов уравнения регрессии, вычисляемых по МНК и методом однозначной аппроксимации, получены их доверительные интервалы с учетом асимметрии и автокорреляции в последовательностях коррелируемых переменных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.— Л.: Гидрометеоздат, 1971.— 363 с.
2. Алексеев Г. А. Совместное определение и приведение к многолетнему периоду статистических параметров, удлинение и моделирование временных рядов.— Метеорология и гидрология, 1981, № 5, с. 70—81.
3. Айвазян С. А. Статистические исследования зависимостей.— М.: Металлургия, 1968.— 227 с.
4. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ.— М.: Статистика, 1973.— 392 с.
5. Дроздов О. А. Некоторые приемы разыскания функциональной зависимости, скрытой за корреляцией (метод равных повторяемостей) и приведение повторяемости метеорологических величин к одному периоду.— Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, 1945, вып. 15, с. 3—21.

6. Кендалл М., Стьюарт А. Статистические выводы и связи.— М.: Наука, 1973.— 899 с.
7. Рао С. Р. Линейные статистические методы и их применения.— М.: Наука, 1968.— 476 с.
8. Раткович Д. Я. Многолетние колебания речного стока.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.— 255 с.
9. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 424 с.
10. Себер Дж. Линейный регрессионный анализ.— М.: Мир, 1980.— 456 с.
11. Целищев В. Д., Дронов В. С. К вопросу об определении области применения и информативности метода однозначной аппроксимации.— Заводская лаборатория, 1977, № 5, с. 584—588.
12. Хан Г., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах.— М.: Мир, 1969.— 395 с.
13. Хастингс Н., Пикок Дж. Справочник по статистическим распределениям.— М.: Статистика, 1980.— 94 с.

С. А. Гусев (ГГИ)

РАСЧЕТ ГУСТОТЫ СЕТИ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЙ, ОБЕСПЕЧИВАЮЩЕЙ ЗАДАННУЮ ТОЧНОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ОСРЕДНЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

В настоящей работе исследованы два подхода к расчету густоты сети, обеспечивающей заданную точность пространственного осреднения гидрометеорологических полей, а также рассмотрен вопрос использования данных пунктов наблюдений, расположенных вне области осреднения, для повышения точности расчета территориального среднего значения поля. Все выводы и формулы приведенные в статье, относятся к простейшему случаю отсутствия ошибок наблюдений.

Традиционный подход к расчету густоты сети при заданных требованиях к точности пространственного осреднения основан на использовании класса равномерно размещенных сетей. Пункты наблюдения сетей этого класса располагаются в узлах регулярных сеток (квадратных, прямоугольных, треугольных) [1, 2]. Для однородных и изотропных гидрометеорологических полей, статистическая структура которых описывается корреляционной функцией экспоненциального вида, при равномерном размещении пунктов наблюдений Р. Л. Каганом [1] была получена приближенная формула, позволяющая определить необходимую густоту сети при заданных требованиях к точности пространственного осреднения:

$$E^2 \approx 0,23 \sqrt{A} / (\rho_0 N^{3/2}), \quad (1)$$

где ρ_0 — радиус корреляции; A — площадь области осреднения; E^2 — дисперсия ошибки арифметического осреднения, нормированная на дисперсию элемента.

Другой известный подход к расчету густоты сети при заданных требованиях к точности пространственного осреднения основан на использовании множества статистически равномерно размещенных сетей. В качестве статистически равномерно размещенной сети рассматривается совокупность точек, лежащих в области осреднения, координаты которых подчинены равномерному закону распределения. При построении статистически равномерно размещенной сети генерация случайных точек проводится независимо друг от друга и расположение каждой точки не зависит от положения предыдущих.

Таким образом, в противоположность множеству равномерно размещенных сетей, где фактор взаимного расположения пунктов наблюдений учтен наиболее полно, множество статистически равномерно размещенных сетей можно рассматривать как класс сетей, в котором этот фактор не учитывается. Известно [3], что для однородного и изотропного поля ошибка арифметического осреднения, усредненная по ансамблю статистически равномерно размещенных сетей, может быть определена по формуле

$$\bar{E}^2 = (1 - \sigma^2)/N, \quad (2)$$

где σ^2 — дисперсия истинного среднего значения поля; нормированная на дисперсию элемента; \bar{E}^2 — средняя погрешность арифметического осреднения, нормированная на дисперсию элемента.

Сравним густоту сети, рассчитанную по формулам (1) и (2), с густотой реально существующей гидрометеорологической сети. В качестве эталона точности пространственного осреднения принята погрешность арифметического осреднения данных снегомерных маршрутов, расположенных в бассейнах р. Сосны, Тихой Сосны и Битюга. Согласно [1], для однородного и изотропного поля ошибка арифметического осреднения может быть определена по формуле

$$\begin{aligned} E^2 = & \frac{1}{A^2} \iint_{(S)} \iint_{(S)} R(x, y, \eta, \zeta) dx dy d\eta d\zeta - \\ & - \frac{2}{NA} \sum_{i=1}^N \iint_{(S)} R(x - x_i, y - y_i) dx dy + \\ & + \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N R(x_i - x_j, y_i - y_j), \end{aligned} \quad (3)$$

где A — площадь области осреднения; $R(x, y)$ — корреляционная функция осредненного поля.

Для рассматриваемых бассейнов по данным 25 станций и постов была построена нормированная корреляционная функция запаса воды в снежном покрове. Для расстояний $\rho \leq 200$ км нормированная корреляционная функция удовлетворительно аппроксимируется зависимостью вида

$$R(\rho) = \exp(-\rho/350). \quad (4)$$

Результаты расчетов густоты сети по формулам (1) и (2), а также густоты рассматриваемых снегомерных сетей приведены в табл. 1, анализ которой позволяет сделать следующие выводы.

Таблица 1

Густота снегомерной сети (фактическая и рассчитанная по формулам (1) и (2))

| Бассейн реки | Площадь водосбора, км ² | Число пунктов наблюдений | | |
|--------------|---------------------------------------|--------------------------|-------------|------------------------------|
| | | фактическое | равномерное | статистически равномерное |
| Сосна | 16 300 | 13 | 4 | 16 |
| Тихая Сосна | 2 000 | 2 | 3 | 17 |
| Битюг | 7 300 | 7 | 1 | 2 |

Недоучет фактора взаимного расположения пунктов наблюдений приводит к существенному увеличению числа пунктов, требуемых для обеспечения заданной точности пространственного осреднения. Число пунктов, определяемых по формуле (2), в 2—5 раз больше числа пунктов, определенного по формуле (1).

Густота сети, рассчитанная по формуле (1), для всех бассейнов в 2—3 раза меньше густоты реальных сетей, поэтому формула (1) позволяет получить нижнюю границу густоты сети при заданных требованиях к точности пространственного осреднения.

Густота сети, рассчитанная по формуле (2), превосходит или совпадает с густотой рассматриваемых снегомерных сетей, поэтому формула (2) позволяет получать верхнюю границу густоты сети при заданных требованиях к точности пространственного осреднения.

Полученные оценки густоты сети позволяют судить о качестве размещения реально существующих сетей применительно к задаче пространственного осреднения полей. Так, густота снегомерной сети в бассейнах р. Сосны и Тихой Сосны фактически совпадает с густотой сети, рассчитанной по формуле (2). Поскольку статистически равномерно размещенные сети были приняты в качестве эталона плохо размещенных сетей, рассматриваемые снегомерные сети также можно считать плохо размещенными. Густота снегомерной сети в бассейне р. Битюга значительно отличается от густоты сети, рассчитанной по формуле (2). Это связано с тем, что в снегомерной сети имеется подсеть из трех маршрутов, оптимально размещенных в пределах рассматриваемого бассейна. Точность расчета территориального среднего значения поля (например, поля запаса воды в снежном покрове) при арифметическом осреднении данных этих трех пунктов совпадает с оценкой точности арифметического осреднения, получаемой по формуле (1) при $N=3$.

Одним из наиболее распространенных подходов к повышению точности пространственного осреднения является привлечение данных пунктов наблюдений, расположенных за пределами области осреднения. С целью проверки эффективности такого подхода рассмотрены две группы снегомерных сетей. К первой группе отнесены снегомерные сети, используемые для оценки запаса воды в снежном покрове в бассейнах р. Сосны, Тихой Сосны и Битюга при долгосрочном прогнозе притока воды в Цимлянское водохранилище. Снегомерные маршруты расположены как в пределах бассейнов, так и вне их. Вторую группу составили снегомерные сети, в состав которых входили снегомерные маршруты, расположенные только в пределах названных районов. Для каждой группы снегомерных сетей вычислены по формуле (3) погрешности определения запаса воды в снежном покрове при арифметическом осреднении данных снегомерных маршрутов. В табл. 2 приведено количество снегомерных маршрутов, входящих в снегомерную сеть, а также безразмерная величина P , характеризующая для каждого бассейна отношение погрешности осреднения, обеспечиваемой снегомерными сетями из первой и второй групп.

Таблица 2

Густота снегомерной сети и отношение ошибок определения среднего запаса воды в снежном покрове, обеспечиваемых снегомерными сетями первой и второй группы

| Бассейн реки | Количество снегомерных маршрутов | | $P = E_1^2 / E_2^2$ |
|--------------|----------------------------------|----------|---------------------|
| | Группа 1 | Группа 2 | |
| Сосна | 22 | 13 | 1,3 |
| Тихая Сосна | 6 | 2 | 0,6 |
| Битюг | 16 | 7 | 2,0 |

Анализ результатов, приведенных в табл. 2, показывает, что для снегомерных сетей, расположенных в бассейнах р. Сосны и Битюга, привлечение данных снегомерных маршрутов за пределами маршрутов бассейнов, приводит к увеличению ошибки осреднения. Это связано с тем, что снегомерные маршруты, расположенные внутри области осреднения, освещают все части бассейна и привлекаемые снегомерные маршруты не вносят новой информации о среднем значении поля. Для бассейна р. Тихой Сосны привлечение данных снегомерных маршрутов, расположенных вне области осреднения, приводит к уменьшению ошибки пространственного осреднения.

Это естественно, так как число снегомерных маршрутов, расположенных в пределах рассматриваемого бассейна, мало и они плохо освещают бассейн.

Таким образом, на основе полученных результатов можно сделать следующий вывод: использование данных пунктов наблюдений, расположенных вне области осреднения, целесообразно в случае, если эти пункты расположены вблизи районов области осреднения, плохо освещенных данными наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каган Р. Л. Осреднение метеорологических полей.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 211 с.
2. Чемеренко Е. П. Пространственное осреднение данных о водосодержании снежного покрова и вопросы рационализации сети наблюдений.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 131, с. 60—71.
3. Lenton R. L., Rodriguez-Iturbe I. Rainfall network system analysis: the optimal estimation of total areal storm depth.— Water Resour. Res., 1977, vol. 13, N 5, p. 825—836.

А. Н. Постников (ГГИ)

О ВОЗМОЖНОСТИ РАСЧЕТА И ПРОГНОЗА ПОЛЯ СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ (НА ПРИМЕРЕ р. ВЯТКИ)

Для решения ряда практических задач необходимо уметь прогнозировать не только сток весеннего половодья в замыкающем створе реки, но и поле стока, т. е. распределение стока по территории бассейна. В последнее время такую задачу пытаются решать с помощью разложения полей гидрометеорологических элементов на естественные ортогональные функции (е. о. ф.) [5].

В настоящей работе рассматривается возможность применения метода е. о. ф. для расчета и прогноза поля стока в бассейне р. Вятки до г. Вятские Поляны. Площадь этого бассейна составляет 124 тыс. км². И. О. Крестовским [2] установлено, что в качестве стокоформирующих факторов здесь можно принять максимальные запасы воды в снеге, осадки и испарение за период снеготаяния и половодья¹, а также сток за несколько осенне-зимних месяцев. Последний характеризует степень увлажнения бассейна перед началом половодья. Эти же факторы в качестве стокоформирующих рассматривались и в данной работе.

Исходными данными для построения прогностической зависимости послужили материалы наблюдений за максимальными снегозапасами в поле, дождевыми осадками, стоком за ноябрь и декабрь предыдущего года, стоком половодья, дефицитом влажности воздуха с 1956 по 1977 г. К расчету привлекались данные о снегозапасах в поле, осадках и испарению по 12 станциям,

¹ Под этим периодом в настоящей работе понимается период от даты установления максимальных снегозапасов до прохождения пика половодья на малых реках бассейна.

а также данные об осенне-зимнем (Y_{oc}) и весеннем стоке (Y) в 14 гидрометрических створах. Ограничение привлекаемой к расчету информации обусловлено тем, что при разложении полей на е. о. ф. необходимы только непрерывные ряды исходных данных.

Для того чтобы сократить число предикторов, в рассмотрение была введена величина Z , физический смысл которой достаточно ясен:

$$Z = S + X - E,$$

где S — максимальные снегозапасы в поле; X и E — осадки и испарение за период снеготаяния и половодья. Испарение рассчитывалось по дефициту влажности воздуха [3].

В результате разложения на е. о. ф. исходные поля элемента могут быть представлены в виде [1]

$$F_{ij} = \sum_{h=1}^H T_{hi} X_{hj}, \quad (1)$$

где X_{hi} — функции-координаты по пространству; T_{hi} — функции времени (коэффициенты разложения); i — год; j — номер станции; n — число членов разложения. Если учесть все члены разложения, число которых не превосходит число станций n , то значения F_{ij} будут восстановлены точно, если же $H < n$, то возникают ошибки разложения.

В данной работе производилось как разложение полей естественных значений элементов F_{ij} , так и разложение полей стандартизованных его значений.

Разложению подвергались поля элементов Y , Y_{oc} и Z . При разложении полей всех переменных, как правило, на первые члены разложений приходится около 60 %, а на первые четыре члена — около 90 % суммарной дисперсии. Это означает, что поля названных элементов могут быть восстановлены достаточно точно при использовании небольшого числа членов разложений.

В результате разложений полей естественных значений для расчета и прогноза поля стока было получено уравнение

$$T_{1Y} = 0,69T_{1Z} + 0,56T_{1Y_{oc}} + 0,58T_{2Y_{oc}} + 23, \quad (2)$$

которое характеризуется коэффициентом множественной корреляции 0,91.

Для прогноза поля стока использовались лишь первые коэффициенты разложения полей весеннего стока, так как остальные составляющие очень слабо связаны с составляющими разложения полей переменной Z и стока за осенне-зимние месяцы.

Предикторы уравнения выбирались методом, изложенным в [4], позволяющим установить оптимальную группу предикторов. При этом составляющие переменной Z , осенне-зимний сток и снегозапасы в лесу фигурировали как самостоятельные переменные. В результате отбора оптимальной группы предикторов

снегозапасы в лесу не вошли в эту группу, что, возможно, объясняется высокой корреляцией между снегозапасами в поле и в лесу, в результате чего учет снегозапасов в лесу становится излишним.

При анализе результатов разложений полей всех рассмотренных элементов установлено, что величины T_{1i} линейно связаны со средними арифметическими по пространству значениями элемента F_{ij} , а величины X_{1j} — со средними арифметическими значениями F_{ij} по времени, причем эти связи оказались очень тесными, почти функциональными. Таким образом, использование при прогнозе (расчете) только T_{1i} и X_{1j} приводит к тому, что восстановленное значение F_{ij} равно

$$F_{ij} = T_{1i}X_{1j} = a_1\bar{F}_i\bar{F}_j + a_2\bar{F}_i + a_3\bar{F}_j + a_4,$$

где \bar{F}_i — среднее арифметическое значение элемента F_{ij} в i -м году; a_1, \dots, a_4 — константы. Понятно, что в таком случае описание полей является очень грубым, особенно в те годы, когда значения элемента заметно варьируют по территории.

Предиктор $T_{2Y_{oc}}$ в (2) можно не учитывать, поскольку его исключение приводит к уравнению

$$T_{1Y} = 0,70T_{1Z} + 0,63T_{1Y_{oc}} + 10, \quad (3)$$

коэффициент множественной корреляции которого равен 0,90. Поэтому прогноз практически ведется по предикторам, которые являются функциями средних арифметических по территории значений стокоформирующих факторов. Но в таком случае, не прибегая к методу е. о. ф., можно осуществлять расчет и прогноз стока по обычным уравнениям множественной линейной регрессии, в которых предикторами будут осредненные по бассейну в данном году значения стокоформирующих факторов.

В настоящей работе такая попытка предпринималась. Для расчета стока в каждом створе было построено свое уравнение. Во всех 14 уравнениях предикторы были одни и те же — осредненные по бассейну р. Вятки значения Z и Y_{oc} . Погрешность расчета и прогноза полей стока по этим уравнениям не превосходит погрешности расчета полей стока при помощи метода е. о. ф. (табл. 1 и 2).

В работе производилось также разложение полей стандартизованных значений элементов, в результате чего было получено уравнение

$$T_{1Y} = 0,94T_{1Z} + 0,18T_{1Y_{oc}} - 0,04, \quad (4)$$

статистические оценки расчета по которому несколько выше, чем по уравнению (2), но также сравнимы с оценками расчета по упомянутым 14 уравнениям. В данном случае величины T_{1i} имеют тот же смысл, что и выше, но величины X_{1j} уже не связаны со средними значениями F_{ij} в точке.

Таблица 1

Оценка S_j/σ_j расчета и прогноза слоя стока половодья в бассейне р. Вятки
(числа в скобках — номера уравнений, по которым приводятся оценки)

| Река—пункт | Расчет | | | | Прогноз | | | |
|---------------------------------|--------|------|---------------------|------|---------|------|---------------------|------|
| | (2) | (3) | уравн. регрессии | (4) | (2) | (3) | уравн. регрессии | (4) |
| Вятка — с. Красно- глинье | 0,66 | 0,64 | 0,62 | 0,58 | 0,65 | 0,62 | 0,60 | 0,60 |
| Кобра — д. В. Тюрюханы | 0,49 | 0,50 | 0,47 | 0,53 | 0,65 | 0,67 | 0,60 | 0,64 |
| Молома — д. Пермьтское | 0,57 | 0,57 | 0,54 | 0,56 | 0,78 | 0,79 | 0,65 | 0,79 |
| Великая — с. Великорец- кое | 0,65 | 0,66 | 0,66 | 0,67 | 0,74 | 0,76 | 0,75 | 0,75 |
| Б. Холуница — пос. Климковка | 0,67 | 0,66 | 0,68 | 0,62 | 0,75 | 0,73 | 0,76 | 0,73 |
| Елховка — д. Поляны | 0,93 | 0,94 | 0,70 | 0,64 | 0,82 | 0,84 | 0,81 | 0,76 |
| Быстрица — д. Шяти- цyno | 0,74 | 0,77 | 0,70 | 0,75 | 0,73 | 0,77 | 0,70 | 0,79 |
| Чепца — г. Глазов | 0,68 | 0,68 | 0,67 | 0,67 | 0,69 | 0,70 | 0,68 | 0,73 |
| Лоза — пгт. Игра | 0,68 | 0,68 | 0,65 | 0,64 | 0,60 | 0,60 | 0,71 | 0,61 |
| Пижма — д. Худяки | 0,60 | 0,61 | 0,47 | 0,56 | 0,70 | 0,72 | 0,56 | 0,72 |
| Лобань — с. Р. Ватага | 0,93 | 0,93 | 0,86 | 0,86 | 0,85 | 0,86 | 0,80 | 0,79 |
| Вала — с. Вавож | 0,76 | 0,74 | 0,70 | 0,67 | 0,88 | 0,87 | 0,78 | 0,84 |
| Ярань — д. Наумово | 0,87 | 0,90 | 0,82 | 0,70 | 0,87 | 0,91 | 0,83 | 0,92 |
| Летка — с. Казань | 0,57 | 0,58 | 0,53 | 0,43 | 0,71 | 0,74 | 0,68 | 0,72 |
| Среднее | 0,70 | 0,70 | 0,65 | 0,63 | 0,74 | 0,76 | 0,71 | 0,74 |

Примечание. S_j — средняя квадратическая погрешность расчета (прогноза) в j -м створе.

Таблица 2

Оценка прогноза поля стока в бассейне р. Вятки — г. Вятские Поляны
за отдельные годы (числа в скобках — номера уравнений, по которым
приводятся оценки)

| Год | δ_i | | | | Год | δ_i | | | |
|------|------------|------|---------------------|------|------|------------|------|---------------------|------|
| | (2) | (3) | уравн. регрессии | (4) | | (2) | (3) | уравн. регрессии | (4) |
| 1956 | 1,06 | 1,08 | 0,95 | 1,12 | 1967 | 0,62 | 0,62 | 0,60 | 0,59 |
| 1957 | 0,47 | 0,55 | 0,43 | 0,54 | 1968 | 1,09 | 1,09 | 0,71 | 0,94 |
| 1958 | 0,62 | 0,61 | 0,64 | 0,68 | 1969 | 0,50 | 0,39 | 0,38 | 0,34 |
| 1959 | 0,45 | 0,47 | 0,48 | 0,44 | 1970 | 1,06 | 1,15 | 0,83 | 1,14 |
| 1960 | 0,65 | 0,68 | 0,60 | 0,69 | 1971 | 0,64 | 0,63 | 0,61 | 0,64 |

| Год | δ_i | | | | Год | δ_i | | | |
|------|------------|------|---------------------|------|--------|------------|------|---------------------|------|
| | (2) | (3) | Уравн. регрессии | (4) | | (2) | (3) | Уравн. регрессии | (4) |
| 1961 | 1,08 | 1,10 | 0,98 | 0,97 | 1972 | 0,67 | 0,64 | 0,63 | 0,72 |
| 1962 | 0,47 | 0,50 | 0,55 | 0,47 | 1973 | 0,68 | 0,71 | 0,60 | 0,77 |
| 1963 | 0,52 | 0,52 | 0,47 | 0,55 | 1974 | 0,92 | 0,97 | 0,80 | 0,87 |
| 1964 | 0,45 | 0,59 | 0,55 | 0,50 | 1975 | 0,37 | 0,34 | 0,80 | 0,44 |
| 1965 | 0,61 | 0,61 | 0,68 | 0,62 | 1976 | 1,26 | 1,22 | 1,16 | 1,38 |
| 1966 | 0,84 | 0,79 | 0,58 | 0,74 | 1977 | 0,43 | 0,41 | 0,71 | 0,46 |
| | | | | | Средн. | 0,70 | 0,71 | 0,67 | 0,71 |

Примечание. $\delta_i = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{\Delta_{ij}^2}{\sigma_j^2}}$, Δ_{ij} — погрешность прогноза в j -м

створе в i -й год. Прогноз считается удовлетворительным при $\delta_i \leq 1$.

Подводя итоги, можно сказать, что применение метода е. о. ф. при расчете и прогнозе поля стока весеннего половодья приводит лишь к довольно грубой оценке этих полей. При этом можно получать практически совпадающие результаты, если сток в избранных створах рассчитывать (прогнозировать) по осредненным по всей территории значениям стокоформирующих элементов, используя уравнения множественной линейной регрессии. Следует отметить, что в данном случае последний метод имеет некоторый резерв для повышения точности представления полей стока половодья, если использовать осредненные не по всему бассейну значения стокоформирующих факторов, а только по тем станциям, которые находятся на территории частных водосборов или в непосредственной близости от них.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. Аналитическое представление метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих.— Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
2. Крестовский О. И. Расчет и прогноз объема стока весеннего половодья р. Вятки.— Труды ГГИ, 1977, вып. 233, с. 15—26.
3. Постников А. Н. К методике расчета испарения в период снеготаяния и половодья в Центрально-Черноземных областях ЕТС.— Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 70—83.
4. Румянцев В. А., Русин С. А. О выборе прогностически информативных предикторов.— Труды ГГИ, 1979, вып. 259, с. 39—47.
5. Урываева И. В. Долгосрочный прогноз весеннего стока в бассейне Верхней Камы.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— С. 3—9.

С. В. Борщ (ОГМИ)

ТЕРРИТОРИАЛЬНО-ОБЩИЕ ПРОГНОЗЫ ЛЕТНЕ-ОСЕННЕГО СТОКА РЕК ЗОНЫ ИЗБЫТОЧНОГО УВЛАЖНЕНИЯ

Территория Севера Европейской части СССР относится к зоне избыточного увлажнения. Она весьма разнородна по условиям формирования летне-осеннего стока, что обусловлено многообразием климатических, геоморфологических условий, наличием карста и т. д. Это предопределяет необходимость районирования территории при разработке поставленной задачи.

Районирование территории производилось путем выделения макро- и мезомасштабной неоднородности распределения стока.

Макромасштабная неоднородность учитывалась путем выделения районов с синхронными многолетними колебаниями стока на основании анализа матрицы парных коэффициентов корреляции стоковых рядов. Учет ландшафтно-морфологических условий производился по методике Е. А. Фединой [6] на основе показателя близости

$$d_{ij} = \sqrt{\sum_{q=1}^m (p_{iq} - p_{jq})^2}; \quad i, j = 1, 2, \dots, n; \quad q = 1, 2, \dots, m. \quad (1)$$

Здесь $\|P\|$ — матрица ландшафтных характеристик, нормированных на среднее квадратическое отклонение; i, j — номера объектов (водосборов); q — номера характеристик.

В формулу (1) были заложены данные по 111 водосборам о средней высоте, лесистости, заболоченности и средней продолжительности летне-осеннего периода. Минимальное значение показателя означает, что сравниваемые объекты однородны.

В результате районирования были выделены 14 районов и 26 подрайонов.

Подрайоны отражают мезомасштабную неоднородность, которая выявлялась путем учета основных факторов изменчивости стока в пределах района. При этом выдерживалось условие единства зависимости стока от определяющих факторов внутри района или подрайона. Методика районирования и характеристика районов приводятся в работе [3].

В основу разработки методики прогноза средних месячных расходов воды был положен прогноз стока опорных пунктов с использованием разложения полей гидрометеоэлементов по естественным ортогональным функциям. В качестве опорных выбрано 30 пунктов (по одному в каждом районе или подрайоне). Территориально-общие прогнозы разрабатывались порайонно на основании связи стока с основными факторами его изменчивости в пределах района.

Задача прогноза стока опорных пунктов решалась путем прогноза коэффициентов разложения полей средних месячных расхо-

дов воды за летне-осенний период и восстановление (прогноз) по ним самого поля.

В качестве предикторов были использованы поля аномалий среднего месячного давления по 84 пунктам северного полушария за март—май, поля средних месячных расходов воды за летне-осенний период по 30 гидрометрическим створам, месячные и декадные суммы осадков по 13 метеостанциям за июнь—август.

Для решения поставленной задачи методом дискриминантного анализа выделены районы северного полушария, в пределах которых атмосферные процессы существенно влияют на формирование летне-осеннего стока рек Севера ЕТС. С этой целью поля средних месячных расходов воды разбивались на два класса — сток выше и ниже либо равен норме. Это позволило поля аномалий среднего месячного давления представить также двумя классами, включающими годы с высоким стоком и стоком ниже нормы. Информативность отдельных станций оценивалась отношением [4]

$$d_j^2/\sigma_j^2 = (\bar{f}_j^2 - 2\bar{f}_j\bar{g}_j - \bar{g}_j^2)/\sigma_j^2, \quad (2)$$

где d_j^2 — средний квадрат расстояния между полями предикторов двух классов (f_j и g_j) вдоль j -й оси координат; σ_j^2 — значения дисперсии по всей совокупности полей предикторов.

Группы станций с наибольшими значениями d_j^2/σ_j^2 объединялись в значимый район. Так, для августа значимый район расположен в пределах 55—70° с. ш. и 70° з. д.—100° в. д. и включает в себя девять станций.

Выделение наиболее существенной части информации и отсеивание случайных возмущений производилось с использованием метода главных компонент. Он позволяет описать последовательность полей, заданных в виде дискретных значений $F(t, x)$, аналитической функцией координат и времени [1], т. е.

$$F(t, x) = \sum_n T_n(t) X_n(x), \quad (3)$$

где $T_n(t)$ — коэффициенты разложения, представляющие собой функции времени; $x_n(x)$ — функции координат, или собственные векторы.

Анализ качества разложения показал, что первые пять членов разложения описывают 77—96 % дисперсии исходных полей, что позволяет ограничиться прогнозом лишь первых пяти коэффициентов разложения полей средних месячных расходов воды.

Оптимальное число предикторов в уравнениях регрессии определялось, согласно Н. А. Багрову [2], по формуле

$$n_{\text{оп}} = k^2 / \sum_{i,j=1}^k r_{ij}^2, \quad (4)$$

где k — порядок исходной корреляционной матрицы предикторов;

r_{ij} — коэффициент корреляции между i и j -м предикторами. Расчеты показали, что оптимальное число предикторов для прогноза коэффициентов разложения средних месячных расходов воды за июнь, август и сентябрь соответственно составляет 10, 7, 9.

Прогностические уравнения устанавливались методом шаговой линейной регрессии. Выбор значимых предикторов осуществлялся методом просеивания [2]. Оценка значимости прогностических уравнений производилась с использованием критерия Фишера. Уравнения оказались значимыми на уровне 5 %.

Оценка надежности уравнений регрессии выполнялась на основании проверки гипотезы о равенстве нулю каждого коэффициента уравнения и определялась соотношением [5]

$$\alpha_j = (k_j / \sigma_{k_j}) \geq 2, \quad (5)$$

где k_j — значения коэффициента в уравнении регрессии; σ_{k_j} — средняя квадратическая погрешность коэффициента.

Проверочные прогнозы по 30 опорным пунктам показали, что критерии качества методики прогноза за июль—сентябрь составляют $\bar{S}/\sigma = 0,26 \div 0,75$.

Прогноз в пределах районов осуществлялся на основании связи стока с основными факторами его изменчивости. Характер этих факторов различен в разных районах Севера ЕТС. Так, в районах Ia, IIa, III основным фактором изменчивости стока является средняя высота водосбора; в районе IIб — средний уклон водосбора; в районах VIб, VIIa, IXa — заболоченность; в районе IVa — лесистость и т. д. Однако влияние этих факторов различно в разных районах. Так, повышение средней высоты водосбора чаще всего приводит к увеличению количества осадков, что создает благоприятные условия для увлажнения и пополнения запасов подземных вод. Это наблюдается в районе Ia. Уравнение для прогноза среднего месячного стока здесь имеет вид

$$q = q_{оп} (0,013H_{ср} - 0,98), \quad (6)$$

где q и $q_{оп}$ — значения средних месячных модулей стока малоизученной реки и в опорном створе; $H_{ср}$ — средняя высота водосбора. Здесь $H_{ср}$ выступает как фактор, повышающий средний месячный сток.

В районах IIa и III повышение средней высоты водосбора приводит к уменьшению среднего месячного стока летне-осеннего периода, что объясняется расположением небольших гряд и возвышенностей на пути влагонесущих ветров. Уравнения для прогноза средних месячных модулей стока здесь приобретают вид

$$q = q_{оп} (3,10 - 0,014H_{ср}), \quad (7)$$

$$q = q_{оп} (1,27 - 0,002H_{ср}). \quad (8)$$

Влияние болот на летне-осенний сток зависит от их типа, а также от климатических и гидрологических условий. Так,

в районе VIб заболоченность является фактором, повышающим средний месячный сток, и уравнение для прогноза здесь имеет вид

$$q = q_{\text{оп}} (0,038\delta_{\text{бол}} + 0,80) \quad (9)$$

Аналогичные разработки выполнены и для других районов. При использовании полученных зависимостей для прогноза вместо фактического значения стока опорного пункта включается его прогнозное значение.

Оценка качества методики в прогнозном варианте показала, что критерии качества составляют $\bar{S}/\bar{\sigma} = 0,34 \div 0,67$. Проверка методики прогноза средних месячных расходов воды по опорным пунктам производилась также и на независимом материале по данным за 1975 г. Всего было составлено 90 прогнозов. В 80 % случаев погрешность прогноза не превышала допустимую.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных функций.— Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
2. Багров Н. А. Преобразование и отбор предсказателей в корреляционном анализе.— Труды ГМЦ, вып. 64, 1970, 152 с.
3. Бефани Н. Ф., Борщ С. В. Районирование территории Севера ЕТС по условиям формирования летне-осеннего стока.— Рукоп. деп. в ВИНТИ 26 VII 1982, № 4018—82.
4. Николаев Ю. В. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеонздат, 1969.— 64 с.
5. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеонздат, 1974.— 424 с.
6. Федина А. Е. Физико-географическое районирование.— М.: Изд. МГУ, 1973.— 52 с.

МЕЛИОРАТИВНАЯ ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

А. Л. Шалыгин (ГГИ)

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РЕЖИМА ОРОШЕНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

Применение научно обоснованных оросительных норм и режимов орошения является одним из основных факторов, способствующих развитию орошаемого земледелия и рациональному использованию водных ресурсов. В настоящей работе предлагается математическая модель, которая, описывая физические процессы, происходящие при орошении, и учитывая оптимальные условия произрастания растений и реальные условия проведения поливов, позволяет определять рациональные режимы орошения и оросительные нормы различных сельскохозяйственных культур.

В основу модели положено уравнение из комплексного метода определения испарения М. И. Будыко [1] в редакции С. И. Харченко [3]:

$$W_k = \frac{W_n(1 - \beta E_0/2\gamma) + X + K + M - Y - I}{1 + \beta E_0/2\gamma}, \quad (1)$$

где W_n и W_k — начальные и конечные влагозапасы в корнеобитаемом слое почвы соответственно; β — биологический коэффициент, зависящий от фазы развития растений; E_0 — испаряемость; γ — продуктивное значение наименьшей влагоемкости; X — осадки; M — поливная норма; K — подпитывание грунтовыми водами; Y — поверхностный сток; I — инфильтрация за пределы корнеобитаемого слоя почвы. Все величины (кроме β) даны в миллиметрах.

Расчет по уравнению (1) ведется по интервалам времени, принятым равными декаде; значение W_n для данной декады принимается равным значению W_k для предыдущей. При этом сток Y принимается равным нулю, так как с инженерно оборудованного орошаемого поля стока быть не должно. Предварительное значение K определяется по формуле Харченко [3]:

$$K = E_0 e^{-mH}, \quad (2)$$

где e — основание натуральных логарифмов; m — эмпирический

параметр; H — глубина залегания уровня грунтовых вод в метрах. Величины M и I предварительно приравняются нулю.

Известно, что оптимальные условия произрастания растений наблюдаются в диапазоне влагозапасов корнеобитаемого слоя почвы от наименьшей влагоемкости (НВ) до нижнего оптимума увлажнения (НО), определяемого по формуле А. Н. Костякова [2]:

$$W_{\text{НО}} = \nu W_{\text{НВ}}, \quad (3)$$

где ν — эмпирический параметр, зависящий от фазы вегетации и характера почво-грунтов. В настоящей модели предусмотрено поддержание влагозапасов в этом диапазоне в течение всего периода вегетации. При опускании значения $W_{\text{к}}$ ниже НО назначается полив, норма которого определяется по уравнению (1), решенному относительно M при $W_{\text{к}} = W_{\text{НВ}}$:

$$M = W_{\text{НВ}} (1 + \beta E_0 / 2\gamma) - W_{\text{н}} (1 - \beta E_0 / 2\gamma) - X - K + Y + I. \quad (4)$$

В большинстве методов определения режимов орошения поливная норма рассчитывается по формуле Костякова [2]:

$$M = W_{\text{НВ}} - W_{\text{НО}}. \quad (5)$$

При поливе такой нормой влагозапасы могут достигнуть значения НВ только при условии, что полив произведен мгновенно. На практике же поливы проводятся в течение длительного времени, достаточного для того, чтобы значительная часть оросительных вод была израсходована на испарение. Это означает, что влагозапасы после полива нормой, рассчитанной по формуле (5), будут значительно ниже величины НВ, что в свою очередь приведет к необходимости учащения поливов. Применение же формулы (4) предполагает равномерное распределение поливной нормы в течение декады и достижения к концу ее значения влагозапасов, равного НВ.

По времени полив назначается на данную декаду, если снижение влагозапаса ниже НО произошло в первой ее пентаде, и на следующую декаду, если это снижение произошло во второй пентаде, что соответствует существующей оперативности назначения поливов. Кратковременные (менее 5 сут) снижения влагозапасов ниже НО в среднемноголетнем разрезе и в течение года компенсируются теми декадами, когда полив назначается раньше снижения влагозапасов ниже НО. При использовании модели в оперативной практике назначения поливов расчетный интервал времени может быть уменьшен, например, до пентады, в результате чего продолжительность возможного снижения влагозапасов ниже НО будет уменьшена до 2,5 сут.

Аналогично может назначаться влагозарядковый полив нормой, рассчитанной по формуле (4), либо перед посевом, либо

в последнюю теплую декаду года независимо от текущего влагозапаса.

При повышении значения W_k выше НВ вычисляется $\Delta = W_k - W_{нв}$, на которую при расчете уменьшается подпитывание K или, при отсутствии последней, увеличивается значение инфильтрации I ; дальнейший расчет ведется от $W_n = W_{нв}$.

В зимний период влагозапасы считаются неизменными, а к осадкам первой теплой декады года добавляется сумма осадков за зиму за вычетом испаряемости.

Результатами расчета по изложенной модели являются нормы-нетто и оптимальные сроки полива за конкретные годы, вегетационные оросительные нормы-нетто как сумма поливных норм за период вегетации, полные оросительные нормы-нетто как сумма поливных норм за год, включая влагозарядки. Параллельно определяется подпитывание грунтовыми водами и инфильтрация, которые могут быть использованы при расчетах параметров дренажа, водоотведения и изменения уровня грунтовых вод под влиянием орошения. Статистически обработанные поливные и оросительные нормы за многолетний период могут быть использованы при проектировании оросительных систем и составлении графиков водопользования.

Изложенная модель реализована в виде программы для ЭВМ «Минск-32», позволяющей обрабатывать ряды метеонаблюдений до 40 лет.

Средние многолетние оросительные нормы-нетто по ст. Алма-Ата

| Культура | Оросительная норма, мм | | | | |
|-------------------|------------------------|------------|------|--------------|------------|
| | вегетационная | | | полная | |
| | Влагозарядка | | ТВБМ | Влагозарядка | |
| | предпосевная | предзимняя | | предпосевная | предзимняя |
| Озимая пшеница | 145 | — | 299 | 326 | — |
| Яровая пшеница | 172 | 153 | 319 | 200 | 269 |
| Кукуруза на зерно | 338 | 324 | 509 | 344 | 380 |
| Кукуруза на силос | 95 | 83 | 255 | — | — |
| Картофель | 263 | 241 | 426 | 269 | 343 |
| Сахарная свекла | 282 | 263 | 453 | 290 | 352 |
| Люцерна (3 укоса) | 303 | 290 | 445 | 303 | 351 |

В таблице представлен пример результатов расчета оросительных норм по ст. Алма-Ата. Здесь же для сравнения даны результаты расчета по тепловоднобалансовому методу (ТВБМ) Харченко [3], где поливные и оросительные нормы определяются

как сумма дефицитов водопотребления, рассчитываемых по формуле:

$$dE = \beta E_0 - (X + K - I + W_n - W_k), \quad (6)$$

а W_k рассчитывается по формуле (1).

Анализ данных, приведенных в таблице, показывает значительное, завышение оросительных норм, полученных по ТВБМ, по сравнению с нормами, рассчитанными по предлагаемой модели, несмотря на то что в обоих расчетных методах используются одни и те же уравнения. Причина этого, очевидно, в том, что в ТВБМ моделируется не сам процесс орошения, параметры которого необходимо определить, а процесс испарения в богарных условиях, который затем сопоставляется с испарением в условиях оптимального увлажнения. Полученные в результате дефициты водопотребления могут служить климатическим показателем естественной увлажненности территории, но не могут напрямую приравниваться оросительной норме.

В дальнейшей работе предполагается внести в изложенную модель следующие усовершенствования:

1) задание различной длительности поливов (2—3 декады) для различных способов орошения;

2) задание различной мощности расчетного слоя почвы (для различных сельхозкультур), возможно, переменной в течение вегетации;

3) запрет проведения поливов в определенные фазы вегетации, когда поливы неблагоприятно влияют на развитие растений;

4) увеличение при необходимости поливных норм с тем, чтобы образующаяся инфильтрация превышала подпитывание корнеобитаемого слоя почвы грунтовыми водами для создания промывного оросительного режима засоленных почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л.: Гидрометеоздат, 1956.— 256 с.
2. Костяков А. Н. Основы мелиорации.— М.: Сельхозгиз, 1960.— 621 с.
3. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 376 с.

В. А. Шутов (ГГИ)

СПОСОБ ОЦЕНКИ ПОПОЛНЕНИЯ ЗАПАСОВ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ В РЕЗУЛЬТАТЕ МЕРОПРИЯТИЙ ПО СНЕГОЗАДЕРЖАНИЮ

В результате проведения агротехнических мероприятий по снегозадержанию на сельскохозяйственных полях изменяются условия снегонакопления и снеготаяния, деформируется поле темпе-

ратуры в почве, что влечет за собой перестройку структуры водного баланса в период снеготаяния. Гидрометеорологические условия отдельных лет могут вызывать как положительный эффект снегозадержания, заключающийся в дополнительном инфильтрационном пополнении запасов почвенной влаги, так и отсутствие его. Поэтому для решения вопроса о целесообразности, сроках и способах производства снегозадержания в данном регионе и при данных сочетаниях гидрометеорологических величин необходимо иметь количественную оценку возможных изменений составляющих водного баланса, получаемую посредством построения модели их формирования.

Требования, предъявляемые к такой модели, могут быть сформулированы следующим образом: система уравнений должна достаточно адекватно описывать существо процессов и в то же время быть относительно просто реализуемой в условиях ограниченного объема информации на массовой гидрометеорологической сети, а также отсутствия быстродействующей вычислительной техники.

Предлагаемая в данной работе модель основана на простых балансовых соотношениях и содержит сравнительно легко определяемые из материалов сетевых наблюдений параметры. Неизбежные при этом вследствие грубых допущений погрешности могут быть оправданы, помимо простоты реализации, еще и тем, что в практике обоснования снегомелиоративных мероприятий будут, очевидно, использоваться прогностические, а в ряде случаев и средние многолетние значения элементов гидрометеорологического режима и свойств почво-грунтов, т. е. погрешности в исходных данных могут свести к нулю точность, достигнутую детальным математическим описанием. Это, конечно, не исключает необходимости разработки физико-математических моделей, представляющих собой численные реализации дифференциальных уравнений тепло- и массопереноса в почво-грунтах и склонового стока, для определения параметров которых используются оптимизационные процедуры. Подобные методы анализа, однако, оправданы лишь при экспериментальных исследованиях в небольшом числе пунктов зоны массового распространения снежных мелиораций.

Влияние снегозадержания, как показали данные предварительных натуральных экспериментов, сказывается на всех этапах преобразования осадки—сток, включая формирование запасов воды в снеге перед началом весеннего снеготаяния, однако в настоящей работе мы ограничимся описанием воздействия на распределение сложившегося снегозапаса между поверхностным стоком и увеличением количества почвенной влаги. Модель происходящих явлений представлена в виде следующей блок-схемы (рис. 1), где к внешним факторам отнесены заранее заданные и не подвергающиеся воздействию снегозадержания гидрометеорологические характеристики, а преобразующими функциями названы параметры среды, в которой заключены преобразующиеся запасы

влаги и которые ответственны за регулирование процесса преобразования. Так, основным параметром снежной толщи, определяющим переход временно аккумулированного в ней запаса талой воды m в слой водоотдачи h , очевидно, является водоудерживающая способность снега, которая зависит в свою очередь от его плотности и структуры.

Процессы формирования поверхностного стока, а следовательно, и пополнение запаса почвенной влаги под валком снега и в межвалковом интервале будет существенно различаться, причем при ориентировке валков перпендикулярно уклону следует иметь в виду то обстоятельство, что сток с вышерасположенных

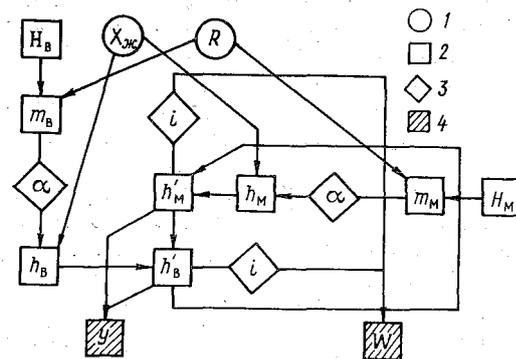


Рис. 1. Блок-схема модели, описывающей влияние снегозадержания на формирование водного баланса склона.

1 — внешние факторы, 2 — преобразующие запасы, 3 — преобразующие функции, 4 — выходные характеристики.

H — запас воды в снеге, $X_{ж}$ — жидкие осадки, R — приток тепла, m — слой снеготаяния, h — водоотдача из снега, h' — водоподача на поверхность почвы, α — водоудерживающая способность снега, i — интенсивность инфильтрации в почву, Y — поверхностный сток, W — влагозапасы в почве.

межвалковых интервалов является одновременно дополнительной водоподачей (помимо слоя h) на поверхность почвы под валками и наоборот. Поэтому в приведенной блок-схеме цепочка $H \rightarrow m \rightarrow h \rightarrow Y$ делится на две ветви: для валков, обозначения индексами «в», и для межвалковых интервалов соответственно индекс «м», а также вводится водоподача, равная в сумме за какой-то период времени

$$\sum h' = (H_m + X_{ж} - E_c) + Y_{тр}, \quad (1)$$

где H_m — максимальный запас воды в снеге; $X_{ж}$ — жидкие осадки; E_c — испарение со снега; $Y_{тр}$ — транзитный сток с вышележащих участков.

Или иначе

$$\sum h' = \sum h + Y_{тр}, \quad (2)$$

где $\sum h$ — суммарный слой водоотдачи из снега.

Расчет слоя водоотдачи производится по известной [3] схеме, которая предполагает предварительное насыщение снежного покрова талой водой (условие: $m + X = \alpha H_m$) и аддитивное участие осадков:

$$h = \begin{cases} 0 & \text{если } m + X \leq \alpha H_m \\ m/(1 - \alpha) + X_{ж} & \text{если } m + X > \alpha H_m \\ X_{ж} & \text{если } H = 0. \end{cases} \quad (3)$$

Для вычисления суточного слоя таяния в упомянутой работе [3] рекомендуется формула, полученная из теплобалансовых соображений:

$$m = [1,28 + 4,85f(U)]T + 4,68f(U)[T - 1,8d], \quad (4)$$

где ветровая функция

$$f(U) = 0,18 + 0,1U_{\text{фл}}, \quad (5)$$

$U_{\text{фл}}$ — скорость ветра по флюгеру; T — температура воздуха; d — дефицит влажности воздуха.

Водоудерживающая способность снега α предполагается экспоненциально убывающей в зависимости от относительного сокращения запаса воды в снеге в процессе таяния [4].

Рассчитанные с помощью выражений (3)—(5) значения слоя водоотдачи находятся, как это видно из таблицы, в удовлетворительном согласии с измеренными значениями суточных слоев стока с водонепроницаемой площадки. Правомерность же использования водонепроницаемых площадок размерами порядка 10×2 м для определения водоотдачи из снега за интервалы времени не менее суток показана нами ранее по материалам ВФ ГГИ.

Снеготаяние и водоотдача из снежного покрова весной 1973 г. Валдай

| Дата | Слой снеготаяния, мм/сут | Осадки, мм | Водоудерживающая способность снега, относительно единицы | Слой водоотдачи из снега, мм/сут | Суммарный слой водоотдачи из снега Σh мм | |
|--------|--------------------------|------------|----------------------------------------------------------|----------------------------------|--------------------------------------------------|-------------------------------------|
| | | | | | расчетный | по стоку водонепроницаемой площадки |
| 24/III | 21,1 | | 0,21 | 0,0 | 0,0 | 13,6 |
| 25 | 12,5 | | 0,17 | 5,4 | 5,4 | 23,2 |
| 26 | 18,5 | | 0,13 | 21,3 | 26,7 | 34,6 |
| 27 | 18,7 | | 0,10 | 20,8 | 47,5 | 45,0 |
| 28 | 10,8 | | 0,10 | 12,0 | 59,5 | 57,6 |
| 29 | 18,6 | | 0,08 | 20,2 | 79,7 | 72,1 |
| 30 | 13,5 | | 0,08 | 14,7 | 94,4 | 80,6 |
| 31 | 9,5 | 7,5 | 0,07 | 17,7 | 112,1 | 98,9 |
| 1/IV | 8,7 | 0,5 | 0,07 | 9,9 | 122,0 | 118,0 |
| 2 | 3,4 | 4,5 | 0,07 | 8,2 | 130,2 | 130,7 |
| 3 | 8,8 | 5,1 | 0,06 | 14,5 | 144,7 | 159,3 |
| 4 | 24,7 | 0,0 | 0,06 | 26,3 | 171,0 | 181,4 |
| 5 | 0,0 | | | | | |

Примечание. Максимальная аккумуляция талых вод в снеге равна $\alpha H_m = 28$ мм.

На полях, где зимой было произведено снегозадержание, гидрограф водоотдачи становится распластанным вследствие продолжительного таяния больших запасов снега в валках, кроме того, под валками образуются полосы талой или слабoproмерзшей почвы с повышенной инфильтрационной способностью. Слой

потерь на впитывание в таком случае можно определить по известной формуле Г. П. Калинина [1]

$$I = (P - W) \{1 - \exp[-\sum h'/(P - W)]\}, \quad (6)$$

где W — влажность почвы; P — пористость почвы в ее естественном сложении, равная $1 - \gamma/\gamma_{ск}$ ($\gamma_{ск}$ — плотность твердого скелета почвы).

Интенсивность инфильтрации i в мерзлую почву под межвалковыми интервалами, где высота снега незначительна, будет изменяться во времени следующим образом: сначала она резко убывает вплоть до полной закупорки свободных пор льдом, который образуется в результате теплового взаимодействия талой воды с мерзлой почвой [2], затем остается равной нулю, т. е. возникает запирающий слой, а по мере оттаивания постепенно возрастает до значений i_0 , определяемых коэффициентов установившейся фильтрации. В некоторых случаях, если запаса холода в мерзлой почве недостаточно для заполнения льдом всей свободной пористости, нулевой инфильтрации не наблюдается, и первая фаза (уменьшение i) переходит непосредственно в третью.

В работах [2, 5] изложен способ определения условий, благоприятных для формирования запирающего слоя, а также дается выражение для расчета количества воды, которое способно впитываться за время τ_1 до момента закупорки всех пор:

$$I_1 = [\gamma_l P - W_n + 0,083\gamma W_{нз}(0)] z_{зс}, \quad (7)$$

где γ_l — плотность льда; γ — плотность почвы; W_n — начальная влажность почвы; $W_{нз}(0)$ — количество незамерзшей влаги при температуре 0°C ; $Z_{зс}$ — мощность запирающего слоя.

Момент образования запирающего слоя устанавливается путем суммирования слоев водоподачи на поверхность до тех пор, пока $\sum h'$ не достигнет величины I_1 . Начиная с этого момента $I=0$. Чтобы определить время наступления следующей фазы, постепенного увеличения i , были сопоставлены даты начала оттаивания почвы с датами схода снежного покрова у мерзлотомеров. Оказалось, что обе эти даты практически совпадают, т. е. запирающий слой начинает разрушаться сразу после схода снега. В среднем на склонах северо-восточной экспозиции в районе Валдая это происходит 11 апреля.

Применяя уравнение водного баланса последовательно к каждому из периодов, соответствующих одной из вышеупомянутых фаз инфильтрации, имеем для объема склонового стока на межвалковых интервалах следующие выражения:

$$Q_m = \begin{cases} 0 & \text{если } \sum h_m \leq I_1 \\ (\sum h_m - I_1) F_m & \text{если } \sum h_m > I_1 \\ (X - E_{пм} - I'_3) F_m & \text{если } h_m = 0 \text{ и } h_v > 0 \\ (X - E_{пм} - I''_3) F_m & \text{если } h_m = 0, h_v = 0 \text{ и } i_x > i_0 n / \tau_3 \end{cases} \quad (8)$$

Здесь F_m — площадь, занятая межвалковыми интервалами; $E_{\text{пм}}$ — испарение с почвы; I'_3 — слой впитывания от начала оттаивания почвы до схода снега на валках; I''_3 — слой впитывания, образующийся от выпадающих жидких осадков до момента полного оттаивания почвы.

Величины I'_3 и I''_3 приближенно можно определить исходя из интенсивности избыточного водообразования, т. е.

$$I'_3 = (i_X - i_0 n / \tau_3) \tau_X, \quad (9)$$

$$I''_3 = [i_X - i_0 (n_0 - n) / \tau_3] \tau_X, \quad (10)$$

где i_X — интенсивность осадков; τ_X — продолжительность осадков; n — номер суток от начала оттаивания почвы; n_0 — номер суток, на которые приходится сход снега на валках.

Суммарный объем склонового стока Q_c с площади F , где производилось снегозадержание, за весь период снеготаяния может быть представлен в виде произведения слоя стока на действующую долю площади, т. е. ту часть F , на которой он образуется. Пока под межвалковыми интервалами существует запирающий слой, объем стока равен

$$Q_c = [(\sum h_b - I_b) L / (l + L) + (\sum h_m - I_1) l / (l + L)] F, \quad (11)$$

где L и l — ширина соответственно валка и межвалкового интервала.

Потери под валком I_b вычисляем по формуле (6), где

$$\sum h' = \sum h_b + (\sum h_m - I_1), \quad (12)$$

а сумма $(\sum h_m - I_1)$ — ни что иное как транзитный сток $Y_{\text{тр}}$.

После того как запирающий слой начал разрушаться, объем стока выразится формулой

$$Q_c = [\sum h_b L / (l + L) - I_b + (\sum h'_m - I_3) l / (l + L)] F, \quad (13)$$

или

$$Q_c = \{ \sum h_b - [(\sum h_b - \sum h'_m) + I_3] l / (l + L) - I_b \} F, \quad (14)$$

поскольку

$$L / (l + L) = 1 - l / (l + L).$$

Формулы (13) и (14) справедливы при условии расположения валков поперек склона, при продольной их ориентировке они примут вид:

$$Q_c = [(\sum h_b - I_b) [1 - l / (l + L)] + (\sum h'_m - I_3) l / (l + L)] F, \quad (13a)$$

или

$$Q_c = \{ \sum h_b - [(\sum h_b - \sum h'_m) l / (l + L) - (I_b - I_3)] - I_b \} F. \quad (14a)$$

Если из (14а) вычесть (14), то получаем выражение для дополнительной инфильтрации за счет поперечного расположения валков:

$$I_d = I_b F l / (l + L). \quad (15)$$

Действительно, относя I_b ко всей площади F , мы тем самым учитываем поглощение транзитного стока. Кроме того, при продольном и поперечном расположении валков различным будет показатель экспоненты в формуле (6), по которой вычисляется I_b : в первом случае этот показатель — просто $\sum h_m / (P - W)$, во вто-

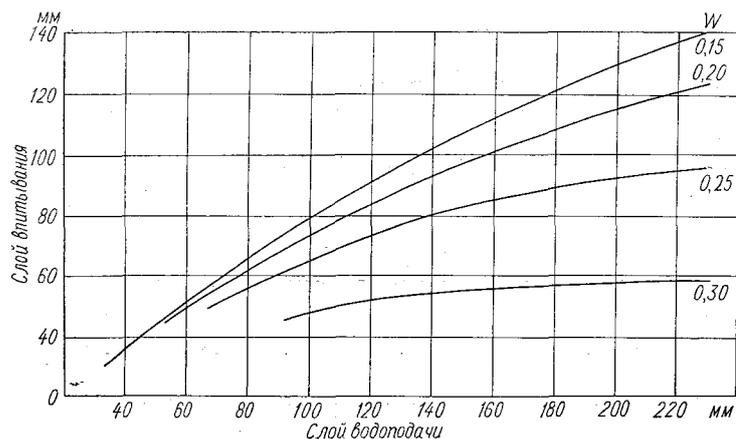


Рис. 2. Потери талых вод (I_b) под системой валков, ориентированных поперек склона в зависимости от слоя водопадачи $\sum h_m' = (\sum h_m - I_1)$ и начальной влажности (W).

ром — выражение (12), деленное на $(P - W)$. Отсюда разница в накоплении почвенной влаги

$$\Delta I_b = (P - W) \exp \left[- \sum h_m / (P - W) \right] \times \left\{ 1 - \exp \left[- (\sum h_m - I_1) / (P - W) \right] \right\}. \quad (16)$$

Расчеты слоя инфильтрации по предлагаемым формулам (6), (7) и (12) можно производить с использованием заранее построенной номограммы (рис. 2). Для этого необходимо иметь сведения о типе почвы на полях со снегозадержанием, ее плотности, пористости, а также каким-то образом определить распределение в ней влажности и температуры и знать максимальное снегонакопление в валках снега и на межвалковых интервалах.

При наличии указанных исходных данных вначале по методике [2] производится определение возможности образования запирающего слоя и его мощности $Z_{зс}$, затем по известной влажности почвы в слое $Z_{зс}$ с использованием (7) рассчитывается предельное впитывание под межвалковыми интервалами I_1 . По данным снегосъемки, проведенной в момент максимального снегонакопления,

и с учетом осадков за период снеготаяния хотя бы в виде климатических норм определяется суммарный слой водоотдачи с валков и межвалковых интервалов, сумма $\sum h_{\text{в}} + \sum h_{\text{м}}$.

После того как запирающий слой начал разрушаться, слой инфильтрации следует рассчитывать по формуле (15), где величина $I_{\text{в}}$ определяется уже по оставшимся к этому моменту запасам воды в валках снега.

Основную трудность при практическом применении предложенной методики представляет вычисление мощности запирающего слоя, так как данные наблюдений за температурой и влажностью почвы на поле с валкованием отсутствуют. Один из подходов, развитаемый нами в настоящее время, заключается в использовании аналитических решений уравнения теплопроводности с учетом материалов наблюдений на метеостанциях, расположенных в зоне снежных мелиораций, другая возможность — использование результатов численного моделирования процессов тепло- и влагопереноса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—420 с.
2. Калюжный И. Л., Морозова Н. С., Павлова К. К., Романов В. В. Теплофизический метод расчета потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву.—Метеорология и гидрология, 1972, № 1, с. 76—82.
3. Корень В. И., Бельчиков В. А. Использование модели формирования тало-дождевого стока для анализа составляющих водного баланса.—Труды Гидрометцентра СССР, 1982, вып. 240, с. 39—49.
4. Попов Е. Г., Жидиков А. П., Левин А. Г., Нечаева Н. С. Модель формирования весеннего стока и ее реализация для прогноза гидрографа.—Метеорология и гидрология, 1971, № 6, с. 83—91.
5. Романов В. В., Павлова К. К., Калюжный И. Л. О потерях талых вод на инфильтрацию в подзолистые почвы и черноземы.—Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 106—122.

Ю. П. Москвин, О. И. Мицевич (ГГИ)

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ БУГРИСТЫХ БОЛОТ

Вопросы, связанные с решениями уравнений водного и теплового баланса деятельного слоя бугристых болот, в настоящее время весьма актуальны в связи с интенсивным промышленным развитием Севера Западной Сибири. Расчеты уровня режима, оттаивания, стока и испарения с бугристых болот требуют учета изменения влагосодержания деятельного слоя торфяной залежи. Основная особенность расчета влагосодержания деятельного слоя торфяной залежи бугров заключается в необходимости учета

значительной пространственной изменчивости микрорельефа поверхности бугров и мерзлоты [1].

С целью выяснения пространственной изменчивости высот микрорельефа поверхности бугров, а также пространственной и

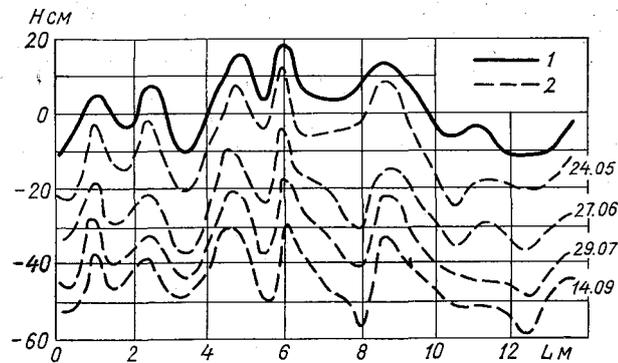


Рис. 1. Профили поверхностей бугра (1) и мерзлоты (2) по мере оттаивания торфяной залежи.

временной изменчивости поверхности мерзлоты в течение 7 лет на буграх с различной растительностью проводились постоянные наблюдения за оттаиванием торфяной залежи на закрепленных

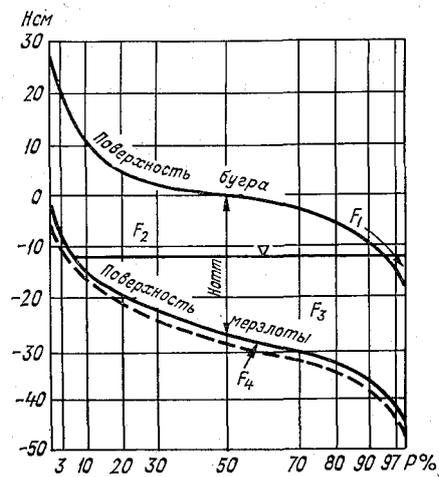


Рис. 2. Совмещенные кривые обеспеченности поверхностей бугра и мерзлоты.

поверхностей (рис. 2). Суммарное влагосодержание талого слоя торфяной залежи определяется следующими факторами: наличием свободной воды F_1 , расположенной выше поверхности болота, воды в зоне аэрации F_2 , воды в зоне насыщения F_3 и воды F_4 , образовавшейся при таянии мерзлоты. Наличие воды выше по-

профилях совместно с нивелировкой микрорельефа поверхности. На рис. 1 показана часть профиля поверхности бугра и профили поверхностей мерзлоты по мере оттаивания последней. Анализ профилей поверхности бугров и положения границы оттаивания торфяной залежи показал, что профили поверхностей мерзлоты повторяют профиль поверхности бугров. Это обстоятельство позволяет анализировать положение уровней болотных вод относительно поверхности протаивающей торфяной залежи, используя совмещенные кривые обеспеченности этих поверх-

верхности болота в наиболее пониженных частях микрорельефа обычно наблюдается лишь в весенний период. Так, 4 июня 1979 г. был зафиксирован максимальный уровень — 3 см от СПБ, что при расчете влагозапасов дало только с площади F_1 слой воды, равный 23 мм.

Зависимости влагосодержания торфяной залежи в зоне аэрации, влажности полного насыщения, влажности мерзлоты от уровня воды и положения мерзлоты на буграх исследованы по данным полевых определений объемной влажности [2]. Полученные формулы, уточненные по результатам наблюдений последних лет, позволяют с достаточной точностью определить влагосодержание талого слоя торфяной залежи в точке:

$$W_{з. а} = 0,048H_{з. а}^{1,631}, \quad (1)$$

$$W_{п. н} = 0,99H_{п. н} - 0,0017H_{п. н}^2, \quad (2)$$

$$W_m = 0,8H_{отт}, \quad (3)$$

где $W_{з. а}$ — влагосодержание торфяной залежи в зоне аэрации, см; $W_{п. н}$ — влагосодержание торфяной залежи в зоне полного насыщения, см; W_m — влагосодержание мерзлоты при ее оттаивании, см; $H_{з. а}$ — мощность зоны аэрации, см; $H_{п. н}$ — мощность слоя полного насыщения, см; $H_{отт}$ — толщина оттаивающего слоя за расчетные сутки, см.

Следует отметить, что влагосодержание в конкретный момент времени на повышенных и пониженных элементах микрорельефа может различаться в 10—15 раз. Таким образом, расчет влагосодержания, выполненный на всей площади бугра с учетом только средних значений оттаивания и уровня болотных вод, приведет к значительным погрешностям.

Расчету влагосодержания деятельного слоя торфяной залежи на всей площади бугра должен предшествовать анализ статистических закономерностей распределения высот микрорельефа поверхности бугров и поверхности мерзлоты. Обработка результатов нивелировки поверхности микрорельефа бугристых болот показала, что статистическое распределение высот микрорельефа поверхности бугров может быть охарактеризовано следующими мерами рассеивания: для бугров, покрытых преимущественно сфагновыми мхами, $\sigma_x = 6 \div 7$ см и $C_s = 0,11$; для бугров, покрытых преимущественно лишайниковой растительностью, $\sigma_x = 9,5$ см и $C_s = 0,70$.

В отличие от кривых обеспеченности микрорельефа поверхности бугра, практически не изменяющихся во времени, кривые обеспеченности поверхности мерзлоты по мере оттаивания торфяной залежи закономерно изменяются. Анализ материалов наблюдений позволил выявить следующие закономерности их изменения:

а) для бугров, покрытых в основном сфагновыми мхами:

$$C_v = 1,15 (H_{\text{отт}} - 5)^{-0,866} + 0,07, \quad (4)$$

$$C_s = 2,05 - 0,06 H_{\text{отт}}; \quad (5)$$

б) для бугров, покрытых в основном лишайником:

$$C_v = 1,02 (H_{\text{отт}} - 1,5)^{-0,83} + 0,07, \quad (6)$$

$$C_s = 1,46 - 0,03 H_{\text{отт}}. \quad (7)$$

Расчет общего влагосодержания в такой толще торфяной залежи по всей площади бугра ведется по ежедневным данным об оттаивании, положении уровня болотных вод и рассмотренных кривых обеспеченности высот микрорельефа поверхности бугров и поверхности мерзлоты. Поскольку положение поверхности бугра, уровней и поверхности мерзлоты изменяются в каждой точке в зависимости от обеспеченности ее высотного положения, расчет ведется для элементарных трапеций (см. рис. 2), границы которых устанавливаются нормированными отклонениями от среднего значения ординат биномиальной кривой и градиациями обеспеченностей, использованных в работе [3]. Если в элементарной трапеции расположены точки пересечения уровня болотных вод с кривыми обеспеченности поверхности бугра или поверхности мерзлоты, трапеция делится на две части: от фиксированного значения обеспеченности до точки пересечения и от этой точки до следующего фиксированного значения обеспеченности.

Ввиду большой трудоемкости подобных расчетов данная задача с учетом рассмотренных зависимостей [формулы (1)–(7)] реализована на ЭВМ.

Режимные наблюдения за уровнями болотных вод и глубиной оттаивания торфяной залежи ведутся Западно-Сибирской экспедицией в течение 7 лет. Такой короткий срок наблюдений не позволяет провести анализ режима влагосодержания талого слоя торфяной залежи бугров. Однако, используя рассмотренную методику расчета, получены среднедекадные данные о влажности талого слоя торфяной залежи за годы наблюдений (см. таблицу).

Среднедекадная влажность талого слоя торфяной залежи бугров
(в % по объему)

| | Июнь | Июль | | | Август | | | Сентябрь |
|------|------|------|------|------|--------|------|------|----------|
| | 3-я | 1-я | 2-я | 3-я | 1-я | 2-я | 3-я | 1-я |
| 1974 | 26,5 | 30,2 | 32,5 | 35,6 | 34,7 | 29,2 | 46,2 | 48,8 |
| 1975 | 30,5 | 41,6 | 50,2 | 49,9 | 53,2 | 64,6 | 66,9 | 68,3 |
| 1976 | 40,4 | 40,1 | 42,8 | 37,9 | 26,8 | 27,7 | 28,9 | 29,5 |
| 1977 | 40,5 | 46,6 | 47,9 | 47,8 | 32,6 | 48,2 | 54,5 | — |
| 1978 | 40,0 | 41,4 | 46,6 | 51,6 | 62,6 | 66,6 | 63,0 | 62,8 |
| 1979 | 46,7 | 47,5 | 45,7 | 53,0 | 57,4 | 57,4 | 53,9 | 55,4 |

Результаты расчета показывают, что колебания влажности торфяной залежи могут находиться в широких пределах (от 27 до 68 %), причем в целом отмечается увеличение средней влажности талого слоя по мере его протаивания. Однако в наиболее засушливые годы (1974, 1976) выпадающие осадки и оттаивание влагонасыщенных мерзлых горизонтов торфяной залежи не покрывают расхода воды на испарение и сток. В такие периоды средняя влажность талого слоя может уменьшаться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Москвин Ю. П. К вопросу изучения уровня режима вод бугристых болот.— Труды ГГИ, 1979, вып. 261, с. 27—37.
2. Москвин Ю. П. Расчет глубины оттаивания и влагосодержания талого слоя бугристых болот.— Труды ГГИ, 1982, вып. 303.
3. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 111 с.

И. Н. Лалыкин (ОГМИ)

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ УВЕЛИЧЕНИЯ СТОКА МАЛЫХ РЕК МОЛДАВИИ, ОБУСЛОВЛЕННОГО ИРРИГАЦИОННО ПОВЫШЕННОЙ ВЛАЖНОСТЬЮ ПОЧВЫ

В настоящее время орошение отдельных участков речных водосборов приводит к незначительному изменению общего стока. Однако в ближайшей перспективе на многих бассейнах ожидается увеличение орошаемых площадей, что вызовет повышение стока на 10—15 %, поэтому при выполнении соответствующих гидрологических расчетов потребуются учет изменений стока, вызванных орошением.

Предлагаемая методика оценки увеличения стока основывается на соотношениях, описывающих абсолютное Δy и относительное a изменение стока:

$$\Delta y = (y_{ор} - y_{ест}) \gamma, \quad (1)$$

$$a = (\Delta y + y_{ест}) / y_{ест} = (\beta - 1) \gamma + 1, \quad (2)$$

где $\beta = y_{ор} / y_{ест}$, $y_{ест}$ и $y_{ор}$ — сток естественный и при орошении, мм; γ — площадь орошаемых земель в долях от площади речного водосбора.

Значения $y_{ест}$, отвечающие различным обеспеченностям, устанавливались по наблюдаемому стоку. Значения $y_{ор}$ вычислялись по зависимостям характеристик стока от обуславливающих их естественных факторов при влажности почвы, достигаемой после орошения.

Для определения паводочного стока использовано уравнение

$$y = x - P = x - P_0(1 - e^{-x/P_0}), \quad (3)$$

где x — слой осадков за дождь, мм; P — суммарные потери вод на впитывание, поверхностное задержание и испарение, мм; P_0 — максимально возможные потери при $x \rightarrow \infty$.

Методом последовательного учета факторов потерь дождевых вод с применением соответствующих графических построений и аналитических расчетов получено выражение для расчета P_0 :

$$P_0 = A / (J_W^{1,5} i^n I_B^{0,65}). \quad (4)$$

Здесь i — средняя интенсивность дождя, мм/мин; n — показатель степени, численные значения которого связаны с типом графика дождя; I_B — средний уклон водосбора, %; I_W — индекс увлажнения почвы [1]; A — параметр, численно равный 64 000.

Параметр n изменяется в зависимости от различных типов дождя: тип I — наибольшие интенсивности наблюдаются в первой трети дождя ($n=1,1$); типы II и III — наибольшие интенсивности имеют место соответственно во второй и последней третях дождя ($n=1,0$ и $n=0,9$).

Влажность почвы, повышенная орошением, принята как средняя за вегетационный период (май—октябрь). Согласно [3], для наиболее характерных почв Молдавии последняя составляет около 20 % массы сухой почвы. Среднее значение индекса увлажнения (I_W) равно 40 мм. При этом слой стока $y_{ор}$ за вегетационный период определялся путем суммирования паводочного стока от отдельных естественных дождей, вычисленного по формулам (3) и (4).

Для оценки влияния осенней влагозарядки почв на суммарный зимне-весенний сток получена формула

$$y_{з.в} = (0,00025m + 0,05) x_{п} + C, \quad (5)$$

где

$$m = m_{ос} + \sum_1^n (x + S_1 - S_2 - Z). \quad (6)$$

В этих выражениях m — показатель увлажнения почвы; $x_{п}$ — запасы воды в снежном покрове, сложенные с осадками за время прохождения зимних паводков, весенних половодий и межпаводочные отрезки времени, мм; C — параметр, зависящий от m (табл. 1); $m_{ос}$ — показатель увлажнения за сентябрь—октябрь; n — число декад за период от начала ноября до наступления

Таблица 1

| | Параметр C | | | | | | |
|---------------|--------------|------|------|------|------|------|-----|
| | 0 | 10 | 20 | 40 | 60 | 80 | 100 |
| m | 0 | 10 | 20 | 40 | 60 | 80 | 100 |
| C | -2,2 | -1,9 | -1,7 | -1,2 | -0,8 | -0,4 | 0 |

первого основного паводка или половодья; x и Z — декадные осадки и суммарное испарение, мм; S_1 и S_2 — запасы воды в снеге на начало и конец расчетного интервала времени, мм.

Слой стока $y_{ор}$ вычислялся по формуле (5) при $t = t_{ос. макс} + \Delta t$, где $t_{ос. макс}$ представляет собой максимальную естественную увлажненность почвы, принятую равной увлажненности после ежегодных влагозарядковых поливов в конце октября.

Для определения коэффициента β по указанной расчетной методике использовались гидрометеорологические данные семи водотоков Молдавской воднобалансовой станции для вегетационного, зимне-весеннего и суммарного стока дождевых паводков. Полученные значения коэффициента β приведены в табл. 2.

Таблица 2

Значения коэффициента β

| $I_{ор}/I_{в}$ | Сток вегетационного периода | | | Сток зимне-весеннего периода | | Сток дождевых паводков | | | |
|----------------|-----------------------------|------|------|------------------------------|---------|------------------------|------|------|------|
| | Обеспеченность, % | | | | | | | | |
| | 50 | 75 | 95 | 50 | 75 и 95 | ≤1 | 5 | 10 | 25 |
| 0,05 | 1,05 | 1,15 | 1,20 | 1,01 | 1,08 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| 0,10 | 1,10 | 1,25 | 1,40 | 1,02 | 1,15 | 1,00 | 1,00 | 1,05 | 1,10 |
| 0,20 | 1,20 | 1,50 | 1,80 | 1,05 | 1,30 | 1,00 | 1,05 | 1,10 | 1,15 |
| 0,30 | 1,30 | 1,75 | 2,20 | 1,08 | 1,45 | 1,00 | 1,07 | 1,17 | 1,28 |
| 0,40 | 1,40 | 2,00 | 2,60 | 1,10 | 1,60 | 1,00 | 1,10 | 1,25 | 1,40 |
| 0,50 | 1,50 | 2,20 | 3,00 | 1,12 | 1,75 | 1,00 | 1,12 | 1,33 | 1,55 |
| 0,60 | 1,60 | 2,50 | 3,40 | 1,15 | 1,90 | 1,00 | 1,25 | 1,40 | 1,70 |
| 0,80 | 1,80 | 3,00 | 4,20 | 1,20 | 2,20 | 1,00 | 1,40 | 1,60 | 2,00 |
| 1,00 | 2,00 | 3,50 | 5,00 | 1,25 | 2,50 | 1,00 | 1,50 | 1,80 | 2,40 |

Примечание. $I_{ор}$ — средний уклон орошаемых участков.

Предлагаемая методика оценки изменений стока дождевых паводков может быть применена для рек с площадью водосбора до 200 км², стока вегетационного периода — до 1000 км², суммарного зимне-весеннего стока — для всех малых рек Молдавии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бефани Н. Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 180 с.
2. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 532 с.
3. Олексич В. Н., Скрипчинская Л. В. Особенности водного режима многолетних насаждений при капельном орошении. — Экспресс-информация, Кишинев, 1982. — 18 с.

И. Б. Лисовский (ЛГМИ)

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ПОЧВЫ ПРИ БЛИЗКИХ К ОПТИМАЛЬНЫМ УСЛОВИЯМ УВЛАЖНЕНИЯ

Исследованиями теплового баланса земной поверхности занимались многие ученые: А. И. Воейков, А. А. Григорьев, М. И. Будыко, Л. И. Зубенок и др. Результаты их работ показали, что процессы перераспределения энергии у поверхности земли сложны, их влияние на биофизические процессы неоднородно и требует разработки специальных методик расчета. Успешное развитие исследований во многом зависит от исходных данных, в частности от значений самих составляющих теплового баланса.

Целью исследований автора являлась разработка методики определения составляющих теплового баланса сельскохозяйственных полей по данным наблюдений стандартной сети метеостанций. Решение этого вопроса особенно важно для правильного выбора поливного режима орошаемых массивов, обеспечивающего оптимальные условия увлажнения почвы, при отсутствии данных непосредственных наблюдений за составляющими теплового баланса.

В основе любых теплобалансовых расчетов лежит уравнение теплового баланса, которое в наиболее общем виде можно записать так:

$$R = LE + P + Q, \quad (1)$$

где R — радиационный баланс, LE — затраты тепла на испарение; P — турбулентный теплообмен; Q — теплоток в почву.

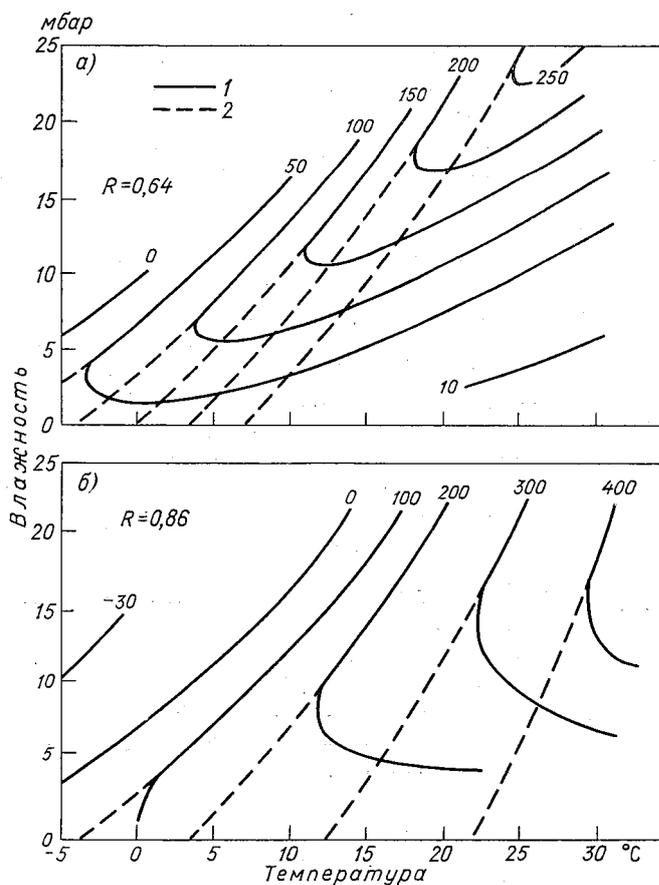
Наиболее надежно составляющие уравнения (1) определяются экспериментально. Но к настоящему времени их инструментальное определение не получило на практике широкого распространения в силу значительного разнообразия форм подстилающей поверхности и необходимости крупных капиталовложений в организацию наблюдений.

Практическое использование строгих теоретических схем затруднено сложностью рассматриваемых процессов, невозможностью точного задания граничных и начальных условий и необходимостью привлечения больших массивов эмпирических параметров по конкретным регионам. Следствием этого явилась разработка ряда полуэмпирических методик, базирующихся на данных наблюдений стандартной сети метеостанций. Одной из таких методик является модификация метода турбулентной диффузии [3].

Автор поставил перед собой задачу, уточнить предложенные в [3] зависимости составляющих теплового баланса от исправленных на инерционность значений температуры и влажности воздуха, а также проверить их правомерность согласно уравнению (1). Задача решалась параллельно двумя способами:

1) ручным построением искомым зависимостей составляющих теплового баланса от температуры и влажности воздуха в виде двухпараметрических графических регрессий;

2) путем расчета на ЭВМ однопараметрических зависимостей составляющих уравнения (1) от тех же аргументов со сглаживанием эмпирических данных кубическим сплайном [4].



Зависимость затрат тепла на испарение (а) и радиационного баланса (б) от температуры и влажности воздуха с поправкой на инерционность.

1 — по фактическим данным, 2 — по экстраполяции.

Параллельное независимое применение обоих способов способствовало исключению вероятности серьезных ошибок. Применение второго способа на базе тех же исходных данных позволило несколько уточнить полученные первым способом связи.

Общий фонд данных при анализе каждой из составляющих теплового баланса составил около 550 случаев. Анализировались

среднедекадные значения всех используемых параметров за период вегетации растений. Расчетные графики приведены на рисунке. После построения зависимостей была произведена проверка сходимости уравнения (1) в каждой точке, характеризующейся определенным сочетанием температуры (T) и влажности (e) воздуха во всем диапазоне их изменений. В диапазоне $T = 0 \div 25^\circ\text{C}$, $e = 5 \div 25$ мбар относительные ошибки не превысили 15—20 % теплотока на испарение, что можно признать удовлетворительным. Лишь при $T > 25^\circ\text{C}$ и $e < 5$ мбар ошибки достигали 50—70 %, что связано в первую очередь с ограниченным количеством экспериментальных данных в этой области. Верхние ветви графиков соответствуют наибольшему увлажнению воздуха, нижние — наименьшему. Так как изменение влажности воздуха в приземном слое при движении воздушной массы над орошаемым массивом происходит в основном за счет испарения почвенной влаги, то существует прямая связь между влажностью почвы и воздуха. Максимальным значениям влажности воздуха соответствуют максимальные значения увлажнения почвы.

Вышесказанное позволяет предположить, что при отсутствии лимита на воду в почве составляющие теплового баланса примут значения, которые могут быть определены по графикам в результате экстраполяции верхних ветвей полученных зависимостей в зону низких влажностей. Такая экстраполяция была произведена для всех составляющих теплового баланса. В качестве примера на рис. 1 показана экстраполяция значений радиационного баланса и затрат тепла на испарение. Значения испарения, получаемые в результате экстраполяции зависимости $LE = f(T', e')$ в зону низких влажностей, являются максимально возможными при данных метеоусловиях.

Относительные ошибки определения составляющих уравнения (1) по предложенным зависимостям в реальном диапазоне изменения температуры и влажности воздуха не превосходят 10—20 % их фактических значений, что можно признать удовлетворительным для практических расчетов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л.: Гидрометеоздат, 1956.— 254 с.
2. Константинов А. Р., Гойса Н. И. Методика расчета радиационного баланса и эффективного излучения по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях.— Тр. УкрНИГМИ, 1963, вып. 35, с. 62—72.
3. Константинов А. Р. Испарение в природе.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 562 с.
4. Константинов А. Р., Химин Н. М. Сглаживание эмпирических гидрометеорологических связей кубическим сплайном.— Метеорология и гидрология, 1980, № 7, с. 61—67.

М. Ю. Скворцов (ЛГМИ)

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ПОТЕРЬ ВОДЫ НА ИНФИЛЬТРАЦИЮ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВЕСЕННЕГО ПАВОДКА

При прогнозах стока в период весеннего половодья важное значение имеет расчет потерь талых вод на инфильтрацию. Изучение теплового взаимодействия в системе талая вода — мерзлый грунт было начато В. Д. Комаровым [4, 5]. Дальнейшее развитие эти исследования получили в лаборатории гидрофизики ГГИ, где они проводились под руководством В. В. Романова [2, 9, 10]. Достаточно полное представление об уровне современных достижений в этой области дает монография И. Л. Калюжного и К. К. Павловой [3].

В настоящей работе задача об инфильтрации рассматривается с позиций математической физики, а для ее решения используется метод математического моделирования. Обратимся вначале к качественному анализу процессов, протекающих при инфильтрации. В период зимних оттепелей или весеннего снеготаяния талая вода проникает в мерзлую почву и, замерзая, нагревает ее. Замерзание сопровождается понижением водопроницаемости почвы, причем возможно возникновение водонепроницаемого слоя.

Для того чтобы установить, насколько конкретные условия благоприятны для образования водоупора, будем исходить из следующего. Пусть на поверхность почвы поступает некоторое количество воды. При полном ее замерзании может выделиться тепло

$$J = (1,15m_1 + m_2)L_3,$$

где m_1 — масса стаявшего снега; m_2 — масса жидких осадков; L_3 — удельная теплота замерзания воды; водоотдача из снега учитывается с помощью числового коэффициента при m_1 [1]. Если все это тепло пойдет на нагревание почвы, то можно предположить, что в ней появится слой, температура которого близка к 0°C . Толщина такого слоя определяется количеством выделившегося тепла J , начальной температурой ϑ_0 и объемной теплоемкостью c почвы:

$$h(t) = CJt / (|\vartheta_0|c),$$

где C — эмпирическая константа; t — время.

Пока нам не известно, сможет ли вся талая вода проникнуть в почву и, следовательно, возможно ли образование талого слоя толщиной $h(t)$. На самом деле может возникнуть запирающий слой, т. е. все поры могут полностью заполниться льдом еще до того, как почва нагреется до 0°C . Глубина $h(t)$, на которую в действительности сможет просочиться талая вода, замерзнув

и заполнив все свободные поры, зависит от количества воды M и свободной пористости $\Pi_{\text{св}}$:

$$\tilde{h}(t) = Mt / \Pi_{\text{св}} \rho_{\text{л}},$$

где

$$\Pi_{\text{св}} = \Pi - \gamma (\omega_{\text{в}} / \rho_{\text{в}} + \omega_{\text{л}} / \rho_{\text{л}}),$$

Π и γ — соответственно пористость и средняя плотность почвы, $\rho_{\text{л}}$ и $\rho_{\text{в}}$ — плотность льда и воды соответственно; $\omega_{\text{в}}$ и $\omega_{\text{л}}$ — количество жидкой воды и льда в почве.

Из всего вышесказанного следует, что вопрос о возникновении водоупора должен решаться путем сопоставления значений $h(t)$ и $\tilde{h}(t)$. При $\tilde{h}(t) \leq h(t)$ водоупор образуется, т. е. для заполнения имеющихся свободных пор требуется меньшее количество воды по сравнению с тем, которое необходимо для нагревания почвы до 0°C .

Исходя из указанного неравенства можно получить критерий для оценки возможности возникновения водоупора:

$$C (\Pi_{\text{св}} L_{\text{з}} \rho_{\text{л}}) / (|\theta_0| c) \leq 1. \quad (1)$$

Выражение (1) по существу представляет собой альтернативный прогноз. С его помощью можно констатировать факт и установить срок образования водоупора.

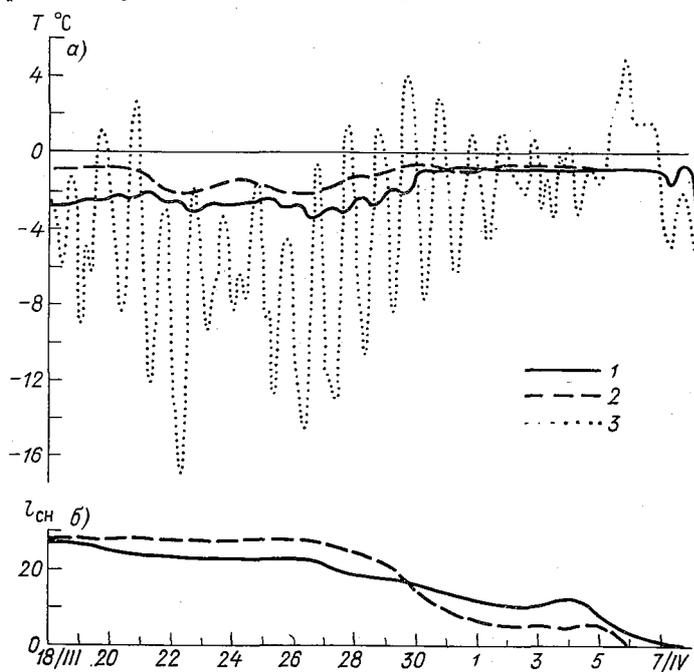
Следует отметить, что водоупор не обязательно возникает только в начале снеготаяния и вблизи поверхности почвы. Он может образоваться в последующий период, когда талые воды достигнут некоторой глубины, где условия будут благоприятствовать возникновению льдонасыщенного слоя. Если же в почве нет достаточного запаса холода или почва очень пористая и влажность ее мала, то запирающий слой может вообще не образоваться и талая вода, пройдя мерзлую почву, начнет свободно просачиваться дальше вглубь. Образование водоупора вблизи поверхности почвы, как правило, сопровождается образованием ледяной корки, которая препятствует просачиванию талых вод. Таким образом, при наличии водоупора потери на инфильтрацию воды в почву могут быть определены по наличию свободных пор в период, предшествующий началу снеготаяния. В случае же отсутствия водоупора потери на инфильтрацию равны сумме влагозапасов в снеге и жидких осадков, выпавших в период таяния.

Для того чтобы проследить динамику возникновения в мерзлой почве льдонасыщенного слоя и его дальнейшую эволюцию, связанную с интенсивностью снеготаяния и термическим режимом почвы, необходимо решать замкнутую систему уравнений гидротермодинамики. Предварительно следует отметить, что модель, схема которой приводится ниже, в полной мере справедлива лишь для условий ровной, сравнительно однородной подстилающей поверхности, лишенной древесной растительности.

В основе метода расчета снеготаяния лежит уравнение теплового баланса, записанное для условий тающего снега:

$$I = R + P + LE,$$

где I — количество тепла, затрачиваемого на таяние; R — радиационный баланс; P — турбулентный поток тепла; E — поток водяного пара; L — удельная теплота парообразования. При расчетах



Пример расчета, выполненного по данным метеостанции Колтуши (март—апрель 1969 г.).

а — временной ход температуры поверхности почвы (1 — данные наблюдений, 2 — расчет) и температуры воздуха (3); б — изменение толщины снега (1 — данные наблюдений, 2 — расчет).

главная трудность заключается в определении турбулентных потоков. Для решения этой задачи используется методика [7], в основе которой лежит теория строения приземного слоя атмосферы Мони́на—Обухова [6] и результаты натуральных экспериментов [11]. Для расчета профиля температуры почвы $\phi(z, t)$ в зимне-весенний период используется модель, предложенная в работе [8].

Глубину проникновения талых вод в мерзлую почву будем определять по формуле

$$h(t) = h_0 + v_{\phi} \Delta t,$$

где h_0 — начальная глубина; v_{ϕ} — скорость инфильтрации; Δt — период времени.

Скорость инфильтрации v_f определяется из условия баланса тепла на нижней границе зоны инфильтрации:

$$J = -\lambda_m \partial\theta/\partial z |_{z=h(t)+0},$$

где λ_m — коэффициент теплопроводности мерзлой почвы. Значение v_f рассчитывается методом итераций таким образом, чтобы левая и правая части уравнения баланса совпадали. На каждом расчетном шаге производится сравнение значений h и \tilde{h} , и на основе этого делается заключение о возможности возникновения водоупора.

На рисунке приведен пример расчета, выполненного по данным метеостанции Колтуши за март—апрель 1969 г. Рассматривался случай весеннего снеготаяния. Расчет производился до полного исчезновения снега. Образование водоупора не наблюдалось и в процессе расчета получено не было. Потери на инфильтрацию за весь период составили 111 кг/м².

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аполлов В. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 419 с.
2. Исследование тепловых свойств почв бассейна р. Дона для оценки потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву/Е. Ф. Голицина, И. Л. Калюжный, К. К. Павлова, В. В. Романов.— Труды ГГИ, 1972, вып. 177, с. 3—21.
3. Калюжный И. Л., Павлова К. К. Формирование потерь талого стока.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 160 с.
4. Комаров В. Д. Исследование водопроницаемости мерзлой почвы.— Метеорология и гидрология, 1957, № 2, с. 10—18.
5. Комаров В. Д. О водопроницаемости мерзлого песка.— В кн.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. Сб. 3. М., 1957, с. 59—65.
6. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 1.— М.: Наука, 1965.— 639 с.
7. Палагин Э. Г. Расчет аккумуляции талой воды почвой.— Метеорология и гидрология, 1979, № 1, с. 97—104.
8. Палагин Э. Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 191 с.
9. Романов В. В., Павлова К. К., Калюжный И. Л. О потерях талых вод на инфильтрацию в подзолистые почвы и черноземы.— Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 106—122.
10. Теплофизический метод расчета потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву/И. Л. Калюжный, И. С. Морозова, К. К. Павлова, В. В. Романов.— Метеорология и гидрология, 1972, № 7, с. 76—82.
11. Businger I. A. e. a. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer.— J. Atm. Sci., 1971, vol. 28, N 2, p. 181—189.

Г. И. Болотников (ГГИ)

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЗАТОРОВ ЛЬДА

В натуральных условиях чрезвычайно сложно выполнить необходимые для количественной оценки заторов инструментальные измерения, поэтому особенно актуальными становятся лаборатор-

ные исследования заторов льда. В связи с этим нами предпринята попытка моделирования заторных явлений в большом гидравлическом лотке русловой лаборатории ГГИ с целью изучения механизма образования и разрушения заторов льда и его зависимости от гидравлических параметров потока, размеров и прочности отдельных льдин.

Дополнительное сопротивление потоку воды, возникающее при образовании в русле реки заторных скоплений, состоит из сопротивления трения, представляющего собой сумму касательных напряжений на нижней поверхности затора льда, и из сопротивления давления, равного интегралу нормальных сил. Сопротивление трения характеризуется коэффициентом трения λ_t на границе потока со льдом. Сопротивление давления зависит от толщины затора и ее распределения по длине реки. Сумма этих сопротивлений составляет общее сопротивление затора льда.

Безразмерный коэффициент сопротивления λ_3 характеризует гидравлическое сопротивление затора льда. Если затор однороден по толщине, то общее сопротивление состоит из сопротивления трения и лобового сопротивления кромки затора. При длине затора более $(3-4)B$ (B — ширина реки) давление на кромку не превышает 10 % гидравлического усилия со стороны потока воды. Сопротивление затора в этом случае характеризуется коэффициентом сопротивления трения на границе потока со льдом ($\lambda_3 = \lambda_t$). Для заторов, неоднородных по толщине, сопротивление определяется суммой сопротивления трения и сопротивления формы:

$$\lambda_3 = \lambda_t + \lambda_{\phi}. \quad (1)$$

Экспериментальные исследования проводились в стеклянном гидравлическом лотке длиной 50 м, шириной 1 м и высотой 1 м. Затор формировался внутри свободно подвешенной конструкции, представляющей собой алюминиевую раму длиной 4,5 м, с трех сторон обтянутую проволочной решеткой и погруженную на половину глубины потока. Расстояние между решеткой и стенками лотка равнялось 1—2 мм, что позволяло исключить влияние касательных напряжений на боковые поверхности затора. Верхний по течению конец рамы капроновой тягой соединялся с динамометром, по которому определялось гидравлическое усилие со стороны потока воды на различных стадиях развития затора льда. Коэффициент гидравлического сопротивления модели затора определялся по формуле

$$\lambda_3 = 2P / (\rho v_{п.з}^2 F), \quad (2)$$

где P — сила тяги; ρ — плотность воды, $v_{п.з}$ — средняя скорость потока под затором; F — площадь поверхности затора.

При проведении лабораторных исследований были использованы два способа моделирования заторов льда. При первом способе устанавливался заданный расход воды и в верхний по течению конец лотка постепенно вводилось известное количество

материала — заменителя льда, которое аккумулировалось внутри подвешенной рамы, имитируя затор льда. При втором способе внутри рамы и выше по течению формировалось однослойное поле льдин, затем расход увеличивался до начала торошения и образования затора льда.

В первом случае моделировался затор подныривания: льдины, подходя к верхней кромке затора, подныривали под нее, переносились вниз по течению, скользя и сальтируя, и задерживались у препятствия в головной части затора. Толщина головной части при этом значительно превышала среднюю по длине потока толщину затора. Во втором случае образовывался однородный по толщине затор льда. Таким образом, были выделены два типа заторов льда, различных по механизму образования, — заторы подныривания и заторы торошения.

В связи с тем что теория моделирования заторов не разработана до настоящего времени, нашей задачей являлось изучение качественной картины явления и определение некоторых количественных характеристик отдельных стадий заторообразования. В качестве основного критерия подобия модели и природы по гидравлике потока использовалось число Фруда:

$$Fr = v_0 / \sqrt{gH}, \quad (3)$$

где v_0 — скорость потока на беззаторном участке; H — глубина потока; g — ускорение свободного падения. В ходе опытов число Фруда изменялось от 0,02 до 0,20.

При выборе материалов-заменителей льда необходимо удовлетворить следующему условию:

$$\rho / \rho_{\text{л}} = \text{idem}, \quad (4)$$

т. е. плотность материала-заменителя льда ρ должна быть близка к плотности льда $\rho_{\text{л}}$.

В качестве заменителей льдин в ходе экспериментов использовались:

1) древесно-стружечные плитки размером $20 \times 20 \times 1,5$ см, $\rho = 900$ кг/м³;

2) полиэтиленовые пластинки размером $20 \times 20 \times 0,6$; $10 \times 10 \times 0,6$; $5 \times 5 \times 0,6$ см, $\rho = 910$ кг/м³;

3) пластинки из мипора (разновидность полистиролов) размером $10 \times 10 \times 1$ см, при насыщении водой $\rho = 820 - 920$ кг/м³.

Контрольная серия опытов проводилась с натуральным льдом, $\rho = 920$ кг/м³; размеры льдин $20 \times 20 \times 2$ см.

В каждой серии опытов измерялись расход воды, глубина потока, размеры затора и по динамометру фиксировалось гидродинамическое усилие со стороны потока воды.

При моделировании заторов подныривания было произведено 9 серий опытов с полиэтиленовыми моделями льдин и определены граничные значения числа Фруда, при которых происходит образование заторов. При $Fr < 0,04$ льдины останавливались перед

преградой, образуя однослойное скопление, а при $Fg \geq 0,18$ льдины всех размеров проносились под преградой, не образуя затора. На первом этапе образования затора подныривания происходило формирование его головной части; при этом резко увеличивалось сопротивление потоку воды и дальнейшее продвижение верхней кромки затора происходило по подпорному бьефу. В результате лабораторного изучения заторов подныривания установлено, что сопротивление формы в значительной степени определяет общее сопротивление заторов льда. Коэффициент сопротивления для заторов этого типа колеблется от 0,17 до 0,27.

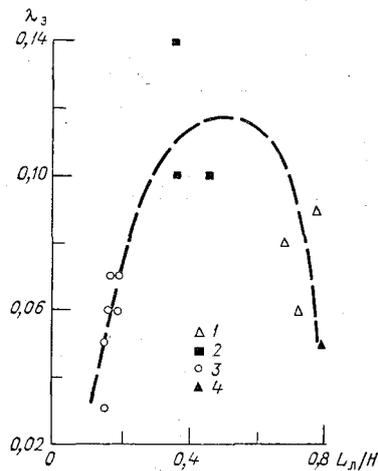
После образования затора исследовалось его переформирование и разрушение под воздействием волн попусков. Для этого в верхнем бьефе затора по ступенчатому графику увеличивался расход воды. После каждого увеличения расхода затор фотографировался и через каждые 10 см измерялась толщина заторных скоплений. Опыт продолжался до полного разрушения затора льда. При равномерном увеличении расхода воды после достижения критических значений скорости потока происходил срыв кромки, льдины переносились в головную часть затора, толщина ее увеличивалась и соответственно возрастала скорость потока под затором. Критическое значение числа Фруда, при котором происходила потеря устойчивости заторных скоплений и наблюдался прорыв затора, зависело от размеров льдин и характера их укладки в теле затора. При отношении толщины льдины $h_{л}$ к ее длине $L_{л}$, равном 0,12, прорыв затора происходил при $Fg_{кр} \geq 0,10$; при $h_{л}/L_{л} = 0,06$ $Fg_{кр} \geq 0,15$; при $h_{л}/L_{л} = 0,03$ $Fg_{кр} \geq 0,18$.

Устойчивость заторов торошения определяется гидродинамической нагрузкой со стороны потока воды и физико-механическими характеристиками заторных масс. Соответственно толщина льда модели зависит от параметров потока, коэффициентов внутреннего трения и бокового распора материалов-заменителей льда. Механические характеристики битого льда в натуральных условиях изучены недостаточно, и мы не можем удовлетворить необходимым критериям подобия, но качественная картина явления на модели близка к наблюдавшейся при натуральных исследованиях.

Приведем описание опыта по моделированию процесса формирования затора торошения и его разрушения под воздействием волн попусков. При следующих начальных условиях: $Q_0 = 21,5$ л/с, $V_0 = 0,08$ м/с, $Fg_0 = 0,045$ внутри рамы образовалось скопление полиэтиленовых «льдин» толщиной $(2-3)h_{л}$ и длиной 6,5 м. Затем расход был увеличен до 35 л/с ($v = 0,14$ м/с, $Fg = 0,092$), и началось переформирование затора, сопровождавшееся резкими колебаниями уровня воды. Толщина хвостовой части затора в результате торошения, подсосов и подныривания льдин увеличилась, а его длина уменьшилась до 4,5 м. На расстоянии 1,5 м от верхней кромки затора образовалась подводная гряда торосов, которая постепенно смещалась вниз по течению; на поверхности затора при этом наблюдалась характерная для натуральных условий клинообразная зона торошения льдин. Затем была

отмечена подвижка всего затора, его длина сократилась до 3 м, и при очередной подвижке произошел прорыв затора.

При исследовании заторов торошения было выполнено 14 серий опытов. В ходе опытов гидравлическое сопротивление для заторов торошения, образовавшихся из полиэтиленовых «льдин», изменялось от 0,05 до 0,14 в зависимости от размеров льдин (см. рисунок). Наибольшие значения λ_z наблюдались $L/H=0,3 \div 0,5$. При дальнейшем увеличении относительных размеров льдин сопротивление потоку уменьшалось, что объясняется характером их



Зависимость коэффициентов гидравлического сопротивления заторов льда от относительных размеров льдин.

Полиэтиленовые льдины: 1 — $20 \times 20 \times 0,6$ см, 2 — $10 \times 10 \times 0,6$ см, 3 — $5 \times 5 \times 0,6$ см; 4 — лед ($20 \times 20 \times 2$ см).

с плотностью, близкой к 920 кг/м^3 . Коэффициент сопротивления для однослойного поля льдин размером $20 \times 20 \times 2$ см по данным измерений равнялся 0,02. Для заторов толщиной $(3 \div 4) h_{л}$ $\lambda_z = 0,05$. Полученные значения λ_z хорошо согласуются с известными результатами исследований, проведенных А. М. Латышенковым [1] и Татинкляуксом [3]. А. М. Латышенковым для однослойного поля льдин получено $\lambda_z = 0,02 \div 0,03$. В работе [3] приводятся данные лабораторных измерений λ_z для заторов из коротких льдин ($h_{л}/L < 0,1$). Коэффициенты сопротивления трения изменяются от 0,03 до 0,06 и зависят от соотношения толщины затора и глубины потока под ним. Влияние на значение λ_z плановых размеров и прочности льдин в известных нам работах не исследовалось.

Таким образом, в результате исследований выявлена качественная картина образования и разрушения моделей заторов льда, формирующихся при подныривании и торошении льдин, и опре-

укладки в теле затора. Льдины больших размеров ($L/H > 0,6$) располагались под меньшим углом к водной поверхности, что вызывало уменьшение выступов шероховатости и снижение коэффициента сопротивления.

Сравнительно небольшое значение λ_z , равное 0,045, для моделей заторов из мипоровых пластинок объясняется низкой прочностью этого материала: в процессе образования затора пластинки ломались, что приводило к сглаживанию нижней поверхности затора. Полученное значение $\lambda_z = 0,045$ можно отнести к осенне-зимним заторам, формирующимся из малопрочного шугового льда.

В экспериментах с натуральным льдом процесс заторообразования практически не отличался от наблюдаемого при использовании заменителей льда

делены критические значения числа Фруда для различных стадий развития процесса. Коэффициенты гидравлического сопротивления заторов льда представлены в зависимости от относительных размеров льдин в заторе, что открывает возможность их проверки в натуральных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Латышенков А. М. Исследование ледозащитных запаней.— Гидротехническое строительство, 1946, № 4, с. 13—19.
2. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя.— М.: Наука, 1974.— 704 с.
3. Tatinclaux J. C., Lee C. Z., Kennedy J. F. A laboratory investigation of mechanics and hydraulics of river ice jams.— IHR (Iowa, USA), 1976, Rep. 186, p. 97.

ОХРАНА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОД

С. А. Кондратьев (ГГИ)

О ПОСТРОЕНИИ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ БАССЕЙНОВ МАЛЫХ РЕК

В последние годы все большее внимание специалистов и широкой научной общественности привлекает проблема охраны малых рек. Объясняется это народнохозяйственной и экологической значимостью малых рек, являющихся одним из важнейших элементов географической среды, а также не всегда благополучным положением в хозяйственном использовании и охране их водных ресурсов, сложившимся в ряде индустриально развитых районов и в зонах интенсивного сельскохозяйственного производства. Совет Министров СССР принял Постановление, которым обязал планирующие органы, министерства и ведомства бережно относиться к хозяйственному использованию водных ресурсов малых рек, осуществлять мероприятия по их охране от истощения и загрязнения.

Рациональное использование водных ресурсов требует от гидрологов умения правильно оценивать последствия строительства в бассейнах рек промышленных предприятий-водопользователей, крупных сельскохозяйственных комплексов, проведения агролесомелиоративных работ и т. д. Однако при преобладающем сегодня эмпирическом подходе к изучению процессов формирования стока и качества воды оценка последствий хозяйственной деятельности может быть проведена в лучшем случае лишь после получения длительных рядов наблюдений, а, как показывает практика, на это требуются десятки лет.

Существенный прогресс в решении проблемы малых рек может быть достигнут с помощью математических моделей речных бассейнов (МРБ) [10], основанных на физических концепциях о процессах формирования стока и качества воды, позволяющих учитывать пространственно-временную изменчивость стокообразующих элементов и особенности ландшафта водосбора, а также ориентированных на ЭВМ определенного класса. Проводимое с помощью МРБ имитационное моделирование способствует значительному сокращению сроков получения практических рекомен-

даций по оценке последствий различных видов хозяйственной деятельности на водосборах малых рек.

В настоящей работе сделана попытка систематизировать проводимые в ГГИ исследования, связанные с разработкой математических моделей формирования дождевых паводков и изменения качества воды под воздействием неточечных источников загрязнения, а также сформулировать основные принципы построения МРБ малых рек с использованием упомянутых моделей.

Методической основой построения МРБ является системный подход [5], который предполагает рассмотрение функционирования всей системы как единого целого с учетом деятельности отдельных ее элементов. Использование системного подхода при решении практических задач может проводиться в двух направлениях:

- исследование системы путем декомпозиции, т. е. выделения подсистем, изучения и описания взаимосвязей и функционирования этих подсистем;
- изучение всей системы в целом с выявлением ее специфических (эмерджентных) свойств.

В гидрологической практике последний подход используется Н. С. Знаменской [6] при разработке методов расчетов и прогнозов гидрографов талого и дождевого стока в замыкающих створах речных бассейнов. Однако для целого ряда задач, требующих учета пространственной изменчивости стокообразующих процессов, необходимо применять принцип декомпозиции и оценивать работу системы через работу выделенных подсистем. Так, в задаче построения МРБ принцип декомпозиции реализуется при делении речного бассейна на частные водосборы и при составлении модели формирования стока и качества воды из ряда подмоделей.

В течение последних лет в ГГИ разрабатывается комплекс подмоделей, предназначенных для дальнейшего использования при построении МРБ малых рек. Подмодели объединены в группы «дождевой сток» и «качество воды» (см. рисунок). Подмодели группы «дождевой сток» могут самостоятельно использоваться в МРБ, ориентированных на решение задач, связанных с оценкой влияния хозяйственной деятельности и эффективности водоохраных мероприятий на формирование дождевого стока малых рек. Кроме того, эти подмодели служат основой для подмоделей группы «качество воды».

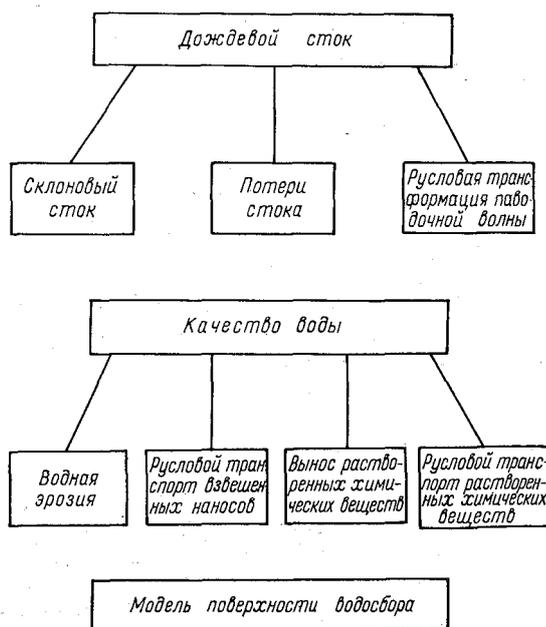
Процесс формирования склонового стока описывается следующим уравнением [1, 3, 11]:

$$m\partial h/\partial t + \partial (ah^b)/\partial x = R_{эф}, \quad (1)$$

где m — пористость грунта; h — глубина (мощность) потока; t — временная координата; a и b — параметры, зависящие от условий стекания; x — пространственная координата, отсчитываемая от водораздела; $R_{эф}$ — интенсивность эффективной водоподачи. При $m=1$, $a=\sqrt{i/n}$, $b=5/3$, где i — уклон, n — коэффициент шерохо-

ватости Маннинга, уравнение (1) представляет собой уравнение кинематической волны и описывает поверхностное стекание. При $0 < m < 1$, $a = k_{\text{ф}} i$, $b = 1$, где $k_{\text{ф}}$ — коэффициент фильтрации, уравнение (1) является линейным вариантом уравнения Буссинеска и описывает стекание в однородном пористом грунте по направлению уклона.

Потери стока при формировании дождевых паводков определяются прежде всего впитыванием выпавших осадков в толщу



Подмодели, предназначенные для построения моделей бассейнов малых рек.

почвогрунтов. Для моделирования динамики влагопереноса в зоне аэрации можно использовать уравнение влагопроводности [9, 11, 12]

$$\partial W / \partial t = \partial [D(W) \partial W / \partial z - K(W)] / \partial z, \quad (2)$$

где W — объемная влажность; D — коэффициент диффузии влаги; K — гидравлическая проводимость; z — вертикальная координата.

Расчет трансформации паводочной волны в русле реки производится по уравнению кинематической волны, описывающему течение в прямолинейном канале [4, 9, 11]:

$$\partial \omega / \partial t + \partial [\sqrt{i_p} \omega^{5/3} / (n P_{\text{см}}^{2/3})] / \partial y = q, \quad (3)$$

где ω — площадь живого сечения русла; i_p — уклон русла; $P_{\text{см}}$ — смоченный периметр; y — пространственная координата, отсчи-

тываемая от начала расчетного участка русла; q — боковой приток на единицу длины русла.

За основу подмодели, описывающей водную эрозию на склонах, принято уравнение [16, 17]

$$\partial (sh)/\partial t + \partial (sah^b)/\partial x + \partial \xi/\partial t = 0, \quad (4)$$

где s — объемная концентрация наносов; ξ — отметка подстилающей поверхности. Значения h определяются в результате решения уравнения кинематической волны (1).

Транспорт взвешенных наносов в русле описывается уравнением

$$\partial (s\omega)/\partial t + \partial [s \sqrt{i_p} \omega^{5/3} / (nP_{cm}^{2/3})] / \partial y + P_{cm} \partial \xi / \partial t = q_n, \quad (5)$$

где q_n — боковой приток наносов на единицу длины русла реки. Значения ω определяются в результате решения уравнения (3).

Для моделирования выноса загрязняющих химических веществ в поверхности водосбора можно использовать уравнение

$$\partial (ch)/\partial t + \partial (cah^b)/\partial x = F + N, \quad (6)$$

где c — весовая концентрация растворенного химического вещества; F — функция, описывающая поступление вещества в поток; N — функция, описывающая неконсервативность примеси.

Транспорт растворенных химических веществ в русле описывается уравнением

$$\partial (c\omega)/\partial t + \partial [c \sqrt{i_p} \omega^{5/3} / (nP_{cm}^{2/3})] / \partial y = q_c + N, \quad (7)$$

где q_c — боковой приток растворенного химического вещества на единицу длины русла.

Известные зарубежные модели ARM [14] и CREAMS [13], разработанные для оценки загрязнения водных объектов нитратными источниками, содержат большое количество эмпирических зависимостей. Калибровка этих моделей и определение их параметров для условий нашей страны связаны с необходимостью проведения обширных экспериментальных работ [2]. Поэтому в качестве основы рассмотренных выше подмоделей были выбраны уравнения гидравлики и гидродинамики, являющиеся следствием закона сохранения массы движущихся водных потоков, транспортируемых наносов и растворенных химических веществ. Такой выбор исходных уравнений служит определенной гарантией их адекватности описываемым природным процессам.

Многочисленные попытки создания универсальной модели формирования стока и качества воды, основанной на единой системе уравнений, пригодной на все случаи жизни, не увенчались успехом. Поэтому для разработки МРБ, характеризующихся проблемной и региональной ориентацией, целесообразно использовать блочный принцип построения, при котором сочетание разных подмоделей позволяет создавать МРБ, предназначенные для решения конкретных задач в различных физико-географических условиях.

В рамках отдельных подмоделей допускается изменение расчетных уравнений в соответствии с требованиями поставленной задачи и объемом исходной информации. Так, в ряде случаев для описания склонового стока можно пользоваться не самим уравнением (1), а его аналитическими решениями [11, 15]. Уравнение (2) целесообразно применять в тех случаях, когда важно рассчитать взаимодействие поверхностного стока с внутрпочвенным и динамику влагопереноса в зоне аэрации. Если же сток формируется только за счет поверхностной составляющей, то интерес представляет прежде всего интенсивность впитывания с поверхности, которая может быть рассчитана по более простой модели Грина и Эмпта [12].

Четко выраженная зависимость гидрологического режима и качества воды малых рек от характеристик водосбора привела к необходимости введения в МРБ блока «модель поверхности водосбора», содержащего формализованное описание пространственного распределения таких ландшафтных характеристик, как лесистость, заболоченность, уклон и экспозиция склонов, тип почв, слагающих водосбор, и т. д. Схематизация поверхности речного бассейна и его разделение на частные водосборы производится с учетом круга задач, для решения которых предполагается использовать МРБ, а также следующих основных факторов:

— строения водосбора (конфигурация русловой сети, условия формирования бокового притока в русло);

— размещения пунктов наблюдений и особенности измерительной сети.

При этом речной бассейн представляется в виде совокупности элементов, определяющих всю МРБ в виде модели с распределенными параметрами.

На первом этапе исследований основное внимание уделялось разработке и апробации стоковых подмоделей. В качестве объектов апробации использовались водонепроницаемая площадка (Валдайский филиал ГГИ); стоковые площадки Института озера-ведения АН СССР (Краснодарский край) и агроводнобалансового полигона (Валдайский филиал ГГИ), лога Змеиный (Западно-Туркменская воднобалансовая станция Бекибент) и Таежный (Валдайский филиал ГГИ). На этих объектах опробованы все стоковые подмодели [7, 11]. Проведенные расчеты подтвердили их адекватность реальным процессам стокообразования на малых водосборах.

Апробация подмоделей, описывающих сток и водную эрозию, проводилась по материалам наблюдений за стоком и переотложением почв на орошаемых полях хлопчатника (пос. Старый Икан, Южный Казахстан). Получено достаточно хорошее совпадение рассчитанных и измеренных значений объемов стока и массы смытой почвы. Показано также, что подмодель, описывающая водную эрозию, позволяет рассчитывать зоны смыва и аккумуляции на орошаемом участке.

С использованием стоковых подмоделей разработана МРБ р. Поломети (площадь водосбора 432 км²) [8, 11, 15], учитывающая пространственно-временную изменчивость стокообразующих факторов, особенности ландшафта водосбора и предназначенная для решения задач, связанных с оценкой влияния лесомелиорации на формирования дождевого стока, и для создания методики оперативного прогноза дождевых паводков на основе радиолокационных данных об осадках. При калибровке и верификации модели использовались измеренные значения расходов воды в замыкающем створе для паводков, прошедших в 1955—1980 гг.

По разработанной МРБ проведена серия имитационных расчетов с целью оценки изменения гидрографов дождевых паводков после возможного проведения на водосборе р. Поломети или в его частях мелиоративных мероприятий и вырубок леса. Изменения условий формирования стока на водосборе, которые могут быть вызваны мелиорацией или вырубкой леса, выражались соответствующими изменениями параметров, после чего имитационная задача сводилась к изучению взаимосвязи входа и выхода МРБ. Результаты расчетов показали, что модель достаточно чувствительна к изменениям параметров, отражающих воздействие на сток лесомелиоративных мероприятий.

МРБ р. Поломети реализована на ЭВМ М-6000, сопряженной непосредственно с радиолокационным комплексом измерения осадков. Это дает возможность через каждые 3—5 мин получать картину пространственного распределения основных стокоформирующих процессов на водосборе. Совместное использование радиолокационной информации об осадках и прогностических данных, полученных по синоптико-гидродинамической схеме Гидрометцентра СССР, позволяет с помощью МРБ давать оперативные прогнозы дождевых паводков с заблаговременностью до 24 ч.

Освоение и апробация стоковых подмоделей и подмоделей, описывающих водную эрозию, создали необходимые условия для продолжения и успешного завершения исследований, направленных на разработку всего комплекса подмоделей, требуемых при построении МРБ малых рек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бефани А. Н. Основные положения теории стока подземных вод.— Сборник работ по гидрологии, 1959, № 1, с. 5—12.
2. Борзилов В. А., Драголюбова И. В. Физико-математическое моделирование поведения пестицидов на малом водосборе.— Труды ИЭМ, 1982, вып. 12 (98), с. 54—79.
3. Великанов М. А. Гидромеханический анализ поверхностного стока.— Журнал геофизики, 1931, № 1—2, с. 193—206.
4. Грушевский М. С. Неустановившееся движение воды в реках и каналах.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— 288 с.
5. Джефферс Дж. Введение в системный анализ. Применение в экологии.— М.: Мир, 1981.— 252 с.
6. Знаменская Н. С. Обобщенная зависимость коэффициента истощения.— Труды ГГИ, 1982, вып. 284, с. 109—120.

7. Капотова Н. И., Кондратьев С. А. Опыт применения гидродинамической модели формирования дождевого стока на лесном водосборе ВНИГЛ.— Труды ГГИ, 1983, вып. 289, с. 30—36.
8. Кондратьев С. А. и др. Опыт расчета дождевого паводка на р. Поломети по данным радиолокационных измерений осадков.— Труды ГГИ, 1983, вып. 289, с. 37—43.
9. Кучмент Л. С. Модели процессов формирования речного стока.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.— 143 с.
10. Людвиг К. Общие аспекты использования моделей речных бассейнов для прогнозирования паводочного стока.— В кн.: Междунар. симп. по специфическим аспектам гидрологических расчетов для водохозяйственного проектирования: тезисы докладов.— М., 1979, с. 10.
11. Румянцев В. А., Кондратьев С. А. Опыт разработки модели формирования дождевого стока с распределенными параметрами.— В кн.: Проблемы современной гидрологии. Л., 1983, с. 82—101.
12. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв.— Л.: Гидрометеоздат, 1973.— 427 с.
13. Creams: A field-scale model for chemicals runoff and erosion from agricultural management systems.— U. S. Depart. Agric. Cons. Res., Rep. 26, 1980, 640 p.
14. Donigain A. S., Crawford N. H. Water quality model for agricultural runoff.— In: Modeling of rivers/Ed. H. W. Shen. Wiley—Interscience Publ., 1979, p. 12.1—12.83.
15. Kondratiev S. A., Rumiantsev V. A. Planning of observations in the experimental watershed aimed at calibrating rainfall runoff formation model.— In: Int. Symp. Hydrol. Res. Basins and their Use in Water Res. Planning. Berne, Switzerland, 1982.
16. Krishnappan B. G. Unsteady, nonuniform mobile boundary flow model—MOBED.— Burlington, Ontario: Hydraulics Div., Nat. Water Res. Inst. 1981.— 107 p.
17. Li R. M. Water and sediment routing from watersheds.— In: Modeling of rivers/Ed. H. W. Shen. Wiley—Interscience Publ., 1979, p. 9.1—9.88.

Л. Н. Меерович (ГГИ)

К ВОПРОСУ МОДЕЛИРОВАНИЯ КАЧЕСТВА ВОДЫ В МЕЛКОВОДНОМ ПРОТОЧНОМ ВОДОЕМЕ

Математическое моделирование процессов, определяющих качество воды водных объектов, является в настоящее время одним из главных методов решения задач, связанных с защитой водной среды от загрязнения. В частности, такие задачи возникают при сбросе в водоемы сточных вод, содержащих загрязняющие вещества. Большинство моделей, предназначенных для оценки и прогноза качества воды водоемов, находящихся в сфере интенсивного антропогенного воздействия, основано на численном решении уравнения турбулентной диффузии. Поскольку в это уравнение входят составляющие вектора скорости течения, модель качества воды состоит обычно из модели течений и модели распространения загрязняющих веществ.

В связи с разработкой проекта защиты г. Ленинграда от наводнений [1] в последнее время особую актуальность приобрел вопрос оценки и прогноза качества воды в Невской губе. Реше-

нию этого вопроса посвящен ряд работ [5—7 и др.], созданы модели различной степени сложности — двух- трехмерные, стационарные и нестационарные. Однако существующие решения направлены на получение поля концентрации загрязняющего вещества для некоторой ситуации, характеризующейся экстремальными или средними значениями внешних параметров (например, расхода воды р. Невы, скорости и направления ветра). Несмотря на то что такие решения имеют важное значение для планирования и проведения водоохраных мероприятий, они все же не в полной мере характеризуют качество воды водоема. С одной стороны, распределение загрязняющего вещества, полученное при средних за некоторый период значениях внешних параметров, вообще

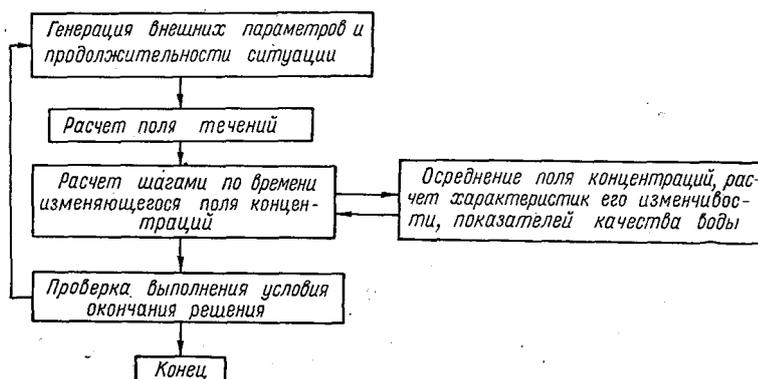


Рис. 1. Блок-схема решения задачи о качестве воды в водоеме.

говоря, не должно совпадать с распределением, полученным путем осреднения за тот же период изменяющихся во времени полей концентрации. С другой стороны, для оценки качества воды в водоеме представляют интерес не только осредненные поля, но и характеристики изменчивости концентраций загрязняющих веществ в различных частях водоема. В качестве таких характеристик могут использоваться, например, кривые обеспеченности концентрации для отдельных частей акватории. При таком подходе для характеристики качества воды водоема может быть применена система интегральных показателей качества воды и загрязненности, разработанная в ГГИ [4]. Могут быть предложены и другие показатели.

Как отмечено в монографии [3], задача о среднем за некоторый период распределении загрязняющих веществ и характеристиках изменчивости этого распределения может решаться как при помощи нестационарной модели, так и с помощью модели, основанной на решении ряда стационарных задач.

На рис. 1 представлен один из возможных вариантов блок-схемы решения задачи о качестве воды в водоеме. В этом варианте последовательно определяются поля течений при различных

гидрометеорологических ситуациях и соответствующие им изменяющиеся во времени поля концентраций загрязняющих веществ. В процессе решения идет вычисление среднего поля концентраций и характеристик его изменчивости. Генерация внешних параметров при моделировании должна осуществляться таким образом, чтобы статистические характеристики их распределения совпадали с натурными. Один из алгоритмов генерации поля ветра рассмотрен в работе [8].

В качестве иллюстрации на рис. 2 приведены два поля концентрации загрязняющего вещества в Невской губе. Одно из них

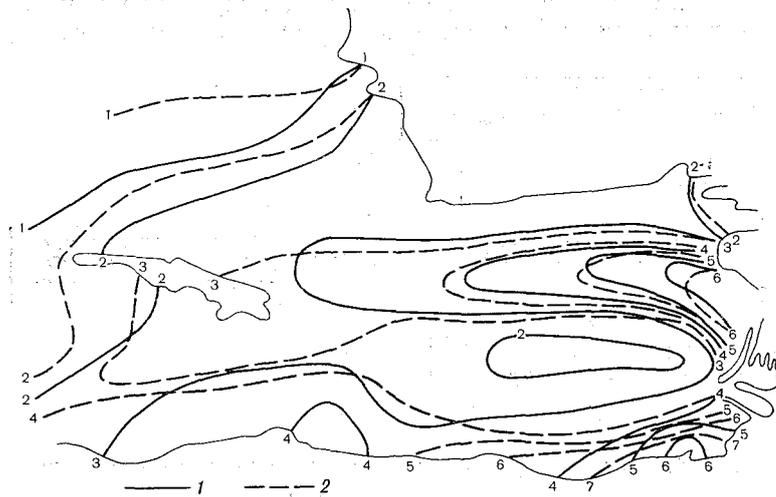


Рис. 2. Результаты расчета полей концентрации растворенного загрязняющего вещества в Невской губе.

1 — при средних значениях внешних параметров; 2 — по схеме, изображенной на рис. 1.

получено при использовании предлагаемого алгоритма (просчитано пять циклов по схеме, показанной на рис. 1), другое рассчитано при средних за тот же период времени значениях внешних параметров. Использовалась стационарная модель течений, основанная на численном решении уравнения для функции полных потоков [2, 7, 9] и нестационарная модель турбулентной диффузии, разработанная А. В. Караушевым. Уравнение для функции полных потоков ψ , положенное в основу модели течений, имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{H^3} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{H^3} \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = \frac{1}{2A} \text{rot}_z \frac{\mathbf{T}}{H}, \quad (1)$$

где x, y — координаты в декартовой системе; H — глубина водоема; A — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости; \mathbf{T} — вектор тангенциального напряжения ветра.

В основе модели Караушева лежит уравнение турбулентной диффузии в виде

$$\partial s / \partial t + u \partial s / \partial x + v \partial s / \partial y = D (\partial^2 s / \partial x^2 + \partial^2 s / \partial y^2) + F + N. \quad (2)$$

Здесь s — концентрация загрязняющего вещества; u и v — составляющие вектора скорости течения; t — время; D — коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии; F — функция источника; N — функция, описывающая трансформацию вещества. Уравнение решается методом конечных разностей на равномерной сетке с использованием явной схемы.

Результаты расчетов, приведенные на рис. 2, показывают, что поля концентраций, рассчитанные двумя способами, несколько отличаются друг от друга. Следует ожидать, что предлагаемый алгоритм может дать более точные результаты при расчете осредненных полей концентрации, к тому же он позволяет оценить изменчивость этих полей.

Необходимо подчеркнуть, что результаты проведенного численного эксперимента отражают влияние на поле концентрации загрязняющего вещества изменения лишь одного внешнего параметра — вектора скорости ветра. Между тем в работе [10] показано, что для Невской губы существенное влияние на поле течений оказывают длинные волны, приходящие из Финского залива. Кроме того, уравнение вида (2) не учитывает процессы вторичного загрязнения, обмена веществом между водными массами и дном, сорбцию и десорбцию на взвешенных частицах. Все эти процессы будут по-разному протекать в различных гидрометеорологических ситуациях, их учет может существенным образом изменить осредненное поле концентраций.

Таким образом, предлагаемый алгоритм позволит уточнить рассчитываемое среднее поле концентраций загрязняющих веществ в водоемах, а также получить характеристики изменчивости этого поля, и следовательно, даст возможность более полно оценивать и прогнозировать качество воды. При этом выбор модели течений и распространения загрязняющих веществ должен осуществляться с учетом специфики конкретного водоема. Так, для Невской губы наиболее обоснованным будет применение нестационарной модели, учитывающей длинноволновые возмущения уровня на границе с Финским заливом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агалаков С. С. Защита Ленинграда от наводнений.— Труды Гидропроекта, 1977, вып. 56, с. 143—156.
2. Каменкович В. М. Основы динамики океана.— Л.: Гидрометеоздат, 1973.— 240 с.
3. Марчук Г. И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды.— М.: Наука, 1972.— 319 с.
4. Методические основы оценки антропогенного влияния на качество поверхностных вод/Под ред. А. В. Караушева.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.— 175 с.

5. Плис Ю. М. Моделирование некоторых процессов, формирующих качество воды в Невской губе.— Проблемы охраны вод, 1977, вып. 8, с. 120—125.
6. Пясковский Р. В., Молчанов В. Н. Моделирование динамического переноса загрязняющих веществ в Невской губе.— Метеорология и гидрология, 1976, № 3, с. 68—77.
7. Руховец Л. А. Математическое моделирование водообмена и распространения примесей в Невской губе.— Метеорология и гидрология, 1982, № 7, с. 78—87.
8. Течения в Байкале.— Новосибирск: Наука, 1977.— 160 с.
9. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 127 с.
10. Фуксова Т. В. О возможности построения схем течения в Невской губе по натурным данным.— См. наст. сборник, с. 186—191.

А. О. Еремеева (Институт озероведения АН СССР)

ВОПРОСЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЫНОСА ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ С ВОДОСБОРА

По опубликованным данным применение удобрений в нашей стране за последние 15 лет увеличилось более чем в 3 раза. В результате этого постоянно растет угроза загрязнения водоемов химическими веществами. Особую опасность представляют фосфорные удобрения, так как фосфор является основным эвтрофирующим веществом, лимитирующим продукционно-деструкционные процессы в водоемах. По данным Г. С. Шилькрота [7], вынос фосфора с поверхностным стоком может достигать 20—50 кг/га в год. Таким образом, сохранение экологического равновесия в озерах и водохранилищах требует создания прогностических моделей, детально описывающих поведение этого химического элемента на водосборе.

В настоящее время математические модели, описывающие изменение качества воды под воздействием неточечных источников загрязнения, делятся на две основные группы. К первой группе относятся модели, основанные на корреляционных зависимостях между параметрами водного, эрозионного и химического стока с водосбора [9, 11, 13]. Одна из таких моделей представлена в работе [8], где в результате проведенного статистического анализа выявлена зависимость объема поступающих в поверхностные воды загрязнений от характеристик стока. Модель имеет вид

$$C(t + \Delta t) = C_0(t) \exp[-br(t)\Delta t], \quad (1)$$

где $C(t=1) = C_0$ — начальная концентрация; $C(t)$ — концентрация в t -й день; b — константа, характеризующая скорость размыва; $r(t)$ — интенсивность поверхностного стока.

К этому классу моделей можно отнести многомерные статистические и кибернетические модели, разработанные в Гидрохимическом институте. На основе полевых экспериментов было по-

строено около 60 частных моделей выноса азота в форме NH_4^+ и более 90 частных моделей — в форме NO_2^- . Кроме того, описан вынос NO_3^- и PO_4^{2-} [2, 4]. Несмотря на распространенность, применение статистических моделей ограничено конкретными водосборами и требует большого количества информации, которую не всегда возможно получить.

Вторая группа моделей — физико-математические модели. В их основе лежат уравнения, описывающие физико-химические процессы, протекающие в системе почва—вода, дающие информацию о поверхностном, внутрипочвенном и эрозионном стоке, химической и биологической трансформации вещества на водосборе.

Первые попытки построения таких моделей были предприняты в США, где проблема смыва удобрений с сельскохозяйственной территории в водоемы стоит также достаточно остро. Это модели ARM и CREAMS, основанные на Стенфордской гидрологической модели [10, 12]. В последние 2 года ведутся исследования по внедрению модели ARM в нашей стране [1].

Построение физико-математических моделей изучаемого процесса возможно также с помощью уравнений гидравлики и гидродинамики, позволяющих получить временные и пространственные характеристики поверхностного, внутрипочвенного и эрозионного стока [5], в которые в дальнейшем можно использовать для расчета выноса растворенного и сорбированного вещества с поверхности водосбора.

Если вычислены параметры стекания, система одномерных уравнений выноса загрязняющих веществ дождевым стоком будет иметь вид:

$$\frac{\partial}{\partial t} (Ch) + \frac{\partial}{\partial x} (Cq) = C_0R + \psi(x, t)h; \quad (2)$$

$$m \frac{\partial}{\partial t} (Ch_0) + \frac{\partial}{\partial x} (Cq_0) = C_0R_0 + \psi(x, t)h; \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\tilde{C}Sh) + \frac{\partial}{\partial x} (\tilde{C}Sh) = \psi(x_0, t)e, \quad (4)$$

где C — концентрация вещества в воде; h — глубина потока; q — расход воды; C_0 — фоновая концентрация вещества; R — интенсивность эффективных осадков; $\psi(x, t)$ — скорость химической трансформации вещества; S — транспортирующая мутность потока; \tilde{C} — концентрация сорбируемого вещества на почвенных частицах; e — интенсивность взмыва; m — пористость; h_0 — расстояние между фреатической поверхностью и водоупором; R_0 — интенсивность водопада.

В системе (2) — (4) уравнение (2) описывает вынос загрязняющего вещества поверхностным стоком; (3) — внутрипочвенным

стоком, (4) — вынос сорбируемого вещества со стоком наносов.

Для численной реализации системы уравнений (2) — (4) могут быть использованы известные конечно-разностные схемы аппроксимации дифференциальных операторов [3].

Частным случаем уравнения (2) является уравнение одномерной диффузии при полном перемешивании, характеризующее вынос вещества потоком единичной глубины при условии постоянства скорости:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + V_x \frac{\partial C}{\partial x} = C_0 + \psi(x, t), \quad (5)$$

где V_x — горизонтальная скорость потока.

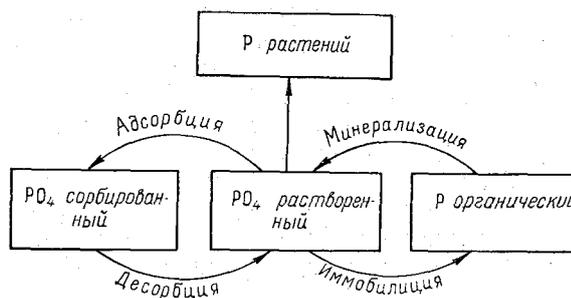


Схема трансформации фосфора в модели.

Применительно к конкретному химическому веществу система уравнений (2) — (4) может видоизменяться в зависимости от его химических свойств. Например для фосфора в большинстве случаев исключается уравнение (3), описывающее перенос элемента внутрипочвенным стоком. Это связано с тем, что в обычных полевых условиях фосфор является одним из наименее подвижных элементов и легко выноситься при поверхностном смыве.

Значительные трудности возникают при параметризации величины $\psi(x, t)$, характеризующей скорость трансформации вещества в процессе переноса. Из приведенной на рисунке схемы следует, что скорость трансформации фосфора зависит от процессов адсорбции-десорбции, минерализации-иммобилизации и биологического потребления растениями [10].

Процессы адсорбции-десорбции определяются адсорбцией умеренно растворимых фосфорных солей калия, магния, алюминия и железа на поверхности илстых частиц и переходом (десорбцией) части вещества в раствор. Опыты с мечеными фосфатами показали, что твердая фаза почвы находится в динамическом равновесии с растворами в почве, причем скорость обмена между ними довольно велика. В связи с этим концентрация фосфора в почве остается постоянной несмотря на обмен между организмами и

растениями [6]. При этом динамическое равновесие описывается уравнением

$$-d(C_{\text{PO}_4^{2-}})/dt = \frac{d}{dt}(\tilde{C}_{\text{PO}_4^{2-}}) = k_1 C_{\text{PO}_4^{2-}} \theta_{k_1}^{(T-35)} - k_2 \tilde{C}_{\text{PO}_4^{2-}} \theta_{k_2}^{(T-35)}, \quad (6)$$

где $C_{\text{PO}_4^{2-}}$ — равновесная концентрация минерального фосфора в воде; $\tilde{C}_{\text{PO}_4^{2-}}$ — равновесная концентрация адсорбированного фосфора в почве; k_1 — коэффициент адсорбции; k_2 — коэффициент десорбции; θ — температурный коэффициент; T — температура.

Процессы трансформации фосфора под воздействием минерализации — иммобилизации зависят от деятельности микроорганизмов и ферментов в почве:

$$dC_{\text{PO}_4^{2-}}/dt = k_3 C_{\text{PO}_4^{2-}} \theta_{k_3}^{(T-35)}, \quad (7)$$

$$dC_{\text{PO}_4^{2-}}/dt = k_4 C_{\text{P}_{\text{орг}}} \theta_{k_4}^{(T-35)}, \quad (8)$$

где $C_{\text{PO}_4^{2-}}$ — концентрация растворенного минерального фосфора; $C_{\text{P}_{\text{орг}}}$ — концентрация растворенного органического фосфора; k_3 — коэффициент иммобилизации минерального фосфора; k_4 — коэффициент минерализации органического фосфора.

При наличии растительности на сельскохозяйственном водосборе скорость трансформации фосфора $\psi(x, t)$ за счет потребления растениями будет описываться уравнением

$$dC_{\text{PO}_4^{2-}}/dt = k_5 C_{\text{PO}_4^{2-}} \theta_{k_5}^{(T-35)}, \quad (9)$$

где k_5 — коэффициент потребления фосфора растениями.

Таким образом, общая скорость трансформации минерального и органического фосфора может быть представлена в следующем виде:

для растворенного минерального фосфора

$$\psi(x, t) = d(C_{\text{PO}_4^{2-}})/dt = -\left(k_1 \theta_{k_1}^{(T-35)} + k_3 \theta_{k_3}^{(T-35)} + k_5 \theta_{k_5}^{(T-35)} C_{\text{PO}_4^{2-}} + k_4 \theta_{k_4}^{(T-35)} C_{\text{P}_{\text{орг}}} + k_2 \theta_{k_2}^{(T-35)} \tilde{C}_{\text{PO}_4^{2-}}\right); \quad (10)$$

для сорбированного минерального фосфора

$$\psi(x, t) = d(C_{\text{P}_{\text{орг}}})/dt = k_3 \theta_{k_3}^{(T-35)} C_{\text{PO}_4^{2-}} - k_4 \theta_{k_4}^{(T-35)} C_{\text{P}_{\text{орг}}}; \quad (11)$$

для органического фосфора

$$\psi(x, t) = d(C_{\text{PO}_4^{2-}}) / dt = k_1 C_{\text{PO}_4^{2-}} \theta_{k_1}^{(T-35)} - k_2 \tilde{C}_{\text{PO}_4^{2-}} \theta_{k_2}^{(T-35)}. \quad (12)$$

Приведенные формулы содержат параметры, определение которых по литературным источникам не всегда возможно. Поэтому единственно правильным способом их нахождения является постановка полевых и натурных исследований, требующих совместных усилий биологов, почвоведов и химиков. Решение поставленной задачи является необходимым условием продолжения и успешного завершения исследований, связанных с разработкой комплекса водоохранных мероприятий для предотвращения антропогенного эвтрофирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзилов В. А., Драголюбова И. В. Физико-математическое моделирование поведения пестицидов на малом водосборе.— Труды ИЭМ, 1982, вып. 12 (98), с. 54—79.
2. Боценюк К. Л. и др. О построении модели выноса удобрений с сельскохозяйственных угодий.— Гидрохимические материалы, 1981, т. 78, с. 75—80.
3. Годунов С. К., Рябенский В. С. Разностные схемы.— М.: Наука, 1973.— 400 с.
4. Постоялкина Л. С., Боценюк К. Л., Павелко В. Л. Построение математических моделей выноса азота и фосфора с орошаемых участков.— Гидрохимические материалы, 1981, т. 78, с. 92—98.
5. Румянцев В. А., Кондратьев С. А. Опыт разработки модели формирования дождевого стока с распределенными параметрами.— В кн.: Проблемы современной гидрологии. Л., 1983, с. 82—101.
6. Шариф Л. Г. Превращение природных фосфорорганических соединений в окружающей среде.— В кн.: Фосфор в окружающей среде. М., 1977, с. 428—449.
7. Шилькрот Г. С. Топологические изменения режима озер в условиях культурных ландшафтов.— М.: Наука, 1979.— 168 с.

И. Н. Березовская, Т. А. Григорьева (ГГИ)

ТЕРМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОТОЧНЫХ ПОДОГРЕВАЕМЫХ ВОДОЕМОВ (НА ПРИМЕРЕ РЕЧНОГО УЧАСТКА НАРВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА)

В связи с увеличением мощности современных ТЭС и АЭС в последние годы существенно возросли тепловые нагрузки на водные объекты, используемые в качестве водоемов-охладителей. Подогретые на 8—12°C сбросные воды, поступая в водные объекты, могут существенно нарушить их естественный термический

режим, привести к тепловому загрязнению. В связи с этим прогноз термического состояния водного объекта после сброса в него подогретых вод является актуальной задачей исследований внутренних водоемов.

Разработка новых и усовершенствование существующих методов расчета температурных полей подогреваемых водоемов и их оценка на материалах натуральных наблюдений требуют знания процесса растекания сбросных теплых вод и термических особенностей водоемов-охладителей разных типов.

Ниже рассматриваются некоторые результаты анализа температурных полей на примере подогреваемого речного участка Нарвского водохранилища.

Нарвское водохранилище создано в 1955—1956 гг. для суточного (недельного) регулирования стока р. Нарвы ($Q_{\text{ср. н}} = 325 \text{ м}^3/\text{с}$). Кроме того, оно используется в рыбохозяйственных и рекреационных целях. Водоохранилище занимает 200 км^2 , средняя его глубина $1,8 \text{ м}$, максимальная глубина 15 м , длина 52 км , ширина 15 км , объем водной массы 365 млн. м^3 . Водоохранилище относится к хорошо проточным водоемам, коэффициент водообмена равен 13 сут . В водоем осуществляются сбросы теплых вод двух ГРЭС. В озерную часть сбрасываются воды Прибалтийской ГРЭС (1430 МВт), в речную — Эстонской ГРЭС (1600 МВт , $Q_{\text{ГРЭС}} = 60 \text{ м}^3/\text{с}$, $\Delta t = 8 \div 10^\circ\text{C}$). В общей сложности сбросы теплых вод обеих ГРЭС составляют около $1/3$ среднего многолетнего расхода р. Нарвы.

Рассматриваемый в данной работе речной участок Нарвского водохранилища лежит в зоне выклинивания подпора Нарвской ГЭС ($Q_{\text{ГЭС}} = 350 \text{ м}^3/\text{с}$). Ширина его 300 м , средняя глубина 4 м .

Исследования влияния сбросных теплых вод проводятся силами Эстонского УГКС под руководством и при участии ГГИ начиная с 1974 г. К настоящему времени по названному объекту выполнены 64 температурные съемки, которые соответствуют различным гидрометеорологическим ситуациям летнего и осеннего периодов. Полученный материал позволил выявить некоторые закономерности растекания теплых вод.

С помощью метода главных компонент [3] установлено, что при относительно стабильных циркуляционных расходах Эстонской ГРЭС существенную роль в характере распределения сбросных теплых вод по водной поверхности играют расходы воды р. Нарвы и Нарвской ГЭС, а также направление ветра. Это положение подтверждается также типизацией гидрометеорологических условий термических съемок, выполненной с использованием метода главных компонент [3]. В результате были выделены две основные группы съемок, различающиеся расходами р. Нарвы и Нарвской ГЭС. Первая группа характеризуется расходами р. Нарвы и Нарвской ГЭС более $300 \text{ м}^3/\text{с}$. К ней относятся термические съемки весенне-осеннего периода в многоводные годы, ко второй группе — съемки летнего периода с расходами р. Нарвы и Нарвской ГЭС менее $300 \text{ м}^3/\text{с}$.

На основании указанной типизации гидрометеорологических условий термических съемок и основных факторов, определяющих процесс растекания сбросных теплых вод, выявлено пять характерных типов растекания сбросных вод в поверхностном слое речного участка Нарвского водохранилища.

I тип растекания имеет место в летний период при $Q_{ГЭС} < 300 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{Н} < 200 \text{ м}^3/\text{с}$. Для этого типа характерна наибольшая ширина плавучей струи. Она направляется к правому берегу, отражается от него и, разбавляясь, идет к левому берегу. Развитию этого типа способствуют ветры юго-западного направления.

II тип растекания наблюдается в летний и летне-осенний периоды при $Q_{ГЭС} > 300 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{Н} < 200 \text{ м}^3/\text{с}$. В этом случае теплая струя перемещается от правого берега к левому, далее опять к правому и обратно. Развитию этого типа способствуют южные ветры.

III тип растекания характерен для осеннего периода при $Q_{ГЭС} > 300 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{Н} < 200 \text{ м}^3/\text{с}$. В этом случае поток направляется к правому берегу и прижимается к нему. Этот тип развивается при ветрах юго-западного направления.

IV тип преобладает в весенне-летний период при $Q_{ГЭС} \geq 400 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{Н} \geq 300 \text{ м}^3/\text{с}$. При этих условиях теплая струя прижимается к правому берегу и далее, после разбавления в окружающей водной массе, перемещается по стрежню. Развитию этого типа способствуют северо-восточные ветры.

V тип отмечается в весенне-летний период многоводных лет при $Q_{ГЭС} > 500 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{Н} > 500 \text{ м}^3/\text{с}$. При этих условиях транзитное течение стремится прижать теплый поток к левому берегу, а ветер западного направления — к правому.

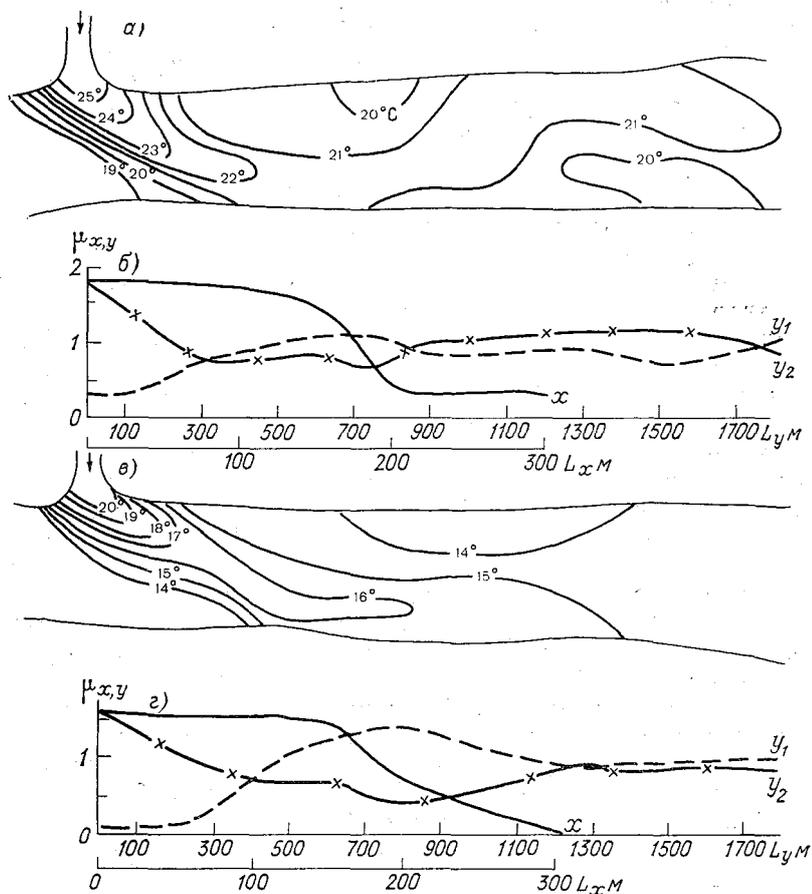
Выявленные особенности перемещения подогретой струи могут быть описаны с помощью параметров

$$k = (t_i - t_e)/(t_{\text{макс}} - t_e) \text{ и } \mu = (t_i - t_e)/(t_{\text{ср}} - t_e),$$

которые используются в методике ГГИ [4]. В этих формулах t_i — температура воды в точке, t_e — температура воды вне зоны подогрева, $t_{\text{макс}}$ — температура сбросных вод, $t_{\text{ср}}$ — средняя температура воды в створе, рассчитанная методом теплового баланса [1].

В качестве примера на рисунке представлены II и III типы растекания сбросных вод и соответствующие им распределения параметра μ по оси x , направленной поперек потока в створе сброса, и по осям y_1 и y_2 , направленным вдоль основного потока у правого и левого берега. Плавное изменение параметра μ поперек потока происходит только на расстоянии 100—150 м. Далее отмечается резкое изменение рассматриваемого параметра в направлении к правому берегу. На начальном участке (300—450 м)

температура воды у берегов существенно отличается от t_{cp} ($\mu = 1$), а с удалением от устьевой части сбросного канала колеблется около этого значения. Характер распределения параметра μ зависит от типа растекания теплых вод. Изменение темпера-



II (a) и III (e) — типы растекания сбросных теплых вод на речном участке Нарвского водохранилища и соответствующие им распределения параметра μ (б, г).

туры воды у правого берега по отношению к t_{cp} является почти зеркальным отражением ее изменения у левого берега.

На основании анализа натуральных данных было выявлено существенное влияние сбросных теплых вод на термический режим рассматриваемого водоема.

На участке втекания сбросных теплых вод наблюдаются относительно высокие горизонтальные градиенты температуры. Их максимальные значения отмечаются в поверхностном слое на расстоянии 200—300 м от устьевой части сбросного канала и

имеют порядок $5\text{--}7^\circ\text{C}/100\text{ м}$. На удалении $400\text{--}600\text{ м}$ от места выпуска горизонтальные градиенты температуры составляют $0,5\text{--}0,2^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Приведенные данные свидетельствуют об интенсивном разбавлении теплого потока в среднем на расстоянии $200\text{--}400\text{ м}$ от места сброса.

Зона теплового загрязнения отмечается в основном в летний период. Обычно она распространяется на расстояние более 2 км с превышением температуры над нормированной [5] на $2\text{--}4^\circ\text{C}$. В аномально жаркие годы эта зона прослеживается на расстоянии $7\text{--}8\text{ км}$, т. е. до озерной части водохранилища, находящейся под воздействием сбросных теплых вод Прибалтийской ГРЭС.

В результате сброса на участке, находящемся под непосредственным влиянием теплых вод, в поверхностном слое глубиной $1\text{--}2\text{ м}$ получает развитие слой температурного скачка. Вертикальный градиент изменяется от $5^\circ\text{C}/\text{м}$ в районе устьевой части сбросного канала до $1^\circ\text{C}/\text{м}$ на расстоянии 2 км .

Полученные особенности процесса растекания сбросных теплых вод на речном участке Нарвского водохранилища использовались для оценки и усовершенствования различных математических моделей. Среди них трехмерная модель течения и переноса тепла, разработанная в Институте гидродинамики СО АН СССР [2], двухмерная модель, основанная на решении уравнения турбулентной теплопроводности [4], модели, основанные на использовании многомерного статистического анализа [3], ряд моделей зарубежных авторов. Всего было опробовано и оценено восемь моделей, шесть из которых дали хорошие результаты.

Таким образом, выявленные особенности термического режима и закономерности растекания сбросных вод не только позволяют судить о влиянии подогрева на речном участке Нарвского водохранилища на его термический режим, но и представляют несомненный интерес для решения ряда задач, связанных с охраной окружающей среды, в частности с разработкой и усовершенствованием методов термодинамического и гидробиологического прогнозирования подогреваемых водных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П., Кумарина М. Н. О термическом расчете водохранилищ-охладителей.— Труды КазНИГМИ, 1978, вып. 68, с. 85—142.
2. Квон В. И. Температурно-стратифицированное течение в проточном водоеме.— Метеорология и гидрология, 1979, № 6, с. 74—79.
3. Походзей Б. Б., Филатова Т. Н. Классификация наблюдений за гидрологическими процессами и построение их регрессионных моделей с использованием метода главных компонент.— Труды ГГИ, 1981, вып. 274, с. 100—121.
4. Походзей Б. Б., Филатова Т. Н. Расчет поля температур, зон теплового влияния и теплового загрязнения в водоемах и водотоках при сбросе в них подогретых вод.— Труды ГГИ, 1976, вып. 231, с. 207—227.
5. Правила охраны поверхностных вод от загрязнения сточными водами.— М.: Изд. Минводхоза СССР, 1975.— 38 с.

РАСЧЕТ ИОННОГО СТОКА РЕК ПРИ ПОМОЩИ ЭВМ И ОЦЕНКА ЕГО ТОЧНОСТИ

Ионный сток рек $R_{\text{и}}$ — один из основных показателей, используемых в гидрохимии. В настоящее время вычисление $R_{\text{и}}$ производится методами, предложенными О. А. Алекиным и Л. В. Бражниковой [1]. Достоинства указанных методов — их простота и универсальность, недостаток — трудоемкость при сравнительно малой информативности. В последние годы появились работы иностранных авторов [3—5], в которых предложены различные процедуры расчета выноса растворенных (в основном биогенных) веществ с использованием ЭВМ и дана их сравнительная оценка.

Целью нашей работы явилась разработка быстродействующей процедуры вычисления ионного стока с широкой областью применения и оценка точности получаемых результатов. В основу определения положено использование двух традиционных методов — прямого и корреляционного, модифицированных с учетом возможностей и ограничений, присущих ЭВМ. Все вычисления производились на ЭВМ ЕС-1033. Расчеты выполнены для 40 пунктов 23 рек различных гидрохимических типов и степени антропогенного воздействия.

Прямой метод предназначен для подсчета $R_{\text{и}}$ за один год либо среднего многолетнего значения $R_{\text{и}}$. Алгоритм метода включает: 1) ранжирование исходных данных по месяцам; 2) вычисление средних многолетних месячных значений концентраций и расхода воды; 3) расчет средних многолетних месячных и годовых значений ионного стока; 4) определение основных статистик исходных рядов концентраций и расхода.

Корреляционный метод позволяет получать значения $R_{\text{и}}$ за все годы, обеспеченные информацией о расходах воды, а также средние многолетние значения $R_{\text{и}}$. Расчеты корреляционным методом производятся в следующем порядке: 1) устанавливаются корреляционные зависимости $C = f(Q)$, где C — концентрация, мг/л; Q — средний суточный расход воды, м³/с. В качестве аппроксимирующих использовались следующие функции: а) $C = a + b/Q$; б) $C = aQ^{-b}$; в) $C = a \exp(-bQ)$; г) $C = aQ^2 + bQ + c$ и д) $C = 1/(aQ^2 + bQ + c)$; 2) вычисляются средние месячные значения концентраций и ионного стока при помощи полученных зависимостей; 3) определяются годовые и средние многолетние значения $R_{\text{и}}$, а также взвешенные по стоку значения концентраций.

После разработки алгоритмов расчета ионного стока требовалось решить две взаимосвязанные задачи: 1) выявить области оптимального применения предложенных «машинных» методов и 2) оценить (хотя бы в первом приближении) точность расчетов ионного стока. Последняя задача особенно актуальна в связи с тем, что в настоящее время оценки точности расчетов выноса

ионов практически отсутствуют. За точное значение ионного стока обычно принимается сумма произведений среднего суточного расхода воды на концентрацию иона при наличии ежедневных результатов анализа:

$$R_{\text{и}} = \sum_{i=1}^n C_i Q_i, \quad (1)$$

где C_i и Q_i — значения концентраций и расходов в i -е сутки; n — число суток. Значение $R_{\text{и}}$, полученное по формуле (1), можно считать точным только условно, так как оно не учитывает поперечной неоднородности концентраций и их внутрисуточной изменчивости. Однако оценить количественно искажения, вносимые при этом в расчет $R_{\text{и}}$, на данном этапе не представляется возможным.

Основная трудность практического использования формулы (1) заключается в том, что частота определения концентраций и расходов резко различается: для расходов имеется 365 значений в году, а для концентраций — в среднем 4—8 значений. Преодолевается эта трудность следующими приемами:

а) визуальным интерполированием значений концентраций с учетом гидрологических и других особенностей расчетного периода;

б) ранжированием значений концентраций во времени (декада, месяц) или по гидрологическим фазам (половодье, межень); при этом концентрация считается однородной в пределах выделенных временных интервалов;

в) представлением концентрации в виде функции расхода.

Погрешности расчета $R_{\text{и}}$, возникающие при использовании вышеуказанных приемов, сильно меняются в зависимости от режима отбора проб на химический анализ и их числа, гидрологических и гидрохимических особенностей рек и могут достигать 50—70 %.

Нами предпринята попытка провести анализ причин появления подобных погрешностей на примере реализованных на ЭВМ алгоритмов расчета ионного стока с одновременным выявлением областей оптимального применения этих алгоритмов. Установлено, что широко распространенная в настоящее время разновидность прямого метода, основанная на вычислении средних месячных значений концентраций ($R_{\text{и.пр}}$), дает смещенные, как правило завышенные, оценки. Завышение возрастает с увеличением интервалов изменения расходов и концентраций, а также с ростом тесноты их связи. Следовательно, прямой метод лучше всего использовать для рек с небольшими изменениями значений C и Q при незначительной тесноте связи последних.

Большое влияние на точность расчета $R_{\text{и.пр}}$ оказывает режим (сроки и относительная частота) внутримесячного отбора проб. В качестве показателя наличия или отсутствия завышения предложено использовать отношение расхода воды \bar{Q}_i в дни отбора проб к среднему многолетнему месячному расходу Q . Если

$\bar{Q}_i/Q < 100 \div 120 \%$, то с уверенностью можно говорить о наличии завышения. Если $\bar{Q}_i/Q > 200 \div 300 \%$, расчетное значение $R_{и.пр}$ не завышено и возможно его занижение. К сожалению, ввести более определенные границы \bar{Q}_i/Q для описания завышения расчетов $R_{и.пр}$ не представляется возможным ввиду многообразия дополнительных факторов, не поддающихся учету.

В расчетах ионного стока корреляционным методом ($R_{и.кор}$) предлагается использовать две функции — гиперболическую и степенную, которые, как правило, хорошо аппроксимируют зависимость между концентрацией и расходом [2]. Вместе с тем показано, что для вычисления ионного стока можно применять и незначимые связи $C = f(Q)$.

Основным фактором, влияющим на точность расчетов $R_{и.кор}$, является режим внутригодичного отбора проб. Преимущественный отбор проб в периоды с расходами малой обеспеченности, когда концентрация главных ионов минимальна, приводит к занижению результатов и наоборот. В случае соответствия распределения частоты отбора проб по месяцам месячному распределению выноса ионов можно утверждать, что полученные значения $R_{и.кор}$ близки к истинным. При правильном режиме отбора проб корреляционный метод расчета выноса главных ионов (особенно с использованием степенной зависимости) является предпочтительным, поскольку исключает возможность грубых просчетов и дает более устойчивые и несмещенные результаты. В то же время при условии преимущественного отбора проб в одну из гидрохимических фаз прямой метод обычно дает более надежные оценки, чем корреляционный. Таким образом, вычисление ионного стока необходимо проводить одновременно двумя предложенными методами и затем в зависимости от особенностей изучаемого периода выбрать наиболее точный.

Сравнение значений ионного стока, полученных прямым и корреляционным методами, показало, что результаты расчетов корреляционным методом обычно ниже, чем прямым. Максимальные отклонения $R_{и.кор}$ от $R_{и.пр}$ колеблются от +20 до -60%. Среди изученных компонентов средние абсолютные отклонения возрастают от 4,5—5% для ионов Ca^{2+} , HCO_3^- и $\Sigma_{и}$, 8—9% для ионов Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- до 14% для суммы ионов $Na^+ + K^+$.

Для уточнения возможностей предложенного «машинного» способа расчета $R_{и}$ и оценки его точности проведены вычисления ионного стока для рек, имеющих длинные внутригодичные ряды наблюдений за ионным составом воды. «Машинные» расчеты $R_{и}$ дают хорошее совпадение с «ручными» при подсчете как годовых, так и месячных значений ионного стока.

Наличие длинных годовых рядов результатов химического анализа позволяет оценить влияние числа анализов на точность вычисления $R_{и}$. Для этого исходные ряды последовательно разбивались на 2, 4, 8 и 16 частей. При уменьшении числа проб со 150 до 25 средняя абсолютная точность расчета $R_{и}$ уменьшается на

1—8 %, причем уменьшение числа проб примерно одинаково сказывается на результатах прямых и корреляционных расчетов. Вычисление выноса некоторых ионов по небольшому числу проб может приводить к более существенным погрешностям. Например, для р. Подкумок (ст-ца Лысогорская) отличия результатов подсчета $R_{\text{и}}$ для суммы ионов $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, полученных по 9—10 пробам, от исходного результата, полученного по 148 пробам, колеблются от 21 до 40 %.

Расчет ионного стока рек при помощи ЭВМ имеет ряд преимуществ перед традиционными «ручными» методами: вычисление $R_{\text{и}}$ производится несколькими способами, дается оценка точности $R_{\text{и}}$, на расчеты затрачивается значительно меньше времени. Однако главное преимущество заключается в том, что после вычислений $R_{\text{и}}$ на ЭВМ получается большое количество дополнительной и очень важной информации, которая может служить надежной основой для комплексного изучения гидрохимического режима рек, а также для оценки антропогенного влияния.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А., Бражникова Л. В. Методы расчета ионного стока.— Гидрохимические материалы, 1963, т. 35, с. 135—148.
2. Фадеев В. В., Тарасов М. Н., Павелко В. Л. Связь между гидрохимическим и водным режимом равнинных и горных рек СССР.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 9. Л., 1976, с. 198—212.
3. Stevens R. J., Stewart D. A. The effect of sampling interval and method of calculation on the accuracy of estimated phosphorus and nitrogen loads in drainage water from two different-sized catchment areas.— Record of Agricultural Research, 1981, vol. 29, p. 29—38.
4. Verhoff F. H., Yaksich S. M., Melfi D. A. River nutrient and chemical transport estim.— J. Environ. Eng. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng., 1980, vol. 106, N 3, p. 591—608.
5. Whitfield P. H. Selecting a method for estimating substance loadings.— Water Res. Bull., 1982, vol. 18, N 2, p. 203—210.

С. И. Снежко (КГУ)

О ФОРМИРОВАНИИ КАЧЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВОДЫ МАЛЫХ РЕК В УСЛОВИЯХ АНТРОПОГЕННОГО ВЛИЯНИЯ (НА ПРИМЕРЕ р. РОСЬ)

Широкое использование малых рек УССР, в бассейнах которых формируется 60 % водных ресурсов республики [2], делает актуальными вопросы изучения их качественного состава в условиях интенсивного антропогенного воздействия.

Проблемной научно-исследовательской гидрохимической лабораторией Киевского государственного университета были проведены исследования условий формирования качественного состава воды

на участке р. Рось (правый приток р. Днепра) у г. Богуслава Киевской области. Экспедиционные работы проводились в период летней межени 1982 г. Пункты отбора проб размещались с учетом расположения основных источников загрязнения реки.

В отобранных пробах воды согласно стандартным методикам химического анализа поверхностных вод [4] определялись следующие ингредиенты: рН, CO₂, O₂, NH₄⁺, NO₂⁻, NO₃⁻, Fe²⁺, Fe³⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Σ и жесткость, перманганатная (ПО) и бихроматная (БО) окисляемость и БПК₅.

Результаты исследований (около 1500 индексов) были обработаны при помощи ЭВМ с целью получения параметров распределения компонентов химического состава и оценки парных коэффициентов корреляции *r*, значимость которых определялась с вероятностью 95 % по критерию Фишера [3]. Это дало возможность, используя рекомендации Д. В. Закревского, провести изучение процессов формирования химического состава воды на основе исследования зависимостей между гидрохимическими показателями.

За период наблюдений в пределах рассматриваемого участка преобладали воды, которые, согласно классификации О. А. Алекина [1], отнесены к группе кальция второго типа гидрокарбонатного класса. Минерализация их по средним значениям изменялась от 506 мг/л (выше города) до 515 мг/л (ниже города). Незначительно отличалось и среднее содержание главных ионов в разных пунктах отбора проб. Однако корреляционный анализ содержания одноименных компонентов по разным пунктам отбора выявил отсутствие связей между концентрациями HCO₃⁻, SO₄²⁻, Mg²⁺, Cl⁻ в фоновом створе выше города и в створах, расположенных в пределах города и ниже его (см. таблицу), что свидетельствует о разных условиях формирования этих компонентов в вышеуказанных

Коэффициенты корреляции *r* между содержанием главных ионов в воде р. Рось у г. Богуслава в разных пунктах отбора проб

| Пункты, между содержанием компонентов в которых рассчитан коэффициент <i>r</i> | HCO ₃ ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Cl ⁻ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | K ⁺ |
|--------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|------------------|-----------------|----------------|
| Выше города/Ниже суконной фабрики | — | — | — | 0,82 | — | 0,85 | 0,68 |
| Выше города/Город, ниже плотины | — | — | — | 0,69 | 0,73 | 0,88 | 0,56 |
| Выше города/Ниже города | — | — | — | 0,71 | — | 0,90 | 0,72 |
| Ниже суконной фабрики/Город, ниже плотины | 0,76 | 0,69 | 0,80 | 0,72 | 0,64 | 0,88 | — |
| Ниже суконной фабрики/Ниже города | 0,77 | 0,88 | 0,74 | 0,79 | 0,54 | 0,89 | 0,62 |
| Город, ниже плотины/Ниже города | 0,79 | 0,84 | 0,72 | — | — | 0,91 | 0,59 |

Примечание. Тире означает, что связь несущественная с 95 %-ной доверительной вероятностью.

створах. Это объясняется поступлением недоочищенных сточных вод промышленных предприятий города.

Формирование режима Ca^{2+} , Na^+ и K^+ в пределах участка исследований связано главным образом с естественными факторами.

Путем корреляционного анализа данных о концентрациях главных ионов, температуре и уровне воды в реке было выявлено, что содержание главных ионов определяется водным и термическим режимом реки. Подтверждением этому является наличие обратных корреляционных связей между уровнями воды в реке и концентрациями главных ионов ($r = -0,52 \dots -0,71$), а также прямых связей между температурой и этими же концентрациями ($r = 0,50 \div 0,99$).

Существенное влияние на физико-химические процессы, протекающие в природных водах, оказывает кислородный режим. Содержание кислорода изменялось от 8,4 мг/л ниже города до 15,4 мг/л выше города. Уменьшение содержания O_2 отмечено в створах ниже суконной фабрики и ниже города, что связано со сбросом сточных вод, а увеличение — в створе ниже плотины ГЭС вследствие искусственной аэрации воды при прохождении ее через плотину. Таким образом, и уменьшение, и увеличение содержания кислорода связано с воздействием антропогенных факторов, роль которых в данном случае различна.

Насыщение воды кислородом способствует переходу Fe^{2+} в Fe^{3+} и выводу последнего из водного раствора. Основным источником Fe^{2+} в пределах исследуемого участка являются сточные воды, в которых двухвалентное железо содержится в виде $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$. Наличие обратной корреляционной связи между O_2 и Fe^{3+} ($r = -0,63$), между O_2 и CO_2 ($r = -0,60$) позволяет судить о том, что в реке ниже плотины вследствие обогащения воды кислородом происходит окисление $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ до нерастворимой гидроокиси железа с последующим выпадением ее в осадок:



Среднее содержание железа уменьшается при этом на 25 % и приближается к фоновому значению 0,18 мг/л.

Увеличение содержания O_2 способствует также процессам разложения органического вещества. Повышение температуры воды интенсифицирует эти процессы.

После поступления в речную сеть поверхностно-склонового стока, вызванного выпадением атмосферных осадков, в реке отмечено ухудшение кислородного режима. Так, после выпадения ливневых осадков 1—3 июля 1982 г. в количестве 160,2 мм, что более чем в 2 раза превышает месячную норму, содержание кислорода в воде реки в створе выше города уменьшилось на 60 % по сравнению с преддождевым периодом.

Концентрации неорганических форм азота зависят от температуры, содержания кислорода и колебаний водного режима, что

также подтверждается наличием существенных корреляционных связей. Основными источниками поступления этих веществ являются поверхностно-склоновый сток и сточные воды.

Таким образом, выполненные исследования позволили выявить по корреляционным зависимостям между гидрохимическими показателями основные особенности формирования качества воды под влиянием антропогенных факторов. Полученные результаты могут быть использованы при разработке рекомендаций по охране малых рек от загрязнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 444 с.
2. Максимчук В. Л., Перехрест В. С. Охрана водных ресурсов малых рек УССР.— Водные ресурсы, 1979, № 4, с. 72—74.
3. Пелешенко В. И., Ромась Н. И. Применение вероятностно-статистических методов для анализа гидрохимических данных.— Киев: Изд-во Киев. гос. ун-та, 1977.— 66 с.
4. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 542 с.

*Н. И. Ромась (КГУ),
С. А. Соколов (Гидропроект)*

КИСЛОРОДНЫЙ И ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВЕРХНЕДЕСНЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА-ОХЛАДИТЕЛЯ СМОЛЕНСКОЙ АЭС В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Исследования кислородного и температурного режима водохранилищ-охладителей, имеющих комплексное назначение (рыбохозяйственное, рекреационное и т. д.), являются весьма актуальной задачей в свете прогнозирования и управления качеством воды в самих водохранилищах и их нижних бьефах.

Температурные условия водных объектов оказывают разностороннее влияние на качество воды и гидробиологический режим. Особо важное значение имеет температура воды для водоемов-охладителей, поскольку с ее повышением и общим накоплением тепла меняется скорость протекания биологических, биохимических и физико-химических внутриводоемных процессов.

Содержание растворенного кислорода в воде следует рассматривать как показатель качества воды, имеющий предельно допустимую концентрацию, ниже которой начинаются заморные явления, а также как важнейший параметр, определяющий самоочищающую способность водоемов, в основе которой лежат окислительные процессы.

Изучение пространственно-временной динамики температуры воды и содержания растворенного кислорода в Верхнедеснянском водохранилище-охладителе Смоленской АЭС является составной частью комплексных (гидрологические, гидрохимические и гидробиологические) натурных наблюдений, проводимых с 1977 г. на р. Десне Гидропроектом совместно с Киевским государственным университетом и Смоленским педагогическим институтом.

Зарегулирование стока р. Десны Верхнедеснянским водохранилищем произошло в 1979—1980 гг. Эксплуатация водохранилища как охладителя САЭС началась в конце 1982 г. Основные характеристики водохранилища следующие: объем при НПУ 320 млн. м³, площадь водной поверхности 42,2 км², средняя глубина 7,6 м, максимальная — 19 м, наибольшая сработка 3 м, коэффициент водообмена по притоку 1—2 года в зависимости от водности года.

В настоящей работе представлены результаты наблюдений за термическим и кислородным режимом Верхнедеснянского водохранилища в предэксплуатационный период (1980—1982 гг.), т. е. в естественных условиях. Наблюдения проводились на пяти створах водохранилища и на одном створе в нижнем бьефе. На каждом створе в зависимости от ширины имелось от 1 до 6 промерных вертикалей. В 1980 г. температура воды на каждой вертикали измерялась ртутным термометром, содержание кислорода определялось стандартным методом Винклера. В 1980—1981 гг. измерения на каждой вертикали производились через 0,5—2,0 м по глубине с помощью термооксиметра, изготовленного в Тартуском государственном университете и имеющего погрешность $\pm 0,1$ °C по температуре и $\pm 0,2$ мг/л по кислороду.

Наблюдения, проведенные в 1980 г., показали, что из-за относительно холодного лета (средние месячные значения температуры воздуха были на 1—2 °C ниже нормы) и интенсивного ветрового перемешивания температурная стратификация была выражена незначительно. Содержание кислорода по глубине изменялось от 7—8 мг/л в поверхностном слое до 5—6 мг/л в придонном (приблизительно 80 и 50 % насыщения соответственно). Пространственные колебания температуры по акватории водохранилища имели амплитуду в пределах 1—2 °C, изменения содержания кислорода по акватории также не превышали 1—2 мг/л. Таким образом, летом 1980 г. наблюдались условия, близкие к полному перемешиванию водных масс, что способствовало аэрации придонных горизонтов и восполнению запасов кислорода по глубине.

Жаркое лето 1981 г. способствовало интенсивному прогреву верхних слоев водохранилища (до 26,0—26,4 °C в период стагнации) и устойчивой стратификации водных масс.

В начале лета в водоеме сформировался слой температурного скачка, в котором вертикальные термические градиенты достигли 8—9 °C/0,5 м. Начало слоя термоклина понижалось с 2 до 4,5 м по направлению к плотине, что связано с увеличением ширины акватории водохранилища, возрастанием длины ветрового раз-

гона, в результате чего ветровое перемешивание охватывает большой слой воды. Падение содержания кислорода приурочено к началу скачка, ниже которого отмечаются значительные дефициты кислорода, связанные в отсутствие вертикального перемешивания и восполнения запасов кислорода с интенсивным потреблением кислорода при окислении растворенных органических веществ и на дыхание гидробионтов.

В период стагнации (конец июля) термоклин, сформированный в начале лета, опустился и занял слой от 5 до 9 м. На большинстве створов на глубине 2—4 м образовался второй термоклин с относительно небольшими температурными градиентами (0,5—1,8 °С/м). На створах, не защищенных прибрежными лесами от ветра, в результате ветрового перемешивания верхний слой температурного скачка отсутствовал. Распределение кислорода по глубине определялось характером термической стратификации. На вертикалях, где был зафиксирован верхний слой температурного скачка, наблюдалось значительное падение концентрации кислорода ниже глубины 2—4 м.

Характерно, что наиболее напряженный кислородный режим в летний период отмечается на створах, расположенных в верховьях водохранилища, а также в местах впадения притоков. В озеровидной части водохранилища, где аккумулируется основной объем воды, кислорода в придонных горизонтах содержится примерно на порядок больше, чем в верховьях водоема. Это обстоятельство, очевидно, объясняется следующим. В верховья водохранилища поступают воды, наиболее загрязненные органическими веществами природного и антропогенного характера, принесенными притоками в территории водосбора. На окисление этих веществ расходуется содержащийся в воде растворенный кислород. Так, в верхних двух створах БПК₅ (4—5 мгО₂/л) и ХПК (30—40 мгО/л) в среднем в 1,5—2 раза выше, чем в приплотинной части (2—3 мгО₂/л и 15—25 мгО/л).

Отсюда вытекает весьма важный вывод о том, что верховья водохранилища играют роль буфера, принимая на себя большую часть загрязняющих веществ. В верховьях эти вещества частично или полностью окисляются, и в озеровидную часть водохранилища поступают приточные воды лучшего качества. Поэтому в озеровидной части наблюдается сравнительно благоприятный кислородный режим, а в верховьях отмечается весьма напряженный кислородный режим вплоть до анаэробных условий у дна при температурной стратификации.

Съемка, проведенная в начале осени 1981 г. (середина сентября), свидетельствует о восстановлении кислородного режима по всей глубине водохранилища (концентрация О₂ колебалась в пределах 9,2—9,9 мг/л, при 90—95 % насыщения), что обусловлено наступлением осенней гомотермии (температура воды в водохранилище 12—13 °С).

Следует отметить некоторую недонасыщенность воды кислородом в течение всего летне-осеннего периода даже в поверхностных

горизонтах (в среднем насыщение O_2 составляло 70—90 %). Это свидетельствует о преобладании процессов окисления и дыхания над фотосинтезом и аэрацией.

В относительно холодное лето 1982 г. был обнаружен только один слой температурного скачка, глубина положения которого в августе составляла примерно 7 м. В придонных горизонтах отмечены приблизительно такие же дефициты кислорода, как в 1980 г., и меньшие по сравнению с аналогичным периодом 1981 г.

На основании анализа температурного и кислородного режимов Верхнедеснянского водохранилища-охладителя Смоленской АЭС в предэксплуатационный период можно сделать следующие выводы и рекомендации.

1. В условиях жаркого лета (1981 г.) температурный и кислородный режим водоема явились своеобразной моделью будущей ситуации при эксплуатации САЭС. Можно ожидать, что при сбросе нагретых вод в водохранилище в зоне циркуляции охлаждающей воды будет наблюдаться достаточно устойчивая термическая стратификация.

2. Появление устойчивого слоя температурного скачка неизбежно приводит к дефициту кислорода в придонных горизонтах водохранилища, который достигает больших значений при наличии в воде значительного количества окисляемых растворенных органических веществ (до 6—7 мгО/л по БПК₅). Это может привести к образованию анаэробных зон и возникновению сероводородного загрязнения водоема, что помимо ущерба экологического повлечет за собой технический ущерб (интенсификацию коррозии оборудования АЭС и др.).

3. Верховья водохранилища играют роль буфера между водами притоков, загрязненных органическими веществами природного и антропогенного характера, и водной массой водоема. Благодаря этому в основном объеме воды водохранилища отмечается более благоприятный режим и лучшее качество воды по сравнению с верховьями, что говорит о самоочищающей способности Верхнедеснянского водохранилища.

4. Благодаря интенсивной аэрации потока, сбрасываемого из придонных горизонтов водохранилища через плотину в нижний бьеф, происходит быстрое (на протяжении десятков метров) насыщение воды кислородом практически до 100 %, что свидетельствует о благоприятном кислородном режиме р. Десны в нижнем бьефе.

5. При эксплуатации Смоленской АЭС для обеспечения нормативных значений температуры воды и содержания кислорода в нижнем бьефе, а во многом и качества воды рекомендуется продолжать сбрасывать воду через плотину из придонных горизонтов водохранилища.

6. Для поддержания нормативного качества воды в самом водохранилище в условиях эксплуатации АЭС необходимо предусмотреть мероприятия по искусственной аэрации придонных горизонтов водоема.

И. П. Петухова (УралНИИВХ)

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ВОДОЕМОВ В ЗОНЕ АКТИВНОГО АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРА ШАРТАШ)

В настоящее время особую актуальность имеют исследования водоемов Среднего и Южного Урала — края, где недостаток водных ресурсов ощущается довольно остро. В пределах данного района находится много озер, которые могут быть использованы для хозяйственных и культурно-оздоровительных целей. Однако некоторые из них находятся в неудовлетворительном состоянии и нуждаются в принятии серьезных мер по их оздоровлению.

Ярким примером такого водоема может служить оз. Шарташ, расположенное в черте г. Свердловска и несущее огромную рекреационную нагрузку. Состояние озера за последнее десятилетие значительно ухудшилось по водности и качественным показателям воды, участились заморные явления. Наблюдается постоянное снижение уровня воды в озере, который в настоящее время на 10 см ниже среднего многолетнего. Одной из причин обмеления является интенсивное хозяйственное преобразование водосборной территории озера, создание сети автодорог, пересекающих мелкие понижения и препятствующих стоку в водоем, осушение и дренирование ранее заболоченных участков. В результате снизился уровень подземных вод и уменьшилась их разгрузка в озеро, исчезли ключи в прибрежной полосе, нет выхода подземных вод в акватории вследствие значительного заиления. Так как площадь водосбора составляет всего 5,4 км² (при площади водного зеркала 7,4 км²), отрицательные последствия антропогенного влияния в водном балансе весьма ощутимы.

Приток в озеро в средний по водности год равен 4,25 млн. м³/год, тогда как потери на испарение, фильтрацию и отбор на хозяйственные нужды составляют 4,45 млн. м³/год, т. е. происходит постоянное истощение ресурсов озера, предотвратить которое можно путем регулирования водопотребления на хозяйственно-бытовые нужды и ограничения его в маловодные годы.

Уменьшение глубины способствует интенсивному развитию в озере высшей водной растительности, биомасса которой по измерениям 1981 г. составила 26 тыс. т, а площадь зарастания — 80 % водного зеркала. Озеро Шарташ относится к автотрофным водоемам, в нем наблюдается значительное развитие фитопланктона (до 80 мг/л). Отжившие гидробионты пополняют донные отложения биогенными веществами. Только в биомассе макрофитов, по данным 1981 г., содержалось 48,2 т азота и 8,63 т фосфора. Источниками поступления биогенов в водоем являются

также селитебные зоны, пахотные угодья, объекты рекреации, занимающие более 50 % площади водосбора.

Как показали проведенные ранее исследования, распределение потоков фосфора в водоем следующее: из донных отложений в водный объем через 1 м² площади поступает 2,0 г/год, с водосбора суши — 0,155 г/год. Критическая нагрузка для водоема составляет 0,11 г/(год·м²). Отсюда следует, что поступление биогенов может быть снижено путем удаления сапропелевых отложений и круговой защитой водоема от загрязнения, поступающих с водосбора. В результате поток фосфора в озеро должен уменьшиться до 0,12 г/(год·м²), что близко к допустимому.

В целях оздоровления озера в УралНИИВХ разработан комплекс мероприятий, предусматривающий очистку и углубление водоема, выделение водоохранной зоны на 300 м вокруг него. Предлагается не застраивать территорию в пределах водосбора, сократить пахотные угодья, а также осуществить его водное благоустройство. Одним из важнейших вопросов является улучшение водообмена в озере и организация дополнительной его подпитки, что позволит восстановить недостаток притока в озеро, повысить уровень воды в нем, создать резервы для регулирования и восстановить проточность. Поднятие уровня будет способствовать увеличению глубины в пределах сложившейся чаши озера и ограничению распространения высшей водной растительности. Одновременно снизится прогреваемость водоема, что уменьшит интенсивность «цветения». В резервах вод озеро нуждается и для проведения очистки от донных отложений, так как при механической очистке водоема необходимо каждый объем ила заменить водным объемом. При общем содержании в озере 19,5 млн. м³ ила потребуется 8—9 млн. м³ воды, что приведет к нарушению водного режима озера.

Проведенные изыскания показали, что вблизи озера нет источников, качественные показатели воды в которых не сказались бы отрицательно на гидрохимическом режиме водоема. Поэтому в качестве источников подпитки предлагается использовать водоотлив из двух карьеров, доочистка воды в которых требует наименьших затрат. Одним из вероятных токсичных ингредиентов, содержащихся в карьерных водах, является тринитротолуол; очистке от которого следует уделять особое внимание. Подачу воды в озеро предполагается проводить через приемные емкости, в качестве которых могут быть предложены разрезы, вырытые до фильтрующих дресвяных слоев, использовавшиеся ранее для добычи песка.

Для определения степени задержания загрязняющих веществ грунтами разрезов была поставлена серия опытов. Кроме тринитротолуола определялось загрязнение гуминовыми веществами и общее содержание железа в грунте до и после фильтрации. В результате выявлено, что грунт обладает хорошей задерживающей способностью по отношению к перечисленным выше веществам, а значит, может быть использован как природный фильтр.

Таким образом, на основании проведенного анализа можно сделать вывод, что активное антропогенное воздействие ускоряет естественный процесс «старения» озера, ухудшает его водный, гидрохимический и гидробиологический режим. Восстановление озера в этих условиях требует проведения комплекса водоохранных мероприятий, включая ограничение и изоляцию источников загрязнения в пределах водосбора, очистку от донных отложений, обеспечение удовлетворительного водообмена за счет изыскания новых источников подпитки, выделение водоохранной зоны в целях компенсации отрицательных антропогенных влияний и стабилизации экосистем.

РУСЛОВОЙ ПРОЦЕСС И ГИДРОДИНАМИКА РЕК И ВОДОЕМОВ

Ю. С. Ющенко (ГГИ)

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РУСЛА ВЕРХНЕЙ СУХОНЫ

Из верхнего течения р. Сухоны предполагается осуществить изъятие части стока для переброски в бассейн р. Волги. При этом значительную часть года она должна функционировать в режиме антиреки. Исследование руслового процесса на верхней Сухоне в естественных условиях необходимо как исходный этап для прогнозирования деформаций русла в проектных условиях.

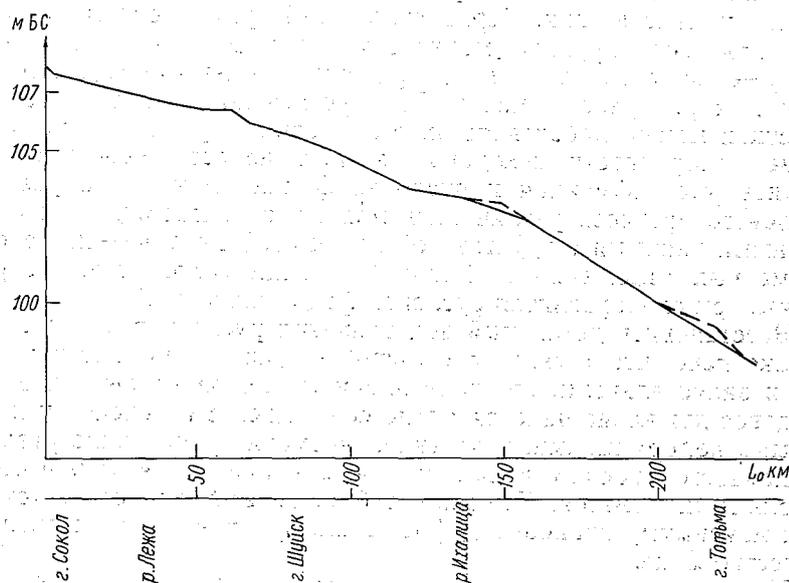
Современный русловой процесс на верхней Сухоне выражен слабо. Сравнение картографического материала (за период с 1914 по 1980 г.) и результатов экспедиционных исследований 1981—1982 гг. показывает, что на участке реки от истока из оз. Кубенского до д. Камчуга структурный транспорт наносов осуществляется преимущественно в виде микроформ. Однако русловые формы верхней Сухоны достаточно разнообразны: от излучин свободного меандрирования до побочней и отдельных осередков. Нетрудно сделать заключение, что эти формы унаследованы от прежних русловых режимов реки. Представляет интерес попытка описать эти режимы и объяснить причину унаследования русловых форм. Провести подобный анализ позволяют геолого-геоморфологические данные о развитии долины верхней Сухоны и прилегающих частей бассейна, известные из литературы [1, 2], данные о морфологии русла и поймы, полученные в ходе экспедиционных исследований, а также представление о процессе руслообразования как о сложной дискретно-организованной системе, в основе которой лежит взаимодействие трех определяющих факторов: стока воды и наносов и ограничивающих условий [3, 4].

Учитывая сказанное, «расшифровку» русловых процессов на верхней Сухоне целесообразно начать с наиболее высоких уровней организации системы; при этом будем учитывать постулат о трех определяющих факторах с тем, чтобы не путать русловой процесс с другими геоморфологическими процессами, проходившими параллельно на данной территории, в особенности с рельефообразующей деятельностью ледников.

Современный облик долины верхней Сухоны формировался в течение последних 10—15 тыс. лет, начиная с конечных фаз

четвертичного оледенения. В результате совместного действия ледников и поверхностных вод сформировался рельеф дна долины. Однако ледники ушли, а водные объекты действуют на поверхность суши и в настоящее время, и оказывается, что это действие довольно тесно связано с прошедшими, старыми условиями.

Наиболее общими характеристиками рельефа дна долины являются общая структура продольного профиля русла и положение низких террас. На верхней Сухоне выделяются три крупные ступени в продольном профиле реки и еще одна в ее истоке (см. рисунок).



Продольный профиль дна долины верхней Сухоны.

L_0 — расстояние по фарватеру русла от истока; пунктиром обозначены восстановленные участки.

Двум средним ступеням соответствуют значительные расширения высокой поймы и первой надпойменной террасы. Надо полагать, что в общем ходе процессов долинообразования, в том числе и в продвижении по долине языков ледника, выделяются определенные структуры, соответствующие описанному строению дна долины. Геолого-геоморфологические данные [1, 2] говорят о том, что расширения первой надпойменной террасы соответствовали в свое время крупные приледниковые и послеледниковые озера. По мере их спуска в послеледниковое время происходило обнажение аккумулятивной поверхности. Этому же дискретному образованию соответствовала ступень в продольном профиле русла образующейся на выходе из озера реки. Подобное явление наблюдается сейчас в истоке р. Сухоны из оз. Кубенского. Несмотря на сложность изменения действовавших факторов можно просле-

дить общую закономерность развития дна долины, русла и поймы на соответствующих этапах, относящихся к соответствующим дискретным образованиям. По мере осушения озера возникло русло древней Сухоны. Динамика его форм должна была соответствовать определяющим факторам руслового процесса. Попробуем описать их с детальностью, соответствующей крупным ступеням в продольном профиле дна долины. Гидравлические условия постепенно изменялись по мере перехода озера в однонаправленный поток. Наносы в озере имели в основном мелкофракционный состав, и постепенно активизировавшийся поток создавал русловые формы именно из них. Первоначальные формы русла могли представлять собой крупные мелкопесчаные и супесчаные скопления, которые по мере падения превращались в излучины с наибольшим для р. Сухоны шагом. По аэрофотоснимкам на отдельных участках можно проследить их реликтовые формы. Однако вследствие однородности исходных озерных наносов можно предположить, что пойменная и русловая фации этого этапа развития руслового процесса различались мало, что подтверждается современными данными о грунтах поймы верхней Сухоны — под слоями пойменных отложений в большей степени сохранились озерные глины, чем слабо развитая русловая фация аллювия.

Восстановить детальный ход развития русла нет возможности, однако ясно, что в связи с большой подвижностью мелких наносов и значительными его подтоплениями на определенных этапах грядовое движение наносов могло сочетаться с интенсивными плановыми деформациями. С течением времени происходило развитие продольного профиля реки, его сглаживание и понижение общих абсолютных отметок. Высокая пойма, генетически соответствующая максимуму плановых деформаций, прекращала свое активное существование.

По мере врезания русла постепенно сглаживались ступени продольного профиля и местами вскрывались коренные отложения ледников, что способствовало поступлению в русло песчаных наносов и соответственно изменению структуры руслового процесса. Одновременно моренные выходы дополнительно лимитировали врез, который на определенной стадии затухал. Возрождение же плановых деформаций было невозможно в связи со значительной устойчивостью плотных суглинков, в которые опустилось русло, и нарастающим дефицитом влекомых наносов, ограничивающим темпы деформаций. Так образовались унаследованные формы русла верхней Сухоны. Участки русла, расположенные вне зоны влияния озеровидных расширений дна долины, также достаточно интенсивно врезались, имея меньший дефицит влекомых наносов.

Описанные процессы происходили на фоне общего уменьшения водности в послеледниковое время. Расположенные в целом ниже по течению участки русла имеют больший возраст и подвергались более интенсивной переработке потоком. Этой же тенденции следует количество гряд-мезоформ в современном русле, развитость же высокой поймы, наоборот, уменьшается.

Интересно, что по мере рассмотрения современной морфологии озеровидных расширений дна долины от нижних к верхним видны как бы этапы формирования русла верхней Сухоны, что в значительной мере облегчает анализ общего хода процесса развития русла и поймы.

С течением времени формировались морфологически однородные участки, для которых следует учитывать более детальные характеристики определяющих факторов руслового процесса. Так, можно выделить свои условия руслообразования и соответствующую морфологию для верхних, средних и нижних частей озеровидных расширений дна долины.

В целом о верхней Сухоне можно сказать, что ее современное русло начало формироваться в послеледниковое время, 10—15 тыс. лет тому назад. При этом выделялись такие основные стороны руслообразования: постепенное уменьшение водности озера и самого потока; уменьшение объема поступления наносов; переход от преобладающей их аккумуляции в озерах к преобладающей эрозии русел; увеличение крупности руслоформирующих наносов. В соответствии со структурными особенностями этих процессов формировались морфологически однородные участки, мезо- и макроформы русла. В настоящее время русловой процесс проходит в условиях значительных ограничений и дефицита влекомых наносов. Транспорт их осуществляется в основном в виде микроформ.

Важно, что с помощью дискретных представлений можно анализировать унаследование и сокращение руслового процесса и процесса долинообразования в целом. Это открывает новые возможности для их прогнозирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ауслендер В. Г. Особенности строения четвертичной толщи и граница валдайского оледенения в бассейне Верхней Сухоны: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. Таллин, 1975.— 31 с.
2. Гаркуша В. И., Котлукова И. В., Семичева В. И., Хомутова В. И. Поздне- и послеледниковые озера присухонской низины.— В кн.: История озер. Т. 2. Вильнюс, 1970, с. 300—311.
3. Знаменская Н. С. Донные наносы и русловые процессы.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 191 с.
4. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— 272 с.

*В. И. Никора (ОГМИ),
Н. Ф. Обада (АН МССР)*

ОСОБЕННОСТИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ЕСТЕСТВЕННОГО РУСЛОВОГО ПОТОКА С ГРЯДОВЫМ ДНОМ

Исследование структуры турбулентности руслового потока является одной из центральных задач теории руслового процесса. Ее решение позволит понять физическую сущность различных гид-

рологических явлений, составляющих русловой процесс. Натурные измерения русловой турбулентности ограничены, что особенно касается потоков с грядовым дном. Здесь следует отметить работы Д. И. Гринвальда и др. [1], Б. Ф. Смищенко и др. [3], Маклина и Смита [5].

В данной работе приводятся результаты статистического анализа пульсаций продольной компоненты вектора скорости в естественных русловых потоках с грядовым рельефом дна.

Методика. В качестве исходной информации использованы данные 19 экспериментов (356 рядов актуальных скоростей с дискретностью 1 с и длиной 1024 члена каждый), выполненных при экспериментальных исследованиях, проводимых кафедрой гидрологии ОГМИ под руководством Д. И. Гринвальда на реках Турунчук, Риони, Цхенисцкали. Обработка данных включала проверку их на стационарность и согласие экспериментальных кривых распределения с теоретическими законами, расчеты параметров распределения, корреляционных и структурных функций, спектральных плотностей и функций когерентности.

Проверка соответствия эмпирических кривых распределения исследуемых рядов теоретическим законам (нормальный, равномерный, бета-распределение, гамма-распределение, хи-квадрат, Рейлея, Максвелла, Лапласа—Шарлье, Вейбула, логарифмически-нормальный, Стьюдента, показательный) выполнялись численным методом с использованием критериев согласия Пирсона и Колмогорова—Смирнова и с применением клетчаток вероятностей.

Малая мутность исследуемых потоков (20—90 мг/л), малые размеры взвешенных частиц (0,01—0,05 мм) и значения числа Колмогорова $K_0 \ll 1$ позволяют считать влияние взвеси на структуру потока несущественным. Диапазоны гидравлических характеристик потока и русла при проведении экспериментов представлены в таблице.

Диапазоны гидравлических характеристик

| Q м ³ /с | H , м | B , м | Fr | $Re \cdot 10^{-6}$ | h_r/l_r | h_r/H |
|-----------------------|-----------|---------|-------------|--------------------|-------------|-----------|
| 25—215 | 1,29—3,15 | 44—149 | 0,007—0,070 | 0,52—1,95 | 0,016—0,056 | 0,04—0,51 |

Результаты. 1. Графическая и численная проверка согласия эмпирических кривых распределения с теоретическими законами показала наилучшее соответствие этих кривых четырехпараметрическим законам Лапласа—Шарлье (67 % кривых) и нормальным законам (28 % кривых). При этом нормальный закон в большинстве случаев выполняется над гребнем гряды. Преобладание того или иного типа распределения в зависимости от расстояния ото дна не выявлено. Среднее квадратическое отклонение σ_u , являющееся характеристикой турбулентной энергии, ко дну увеличи-

вается, принимает в придонной области максимальное значение, а затем уменьшается. Над гребнем максимум σ_u находится на расстоянии $(0,1 \div 0,2)z/H$ ото дна, над подвалом — на расстоянии $(0,04 \div 0,15)z/H$. Следует отметить, что для всех экспериментов максимум σ_u над подвалом расположен на уровне гребня или чуть ниже его. Анализ кривых $\sigma_u(z)$ показывает также, что в придонной области σ_u в подвале в 1,2—2,5 раза превышает значения σ_u над гребнем. В транзитной области картина меняется на противоположную, что обусловлено более однородным распределением σ_u по глубине над гребнем.

В придонной области (слой 10—15 см) асимметрия положительна и в среднем равна 0,40 при колебаниях от 0,10 до 2,5. На границе придонной и транзитной области асимметрия меняет знак на отрицательный и к поверхности по абсолютному значению увеличивается, достигая $-1 \dots -2,8$. У самой поверхности асимметрия близка к нулю. Положительные значения асимметрии в придонной области свидетельствуют о преобладании там положительных пульсаций скорости, в то время как для транзитной области характерно преобладание отрицательных.

Экссесс в придонной области, как правило, близок к нулю, отклоняясь от него не более чем на 0,6 в ту или иную сторону. В транзитной области он также не принимает значения менее $-0,6$, но в большинстве случаев имеет выбросы в область положительных значений, достигая иногда при этом 15 или более. Возможно, это связано с перемежаемостью внутри развитого турбулентного потока.

2. Распределение осредненных скоростей по глубине в слое между поверхностью потока и плоскостью, проходящей через гребни гряд, удовлетворительно описывается логарифмическим законом. Наиболее точно он выполняется над подвалом (отклонения не превышают 6 %), наименее точно — над гребнем (отклонения достигают 11 %). Распределение осредненных скоростей над напорным скатом занимает промежуточное положение (отклонения от логарифмического закона достигают 8,5 %). В ряде случаев в придонной области над гребнем наблюдается локальный максимум скорости. Наличие такого максимума отмечается в эпюрах скоростей ветра над полем ветровых волн в океане [2] и в лабораторных экспериментах Мотцфельда при обдуве волновых поверхностей [6]. По-видимому, этот эффект обусловлен сгущением линий тока над гребнем и снижением интенсивности турбулентности в этой области.

Динамическая скорость V_* , определенная по вертикальным профилям скорости методом наименьших квадратов, существенно зависит от расположения измерительной вертикали относительно элементов гряды. В области над подвалом она максимальная, а над гребнем принимает минимальное значение. Распределение осредненных скоростей по вертикали в области, лежащей ниже слоя, для которого выполняется логарифмический закон, носит сложный характер. Расчет коэффициента сопротивления гряды,

выполненный с использованием эпюры осредненных скоростей в подвалье и значения V_* над подвальем, дал среднее значение 0,73 при изменении от 0,41 до 1,10. По характеру распределения осредненных скоростей над грядой поток можно разделить на две области: транзитную (область выполнения логарифмического закона) и придонную. Границу раздела при этом можно формально рассматривать как поверхность с периодически меняющейся по длине шероховатостью — над гребнем она минимальная, над подвальем — максимальная.

Важной интегральной характеристикой турбулентности является интенсивность турбулентности, определяемая как отношение σ_u к какой-либо характерной скорости. В данном случае использована осредненная скорость в точке. Учитывая неоднородность потока по длине гряды, нами предпринята попытка выявления закономерностей распределения по глубине этой характеристики над различными элементами гряды — гребнем, напорным скатом и подвальем. В результате методом наименьших квадратов получены зависимости вида:

$$K = a\eta^n \quad (\eta = z/H; \quad K = \sigma_u/\bar{u}), \quad 0,02 \leq \eta \leq 0,95;$$

$$K = 0,070\eta^{-0,28} \quad (\text{гребень});$$

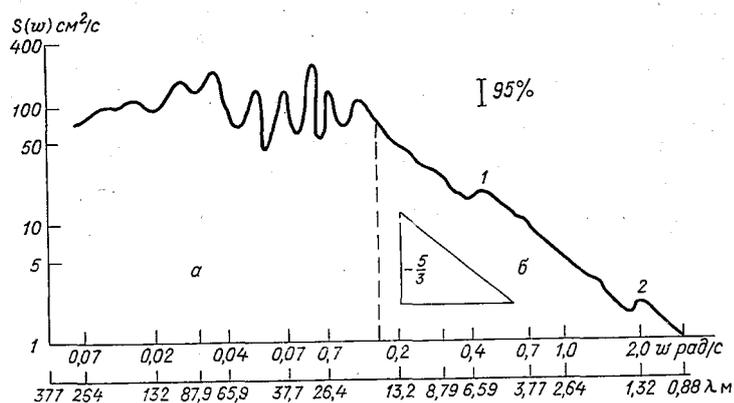
$$K = 0,072\eta^{-0,32} \quad (\text{напорный скат});$$

$$K = 0,065\eta^{-0,47} \quad (\text{подвалы}).$$

Коэффициенты корреляции (0,82; 0,84; 0,86 соответственно) этих связей, параметры уравнений и уравнения в целом (в логарифмических координатах) существенны при уровне значимости менее 1 %.

3. Для исследования внутренней структуры турбулентности использованы корреляционные и структурные функции, спектральные плотности и функции когерентности. Их анализ позволил установить характерные особенности и некоторые закономерности в спектре пульсаций скорости в русловом потоке с грядовым дном. На рисунке представлен характерный график спектральной плотности, полученный по данным измерений микровертушкой (высокочастотная область) и вертушкой ГР-99 (низкочастотная область). По частоте этот график можно разделить на две области — *a* и *b*. Область *a* характеризуется наличием значимых пиков на некотором фоне, близком к белому шуму. Вихри этого диапазона частот обладают наибольшей энергией, посредством их происходит, по-видимому, передача энергии от осредненного потока к пульсационному. Аналогичная форма спектра в области низких частот получена для рек Японии [4]. Область *b* отражает каскадную передачу энергии по спектру частот. Граница между областями *a* и *b* соответствует примерно 10 глубинам потока. Спад энергии в спектре области *b* происходит по закону «—5/3» (что соответствует аппроксимации структурных функций законом

« $2/3$ »). В совокупности с большими числами Рейнольдса ($\approx 10^6$) такое поведение структурных функций и спектральных плотностей пульсаций продольной компоненты скорости свидетельствует о выполнении в этой частотной области закономерностей теории локально-изотропной турбулентности Колмогорова—Обухова. Наибольший размер вихрей, с которых начинается каскадная передача энергии по закону « $-5/3$ », растет с числом Рейнольдса и увеличивается от дна к поверхности. Особенностью спектра пульсаций скорости в потоке с грядовым дном является наличие 2—3 максимумов в области б, отражающих приток энергии в определенной



Спектральная плотность пульсаций скорости (р. Турунчук — с. Яски, 1982 г.).

области масштабов. На участках между этими зонами притока энергии спектр спадает по закону « $-5/3$ ». Низкочастотный пик 1 в области б соответствует вихрям, размеры которых близки к длине гряды. Пик 2 отвечает вихрям с размерами подвалья ($l \approx 3 \div 8h_r$). Иногда в его окрестностях наблюдается менее мощный пик (или несколько пиков), что обусловлено, по-видимому, влиянием гребней соседних гряд. Такой же результат следует и из анализа корреляционных и структурных функций.

Выполненный анализ позволяет обосновать гипотезу о существовании дискретных зон энергоснабжения турбулентности, обусловленных взаимодействием с рельефом дна. Под дискретностью притока энергии здесь понимается приток в узком диапазоне частот. Зона энергоснабжения 1 связана с неустойчивостью осредненного потока в области масштабов, близких по размерам к длине гряды. Зона 2 обусловлена генерацией вихрей в подвалье и последующим распространением их в транзитный поток.

Совместный анализ автоспектров и функций когерентности приводит к выводу о росте размеров вихрей, образующихся в подвалье, при их распространении в транзитный поток.

Полученные результаты могут быть использованы при построении математических моделей динамики руслового потока с грядовым дном, а также при расчете характеристик турбулентности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гринвальд Д. И., Мозгунов Г. И., Шаутидзе О. Д. Сопротивление русла и распределение характеристик турбулентности в потоке при грядовом строении дна.— Гидравлика и гидротехника, 1978, вып. 26, с. 3—6.
2. Бортковский Р. С. и др. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан—атмосфера.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.— 239 с.
3. Смищенко Б. Ф., Клавен А. Б., Корчова Ю. М. Пространственный характер движения песчаных гряд и кинематика потока над ними.— Труды ГГИ, 1972, вып. 190, с. 151—164.
4. Iwasa Y., Asano T. Characteristics of turbulence in rivers and conveyance channels.— In: Third Int. Symp. Stochastic Hydraulics, August 5—7, 1980. Tokyo, Japan; 1980, p. 565—576.
5. McLean S. R., Smith T. D. Turbulence measurements in the boundary layer over a sand wave field.— J. Geophys. Res., 1979, December 20, p. 7791—7808.
6. Motzfeld H. Die turbulente Strömung an welligen Wänden.— ZAMM, 1937, 17, S. 193—212.

Ш. Р. Поздняков (ГГИ)

ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ СПОСОБ ИЗМЕРЕНИЯ ТРАНСПОРТА ВЛЕКОМЫХ НАНОСОВ ГОРНЫХ РЕК

В последнее время в докладах различных международных гидрологических организаций [10], решениях гидрологических съездов и совещаний [3, 9] все чаще отмечается, что дальнейшее исследование законов движения влекомых наносов, прогноз последствий инженерных мероприятий на реках настоятельно требуют новой, более высокой техники измерений, особенно в условиях горных рек. Для измерения транспорта влекомых наносов до последнего времени в основном использовались различного рода батометры-ловушки, которым присущ целый ряд недостатков, вследствие чего от их применения сейчас почти повсеместно отказались. Для изучения скорости перемещения влекомых наносов достаточно широко применяются трассеры [7, 11]; кроме того, есть попытки использования телевидения [3], естественного электрического поля [4] и т. д. Проведенный в лаборатории наносов ГГИ анализ методов измерения транспорта влекомых наносов [4] позволил сделать вывод о перспективности использования эффекта соударения движущихся частиц наносов со специальной приемной конструкцией.

Первым прибором, реализовавшим явление соударения для исследования транспорта влекомых наносов, видимо, следует считать

радиобатометр профессора Глушкова; подробно описанный Д. И. Абрамовичем в 1933 г. [1]. Принцип устройства радиобатометра состоял в том, что удары о приемную поверхность движущихся камней, преобразованные в звуковые колебания, улавливались микрофоном. С микрофона электрические сигналы через усилитель и выпрямляющее устройство подавались на гальванометр высокой чувствительности. Однако из-за недостаточной разработанности конструкции приемной части и регистрирующего аппарата изготовить прибор для количественных измерений движения влекаемых наносов на этой основе не удалось.

В 1936 г. во Франции для прослушивания движения влекаемых наносов в потоке был также применен микрофон. Впоследствии было предложено несколько конструкций приборов, использующих явление соударения движущихся частиц наносов друг с другом или с приемным устройством; наиболее интересными являются работы Брадо, Джюньета, Ивичича и Бедеуса, Н. Я. Соловьева [6, 11]. Тем не менее ни один из этих приборов не нашел широкого применения в силу целого ряда конструктивных недостатков.

Анализ предшествующих работ позволил выделить некоторые общие принципы для разработки оптимального метода и соответствующей аппаратуры, использующей явление соударения для измерения транспорта влекаемых наносов. Основные из них следующие: 1) обеспечение регистрации движения наносов во всей толще потока; 2) регистрация частиц наносов во всем диапазоне размеров, характерных для определенного типа рек (в данном случае горных); 3) минимальные нарушения приемной частью прибора скоростной структуры потока и движения наносов; 4) надежная фильтрация полезных сигналов о количественных характеристиках движения наносов от помех; 5) защита чувствительных элементов датчиков от непосредственного воздействия потока и ударов частиц наносов во избежание поломок.

Кроме того, необходимо предусмотреть, чтобы средства измерения выдавали информацию в удобном для дальнейшей обработки виде, а вся аппаратура была бы легкотранспортабельной и приспособленной для автономного и маломощного питания.

Как показал опыт практической работы и лабораторные эксперименты, в качестве достаточно подходящей конструкции приемного устройства прибора, с которой осуществлялось бы соударение движущихся в бурных горных реках частиц наносов, видимо, следует считать вертикально установленную гидрометрическую штангу.

Остановимся на характеристике получаемой информации.

Рассмотрим частицу массой m , движущуюся в потоке со скоростью V . Количество движения частицы равно mV . В момент соударения со штангой эта частица будет иметь скорость V_0 , равную нулю; при этом импульс силы будет равен $mV - mV_0$. Под действием этого импульса в штанге возникнут упругие деформации, которые при помощи специальных устройств можно преобразовать в электрические сигналы. Характеристики этих сигналов измеряются при помощи специальных устройств (анализаторов).

В разрабатываемой конструкции в качестве преобразователя в электрические сигналы был применен пьезоэлектрический кристалл.

Как известно, в случае прямого пьезоэлектрического эффекта при механической деформации пьезокристалла на его поверхностях возникают электрические заряды. Значения зарядов определяются по соотношению

$$q = \alpha F_x,$$

где F_x — сила, вызвавшая деформацию пьезокристалла; α — постоянный для данного пьезокристалла коэффициент, называемый пьезоэлектрическим модулем. Значение F_x зависит от импульса силы удара частицы о штангу.

В качестве пьезокристаллического преобразователя в данной разработке была применена керамика титаната бария (BaTiO_3). Этот материал имеет хорошие пьезоэлектрические свойства ($\alpha = 0,225$ Кл/Н), совершенно негигроскопичен, обладает высокой механической прочностью, его характеристики очень слабо изменяются в широком диапазоне температуры.

Для проверки области применимости этого пьезоэлектрика для данной задачи были проведены эксперименты по измерению э. д. с., возникающей в нем, при непосредственном ударном воздействии частиц. В процессе экспериментов измерялась максимальная амплитуда электрических импульсов, возникающих при падении частиц на пьезокерамику. Для экспериментов были выбраны частицы преимущественно шарообразной формы в большом диапазоне массы — от десятых долей грамма до тысяч грамм, количество движения которых (при известной постоянной скорости, равной 2 м/с, непосредственно перед соударением) колебалось от 0,0003 до 3,5 кг·м/с. В результате измерений была получена зависимость $U = f(mV)$, где U — максимальная амплитуда электрического импульса, вырабатываемого пьезоэлементом — в зависимости от количества движения частицы изменялась от десятых долей вольта до тысяч вольт. Зависимость $U = f(mV)$ с учетом погрешностей измерений можно было принять приближенно за линейную.

Далее были исследованы характеристики электрических импульсов, возникающих на пьезоэлементе при его реакции на колебания в связанной с ним приемной штанге, вызванные ударами частиц. Это было необходимо для того, чтобы установить, сохранится ли при этом информативность электрических импульсов, достаточная для практического измерения количества движения частиц по данной схеме.

С этой целью к торцу приемной штанги была прижата керамика титаната бария. Значения mV частиц моделировались как в предыдущем эксперименте. При соударениях частиц со штангой пьезоэлемент вырабатывал сигналы сложной формы в виде высокочастотных затухающих колебаний, максимальные амплитуды которых изменялись от 0,025 до 10 В. Масса исследовавшихся частиц изменялась от 1,7 до 500 г. Зависимость $U = f(mV)$ имела

характер экспоненты, выходящей (при сохранении условия постоянства скоростей) при $m \approx 300$ г. С другой стороны, при соударениях частиц массой, меньшей 0,17 г, пьезоэлемент вырабатывал сигналы, амплитуды которых были соизмеримы с его собственными шумами и шумами соединительных цепей. Впоследствии путем применения более массивной штанги в качестве приемного устройства удалось расширить диапазон регистрируемых частиц до 500 г. Таким образом, по данной схеме измерений рабочий диапазон регистрируемых масс составил 1,7—500 г, куда попадали частицы диаметром приблизительно от 10 до 75 мм (при условии шарообразности формы и плотности частиц, равной $2,65 \text{ г/см}^3$). Это частицы крупного гравия, мелкой, средней и крупной гальки. Как показывают результаты предшествующих натуральных исследований [8], указанный диапазон охватывает большую часть размеров частиц влекомых наносов горных рек.

Итак, в пределах всего исследованного диапазона масс данная схема дает информацию о количестве движения частиц путем измерения максимальной амплитуды электрического импульса, вырабатываемого пьезоэлементом. Это измерение, как уже отмечалось, можно осуществлять при помощи специального анализирующего устройства, разработка которого в настоящее время осуществляется в лаборатории наносов совместно с отделом разработки средств измерения гидрологических характеристик (ГГИ).

Для перехода к расходу влекомых наносов необходимо по информации о количестве движения частицы получить данные о ее массе.

В 1977 г. В. В. Романовским были проведены теоретические и экспериментальные исследования скорости перемещения влекомых наносов [5]. Одним из основных выводов, сделанных в результате этих экспериментов, был вывод о том, что отставание частицы от окружающего ее потока является величиной переменной и в пределе стремится к нулю, т. е. при больших скоростях течения скорость перемещения частиц оказывается близкой к скорости течения воды в соответствующем слое потока. При этом скорость перемещения частиц по дну в достаточно широком диапазоне относительной крупности не зависит от размеров выступов шероховатости дна потока. Эти результаты подтвердили выводы, сделанные ранее В. Н. Гончаровым [2].

Таким образом, для условий бурных горных рек можно предположить, что скорость перемещения частиц влекомых наносов приблизительно равняется скорости соответствующих слоев потока, в которых это перемещение осуществляется. Как показывают данные натуральных измерений, различие скоростей течения на разных горизонтах для бурных потоков с сильно шероховатым дном не очень велико. Следовательно, при таких условиях скорости влечения частиц, находящихся на разных горизонтах, не будут сильно различаться.

С другой стороны, массы частиц отдельных фракций, участвующих в транспорте, для условий горных рек различаются на

несколько порядков. Так, например, массы частиц, применявшихся в экспериментах по измерению амплитуд электрических импульсов, различались почти в 300 раз.

Автором были измерены количества движения частиц различных фракций. Эксперименты проводились в условиях гладкого лабораторного лотка при средних скоростях течения 0,55, 0,85, 1,00 м/с. При таких скоростях не наблюдалось сальтации частиц, которые в основном перекатывались. Скорости перемещения частиц при этом зависят от скорости потока на высоте центра тяжести частицы. Разница между скоростями движения частиц различных фракций составляла менее 50 % минимальной скорости перемещения частиц. В естественных условиях эти отклонения могут быть больше, особенно для сальтирующих частиц, но все же значительно меньше, чем различия в их массах.

В таблице приведены некоторые результаты экспериментов для частиц различной формы. Из данных таблицы видно, что при одинаковой скорости потока измерение количества движения влекомой частицы позволяет определить массу частицы. Данных о массе и количестве перемещаемых частиц достаточно для вычисления их расхода.

Летом 1982 г. на р. Каскелен в Заилийском Алатау были проведены предварительные полевые испытания модели регистратора движения влекомых наносов, реализующей пьезоэлектрический способ измерения. При измерениях была принята методика, при которой приемное устройство последовательно устанавливалось на нескольких вертикалях по створу, на каждом из которых оно выдерживалось определенное время в зависимости от интенсивности движения частиц. Для оценки пьезоэлектрического способа параллельно были организованы измерения при помощи батометра ПИ-29 и суммарным способом по объему отложений в отстойнике. Эти исследования показали принципиальную возможность измерения расходов влекомых наносов горных рек предлагаемым пьезоэлектрическим способом и подтвердили целесообразность продолжения разработки прибора и соответствующей методики измерений.

Усовершенствование методики измерений при помощи пьезоэлектрического способа могло бы заключаться, например, в использовании нескольких датчиков. Последние могут устанавливаться одновременно на нескольких вертикалях по створу. Запись сигналов от датчиков на один многоканальный самописец электрических импульсов позволяла бы исследовать пульсацию движения частиц не только по времени, но и по ширине потока. Можно было бы применить и один многоканальный анализатор для получения суммарного расхода по створу.

Резюмируя, можно сказать, что изложенный в настоящей работе пьезоэлектрический способ измерения движения влекомых наносов удовлетворяет основным требованиям, сформулированным в начале статьи. Кроме того, он позволяет осуществлять измерения не только расходов наносов, но и их гранулометрического состава.

Количество движения частиц влетаемых наносов различных фракций, полученное по данным экспериментов

| Фракция | Коэффициент формы | Средний размер фракции $d_{ср}$, мм | $V_{ср} = 0,55$ м/с | | $V_{ср} = 0,85$ м/с | | $V_{ср} = 1,00$ м/с | |
|----------------|-------------------|--------------------------------------|---------------------|-----------|---------------------|-----------|---------------------|-----------|
| | | | число измерений | тУ кг·м/с | число измерений | тУ кг·м/с | число измерений | тУ кг·м/с |
| Гравий средний | | 3,5 | 30 | 0,000017 | 30 | 0,000024 | 31 | 0,000031 |
| Гравий крупный | | 7,5 | 15 | 0,00020 | 31 | 0,00027 | 30 | 0,00030 |
| Галька мелкая | | 15 | 15 | 0,0016 | 30 | 0,0022 | 30 | 0,0025 |
| Галька средняя | 1,0 | 35 | 15 | 0,024 | 31 | 0,033 | 31 | 0,037 |
| Галька крупная | | 75 | 20 | 0,24 | 36 | 0,35 | 30 | 0,40 |
| Валуны | | 125 * | 20 | 1,086 | 6 | 1,40 | 30 | 1,64 |
| Гравий крупный | | 7,5 | | | | | 30 | 0,00031 |
| Галька мелкая | | 15 | | | 3 | 0,0012 | | |
| Галька средняя | 0,8 | 35 | | | 15 | 0,031 | 30 | 0,036 |
| Галька крупная | | 75 | | | 4 | 0,16 | 30 | 0,22 |

* Диаметр использованной в экспериментах частицы.

С помощью этого способа могут выполняться измерения пульсации расходов влекомых наносов по времени и изменчивости по ширине потока.

В процессе полевых испытаний был опробован вариант измерений, при котором сигналы от пьезоэлектрического преобразователя записывались на магнитную ленту, а затем анализировались в лаборатории. Были выявлены дополнительные преимущества такого варианта: 1) решался вопрос хранения информации на технических носителях; 2) появилась возможность контроля за выполненными измерениями и многократного их воспроизведения с целью анализа различных характеристик движения наносов; 3) упрощались полевые измерения.

Следует заметить, однако, что для проведения количественных измерений транспорта влекомых наносов с использованием записи на магнитную ленту требуется достаточно высококлассная звукозаписывающая аппаратура, что может несколько затормозить внедрение рассмотренного варианта метода в практику гидрологических измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович Д. И. К производству работ по изучению расхода донных наносов горных рек.— Записки ГГИ, 1933, т. 11, с. 149—167.
2. Гончаров В. Н. Движение наносов.— Л.; М.: ОНТИ, 1938.— 312 с.
3. Методика измерения расходов наносов и изучения деформации речных русел и исследование твердого стока.— Будапешт, 1972.— 118 с.
4. Поздняков Ш. Р., Романовский В. В. Методы измерения транспорта влекомых наносов.— Труды ГГИ, 1983, вып. 297, с. 55—62.
5. Романовский В. В. Исследование скорости перемещения влекомых наносов.— Труды ГГИ, 1977, вып. 242, с. 71—81.
6. Соловьев Н. Я. Регистратор движения крупных наносов.— Труды ГГИ, 1969, вып. 172, с. 90—95.
7. Сток наносов, его изучение и географическое распределение/Под ред. А. В. Караушева.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 240 с.
8. Талмаза В. Ф., Крошкин А. И. Гидроморфометрические характеристики горных рек.— Фрунзе: Кыргызстан, 1968.— 204 с.
9. Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 1. Генеральные доклады и решения съезда.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 280 с.
10. Measurement of river sediments. WMO, Operational Hydrology. Rep. 16.— Geneva: WMO, 1981.— 61 p.
11. Stichling W. Instrumentation and techniques in sediment surveying — In: Proc. Hydrol. Symp. N 7. Victoria, British Columbia, 1969, p. 81—139.

В. А. Ременюк (ГГИ)

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ОСРЕДНЕННОЙ СКОРОСТИ ПУЛЬСИРУЮЩЕГО ПОТОКА ГИДРОМЕТРИЧЕСКОЙ ВЕРТУШКОЙ

Инерционность вертушки и нелинейность ее динамических характеристик приводят к тому, что при измерении осредненной скорости пульсирующего потока значение сигнала на выходе вер-

тушки (\bar{u}_B) оказывается выше входного среднего (\bar{u}) на относительную величину δ_n :

$$\delta_n = (\bar{u}_B - \bar{u})/\bar{u}. \quad (1)$$

Эта систематическая составляющая полной погрешности измерения скорости (назовем ее пульсационной погрешностью) определяется как инерционными свойствами вертушки, так и амплитудно-частотными характеристиками турбулентного потока [1, 3]. Проведем теоретическую оценку величины δ_n , для чего введем функцию спектральной плотности пульсационной погрешности $S_\delta(\omega)$. По физическому смыслу эта функция подобна функции спектральной плотности пульсационных скоростей $S_u(\omega)$ и позволяет рассчитать вклад заданного интервала частот пульсации $\Delta\omega \in [\omega_1; \omega_2]$ в полную пульсационную погрешность δ_n :

$$\delta_n[\omega_1; \omega_2] = 2 \int_{\omega_1}^{\omega_2} S_\delta(\omega) d\omega. \quad (2)$$

Для выражения $S_\delta(\omega)$ через характеристики потока и вертушки воспользуемся теоретической зависимостью погрешности δ_n от фиксированной частоты пульсации скорости ω [3, 5]:

$$\delta_n(\omega) = \frac{\omega^2 T_v^2}{1 + \omega^2 T_v^2} Ka^2(\omega), \quad (3)$$

где T_v — время синхронизации — характеристика инерционности вертушки [1, 5]; $Ka(\omega)$ — число Кармана (коэффициент вариации скорости) для определенной гармоники ω полного спектра частот пульсации скорости.

Выражение (3) является частным случаем искомой функции $S_\delta(\omega)$ при переводе последней из непрерывной в дискретную (по ω) форму, т. е. при замене содержащейся в ней непрерывной величины $S_u(\omega)Ka^2$ на дискретную величину $Ka^2(\omega)$ (относительную дисперсию пульсационной скорости для фиксированной частоты ω). Таким образом, функцию спектральной плотности пульсационной погрешности $S_\delta(\omega)$ запишем в виде

$$S_\delta(\omega) = Ka^2 S_u(\omega) \frac{\omega^2 T_v^2}{1 + \omega^2 T_v^2}, \quad (4)$$

где Ka — число Кармана для всего спектра частот пульсации скорости.

При экспоненциальной аппроксимации автокорреляционной функции скоростей потока, общепринятой в речной гидравлике, справедлива зависимость [4, 5]

$$S_u(\omega) = \alpha / [\pi(\alpha^2 + \omega^2)], \quad (5)$$

где $\alpha = 1/\tau_k$; τ_k — время корреляции рассматриваемой автокорреляционной функции; $\pi = 3,14$.

С учетом зависимости (5) запишем функцию спектральной плотности пульсационной погрешности (4) в расчетном виде:

$$S_{\delta}(\omega) = \frac{Ka^2}{\pi} \frac{\alpha}{\alpha^2 + \omega^2} \frac{\omega^2 T_v^2}{1 + \omega^2 T_t^2}. \quad (6)$$

Подставив результат (6) в равенство (2), для условий $\omega_1=0$, $\omega_2=\infty$ получим искомое выражение пульсационной погрешности δ_{Π} при измерении скоростей реальных турбулентных потоков:

$$\delta_{\Pi} = Ka^2 T_v / (\tau_{\kappa} + T_v). \quad (7)$$

Оценим погрешность δ_{Π} для одного из неблагоприятных случаев измерения осредненной скорости течения \bar{u} : при $\tau_{\kappa}=1$ с, $T_v=0,1$ с, $Ka=0,25$ получим

$$\delta_{\Pi} \approx 0,25^2 \cdot 0,1 \approx +0,6 \%. \quad (8)$$

Таким образом, теоретическая оценка пульсационной погрешности показывает ее незначительность в реальных турбулентных потоках, что совпадает с выводами работ [1, 3, 5, 7].

Состоятельность теоретических выводов можно проверить только на практике — в лабораторном или полевом эксперименте. С этой целью нами совместно с отделом разработки средств измерения гидрологических характеристик ГГИ был проведен лабораторный эксперимент, в котором на входе вертушки моделировался квазигармонический сигнал $u(t)$:

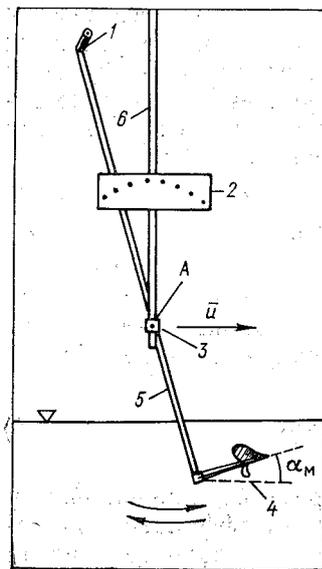


Рис. 1. Схема установки для моделирования квазигармонического сигнала на входе вертушки.

Эксперимент проводился в сентябре 1982 г. в тарировочном канале ГЭБ ГГИ, длина которого составляет 100 м, ширина 4 м, глубина 2,8 м. В неподвижной воде канала перемещалась вертушка со средней скоростью \bar{u} , равной установившейся скорости движения тележки. На фоне средней скорости вертушке придавались близкие к гармоническим продольно-радиальные колебания, чем обеспечивалась пульсация скоростей обтекания лопастного винта. С этой целью была изготовлена установка, изображенная на рис. 1. Принцип действия установки заключается в следующем.

Штанга 6, закрепленная на градуировочной тележке, движется вдоль канала с постоянной скоростью \bar{u} . На штанге находится муфта 3 с осью А, относительно которой совершает колебания рычаг 5. На нижнем конце рычага установлена вертушка 4, перемещающаяся по дуге окружности с центром в точке А. Верхний конец рычага снабжен рукояткой 1, при помощи которой вручную

сообщаются колебания рычагу и вертушке. На штанге 6 крепится ограничитель амплитуды перемещения рычага и вертушки 2. Длина плеча рычага от оси А до оси вертушки, так же как и от оси А до шкалы ограничителя амплитуды 2, равна 50 см.

При сообщении гармонических колебаний рычагу 5 на вход вертушки подается сигнал следующего вида [6]:

$$u(t) = \bar{u} + \Delta u \cos \omega t + \Delta, \quad (9)$$

где Δu — амплитуда колебаний скорости; Δ — некоторая добавка, не превышающая $\pm 0,5\%$ при максимальном угле отклонения оси вертушки от оси движения градуировочной тележки $|\alpha_m| < 30^\circ$. В наших опытах соблюдено условие $|\alpha_m| < 20^\circ$, следовательно, выражение (9) мало отличается от уравнения гармонического сигнала, что и требуется по условиям эксперимента.

Отметим, однако, что ручной привод, обеспечивающий колебания вертушки по схеме эксперимента, определяет не чисто гармонический сигнал на входе вертушки, а сигнал заданной амплитуды и периодичности, что, впрочем, нас вполне удовлетворяет.

Эксперимент производился при $Ka(\omega) \approx 0,5$ в диапазоне средних скоростей $\bar{u} = 0,20 \div 1,25$ м/с. Столь высокое число Кармана выбрано с той целью, чтобы ожидаемый эффект влияния пульсации скорости на погрешность измерения ее осредненного значения был существенно выше инструментальной погрешности измерений. Период колебаний вертушки T_n задавался минимально возможным для ручного привода и составлял 0,5 с. Ограничения амплитуды колебаний рассчитывались по зависимости [6]

$$\Delta x = \frac{\sqrt{2}}{\pi} Ka(\omega) \bar{u} T_n, \quad (10)$$

где Δx — длина дуги перемещения вертушки.

Для измерений скорости использовались стандартные вертушки ГР-21, ГР-55, ГР-99 и вертушка ГР-21 с пластиковым винтом, идентичным по форме ее же винту № 1. Длительность измерения скорости \bar{u} в одном режиме движения градуировочной

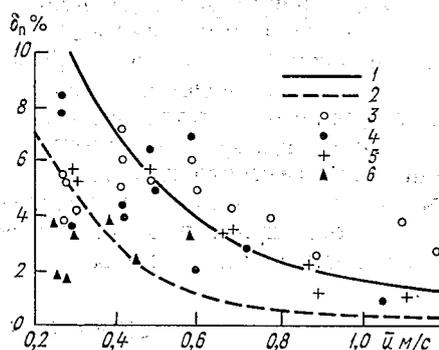


Рис. 2. Зависимость погрешности измерения осредненной скорости потока δ_n от \bar{u} и L при квазигармонических пульсациях скорости $u(t)$.

Теоретические погрешности, рассчитанные по формуле (3): 1 — при $L=2$ см, 2 — при $L=1$ см; эмпирические погрешности по измерениям вертушками: 3 — ГР-21, 4 — ГР-99, 5 — ГР-55, 6 — ГР-21 (пластиковый винт) при $T_n=0,5$ с, $Ka \approx 0,5$.

тележки составляла не менее 50 с. По данным экспериментов построены зависимости эмпирических погрешностей от измеряемой скорости \bar{u} (рис. 2). Из теоретических и эмпирических зависимостей $\delta_n(\bar{u})$ следует, что формула (3) при пути синхронизации вертушки $L=1 \div 2$ см вполне удовлетворительно описывает влияние пульсации скорости на точность измерений осредненной величины \bar{u} (здесь $L=T_v\bar{u}$ [5]).

Как видим, данные экспериментов достаточно хорошо совпадают с теоретическими выводами, что подтверждает состоятельность последних. Таким образом, можно определенно говорить о незначительном влиянии пульсационной погрешности на точность измерения расходов воды естественных турбулентных потоков, оценивая максимальное значение реальной пульсационной погрешности δ_n не выше +0,5%. Аналогичный вывод следует из результатов проведенных нами полевых экспериментов, а также подтверждается отсутствием невязок постоянного знака при составлении гидрологами многолетних водных балансов. В заключение отметим, что полученные результаты позволяют устранить бытующие в современной литературе противоречивые представления о роли пульсационной погрешности при оценке надежности измеренных расходов воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арбузов И. А. Поведение гидрометрической вертушки в пульсирующем потоке.— Труды ЛГМИ, 1972, вып. 46, с. 94—102.
2. Бурцев П. Н. Влияние турбулентности на показания гидрометрической вертушки.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 2. Л., 1977, с. 245—251.
3. Вовченко Н. Я. Динамические характеристики скоростного расходомера топлива с вертушкой.— Труды МАИ, 1959, вып. 109, с. 43—57.
4. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 310 с.
5. Протопопов Н. Г. Проектирование ветроизмерительных приборов.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 192 с.
6. Ременюк В. А. Исследование кинематической структуры потока и усовершенствование методики измерения расхода воды в открытых руслах. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. техн. наук. Л., 1983.— 16 с.
7. Фидман Б. А. Измерение структуры речного течения.— Водные ресурсы, 1973, № 6, с. 107—117.

Е. В. Разумов (Институт озераедения АН СССР)

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА оз. СЕВАН

В работе приняты следующие обозначения: x, y, z — оси декартовой системы координат: ось x направлена на восток, y — на север, z — вертикально вниз; U, V, W — составляющие скорости течения соответственно по осям x, y, z ; ρ_0 — постоянное значение плотности; ρ — аномалия плотности; P — аномалия давления; l — параметр Кориолиса; J — якобиан; S_x, S_y — составляющие инте-

гальной циркуляции воды озера; S_{xh} , S_{yh} — составляющие циркуляции верхнего слоя; ζ — приведенный уровень свободной поверхности озера; k — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости; ψ — функции полных потоков; g — ускорение свободного падения; τ — касательное напряжение ветра; Δ — плоский оператор Лапласа; H — глубина озера; T_h — температура верхнего однородного слоя; h — глубина слоя; τ_h — напряжение Рейнольдса на глубине h ; Q_0 — поток тепла на поверхности ($z=0$); Q_h — поток тепла на глубине h ; B_0 — радиационный баланс поверхности; R_0 — поток поглощенной солнечной радиации; C_a — коэффициент сопротивления; e — удельная влажность воздуха на высоте 2 м над уровнем озера; e_* — насыщающая удельная влажность воздуха; L — удельная теплота испарения; ε — диссипация энергии турбулентности; V_* — скорость трения.

При решении практических задач, связанных с определением характеристик термического режима крупных озер, необходимо учитывать влияние на термическую структуру озера динамических факторов. Последние характеризуются устанавливающимися к июлю горизонтальными градиентами давления, формирующими устойчивую циклоническую циркуляцию [2, 3].

Циркуляция вод озера приводит к горизонтальной дивергенции верхнего слоя, вызывающей смещение изотерм. В Севане при наиболее развитом подъеме холодных вод на глубине 10 м горизонтальные градиенты температуры достигают $2^\circ\text{C}/\text{м}$ [4]. Динамическое воздействие ветра, горизонтальная температурная неоднородность и рельеф дна формируют в озере интегральную циркуляцию. Для определения ее составляющих запишем уравнения движения в приближении Буссинеска следующим образом:

$$-lV = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial U}{\partial z} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} - rU; \quad (1)$$

$$lU = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial V}{\partial z} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - rV; \quad (2)$$

$$S_x = \int_0^H U dz; \quad S_y = \int_0^H V dz; \quad (3)$$

$$S_{hx} = \int_0^h U dz; \quad S_{hy} = \int_0^h V dz. \quad (4)$$

В уравнениях (1), (2) правая часть характеризует вертикальный турбулентный обмен; первые два члена левой части представляют собой геострофические соотношения, последний член характеризует горизонтальный турбулентный обмен.

Задача определения горизонтальных градиентов давления сводится к определению функции полных потоков ψ . После ряда традиционных преобразований [5] уравнения (1), (2) сводятся к следующему выражению:

$$\Delta\psi - \frac{1}{\rho_0 f} \left[\text{rot } \tau_0 - \text{rot } \tau_H - gJ \left(\int_0^H \rho dz, H \right) \right] = 0. \quad (5)$$

Решая уравнение (5), находим составляющие интегральной циркуляции озера:

$$S_x = -\partial\psi/\partial y; \quad S_y = \partial\psi/\partial x. \quad (6)$$

Используя уравнения (1), (2) и соотношение

$$P_z = g\rho_0\zeta + g \int_0^z \rho dz, \quad (7)$$

определяем наклоны уровня:

$$\begin{aligned} \frac{\partial\zeta}{\partial x} = & -\frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_0^H \int_0^z \rho dz dz + \int_0^H \rho dz \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\tau_{0x}\tau_{Hx}}{gH\rho_0} - \\ & - \frac{rS_x}{gH} + \frac{lS_y}{gH}, \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial\zeta}{\partial y} = & -\frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial}{\partial y} \int_0^H \int_0^z \rho dz dz + \int_0^H \rho dz \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{0y}\tau_{Hy}}{gH\rho_0} - \\ & - \frac{rS_y}{gH} - \frac{lS_x}{gH}. \end{aligned} \quad (9)$$

Представим толщу озера двумя гидростатическими слоями со скачком плотности на границе раздела. Считая вертикальный обмен импульсом в верхнем слое достаточно интенсивным для того, чтобы скорость течения и температура слоя не зависела от глубины, проинтегрируем уравнения (1), (2) в пределах верхнего однородного слоя. С учетом выражений (8), (9) определим составляющие интегральной циркуляции слоя:

$$-lS_{xh} = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^h \frac{\partial P}{\partial x} dz + \tau_{0x} - \tau_{hx} - rS_{yh}, \quad (10)$$

$$lS_{yh} = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^h \frac{\partial P}{\partial y} dz + \tau_{0y} - \tau_{hy} - rS_{xh}. \quad (11)$$

Проинтегрированное в пределах однородного слоя уравнение температуропроводности примет вид

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} h + S_{xh} \frac{\partial T_0}{\partial x} + S_{yh} \frac{\partial T_0}{\partial y} = Q_0 - Q_h. \quad (12)$$

Для замыкания системы уравнений (10)–(12) необходимо иметь выражение для определения h . Значение h находится интегрированием однородного уравнения баланса энергии турбулентности в пределах слоя. При сделанных выше допущениях,

считая режим турбулентности квазистационарным, уравнение для определения h можно представить в виде

$$0 = -\tau_x \frac{\partial U}{\partial z} - \tau_y \frac{\partial V}{\partial z} - \alpha g Q - \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} - \varepsilon. \quad (13)$$

Баланс турбулентной энергии представлен, таким образом, следующими составляющими: первые два члена характеризуют вклад генерации энергии за счет сдвига среднего течения; третий член характеризует работу сил плавучести; четвертый член описывает изменения энергии, порождаемые вариациями среднего потока; последний член представляет собой диссипацию энергии.

Определим потоки на границах однородного слоя следующим образом:

поток тепла на поверхности озера

$$\rho c Q_0 = B_0 - R_0 + \rho_a C_a \sqrt{U_a^2 + V_a^2} \{c_p (T_0 - T_a) + L(e_* - e_a)\}; \quad (14)$$

поток импульса

$$\tau_{0x} = \rho_a C_a U_a^2; \quad \tau_{0y} = \rho_a C_a V_a^2. \quad (15)$$

Обмен теплом и импульсом на нижней границе однородного слоя представим следующими зависимостями: при углублении слоя

$$\tau_{hx} = \rho_0 C_a \Delta U (\partial h / \partial t + W); \quad \tau_{hy} = \rho_0 C_a \Delta V (\partial h / \partial t + W); \quad (16)$$

$$\rho c Q_h = \Delta T (\partial h / \partial t + W); \quad (17)$$

при уменьшении глубины слоя:

$$\tau_{hx} = \rho_0 c_a |U_h - U| (U_h - U); \quad (18)$$

$$\tau_{hy} = \rho_0 c_a |V_h - V| (V_h - V); \quad \rho c Q_h = 0. \quad (19)$$

Из уравнения (11) с учетом условий (12)—(17) получаем выражение для глубины однородного слоя:

$$0 = -\alpha_1 V_*^3 - \alpha_2 V_*^3 - \frac{h}{2} \rho_0 g \alpha Q_h - \frac{h}{2} \frac{\alpha g}{c} \left(Q_0 + R_h - \frac{2}{h} \int_0^h R dz \right). \quad (20)$$

Анализируя реакцию предложенной системы уравнений на сезонный ход вынуждающих характеристик (скорость ветра, температура воздуха, солнечная радиация и др.), можно сделать следующие выводы об особенностях формирования термической структуры крупных озер:

— подъем холодных глубинных вод достигает своего максимального развития при установлении устойчивой стратификации — наибольшем скачке плотности на границе раздела слоев;

— на глубине термоклина формируется противотечение;

— увеличение вклада дрейфовой компоненты в уравнениях (5) приводит к интенсификации противотечения — изгиб изотерм поднимается к поверхности;

— осенне-зимнее охлаждение с поверхности озера, вызывающее интенсивное конвективное перемешивание, приводит к увеличению глубины однородного слоя, сглаживанию изгиба изотерм и в конечном счете к полной температурной однородности озера по вертикали. Предположения о существовании противотечения и характере развития подъема холодных вод подтверждаются результатами экспериментальных работ [1, 4].

Реализация предложенной модели позволит отразить формирование термической структуры озера в летний период и ее развитие в осенний период годового цикла, а также провести численный анализ взаимосвязи термических характеристик озера с его динамической структурой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айнбунд М. М. К вопросу о термическом процессе оз. Севан.— В кн.: Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме. Т. 1. Ереван, 1961, с. 324—335.
2. Акопян М. А., Демин Ю. Л. Численное моделирование течений оз. Севан.— Метеорология и гидрология, 1982, № 8, с. 68—74.
3. Акопян М. А., Демин Ю. Л. Об одной прогностической модели течений в стратифицированных водоемах.— Океанология, 1982, т. 22, вып. 4, с. 550—556.
4. Гёзаян М. Г. О температурном режиме оз. Севан в связи со спуском его уровня.— Труды Севан. гидробиол. станции, 1979, вып. 17, с. 5—23.
5. Ниллер П. П., Краус Э. Б. Одномерные модели верхнего слоя океана.— В кн.: Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Л., 1979, с. 175—209.
6. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 182 с.

Т. В. Фуксова (ГГИ)

О ВОЗМОЖНОСТИ ПОСТРОЕНИЯ СХЕМ ТЕЧЕНИЙ В НЕВСКОЙ ГУБЕ ПО НАТУРНЫМ ДАННЫМ

Несмотря на длительную историю изучения течений в Невской губе, по вопросу о схеме течений в ней до сих пор нет согласованных решений. Это объясняется как разным объемом и качеством использованных натуральных данных, так и различиями в методике их обработки. Первые схемы течений (И. П. Шпиндлер [8], К. М. Дерюгин [2], В. Е. Ляхницкий [5]) получены путем осреднения значений скорости и направления в каждой точке наблюдений за некоторый период времени. Все последующие схемы течений (П. П. Якуцени [3, 6], Н. Д. Шишов [3, 6], Н. А. Скриптунов [3, 7], В. А. Знаменский [4], М. Л. Моносов и О. А. Азер-

никова [1]) построены на основе специального анализа, заключающегося в группировке материалов наблюдений за течениями при определенных внешних условиях — направления и скорости ветра, изменения уровня и других характеристик — и осреднении или нахождении зависимостей от факторов в рамках выделенных градаций. Субъективность в выборе параметров и градаций, по которым группируются исходные данные, в основном и определяют различия в схемах течений, полученных авторами.

Режим течений в Невской губе определяется стоком р. Невы, ветром и динамическими колебаниями уровня. Анализ последовательных мгновенных схем течений, построенных за периоды 9—23 сентября и 29 сентября — 10 октября 1981 г., когда синхронные наблюдения велись на сети из 17 станций с самописцами течений, показывает, что поле течений постоянно трансформируется, а период полной перестройки при смене знака хода уровня составляет 2—3 ч. Была предпринята попытка типизировать синхронные мгновенные схемы течений по принципу: течения по всей акватории губы направлены на запад («сток»), на восток («нагон»), течения направлены по-разному и происходит образование квазициркуляционных зон. Однако обобщить выделенные типы схем течений по определяющим параметрам не представилось возможным, так как одинаковые по внешним признакам схемы течений наблюдались при совершенно различных гидрометеорологических условиях. Примером тому могут служить мгновенные схемы течений, представленные на рис. 1, на котором ситуации *a* предшествовали в течение 13 ч юго-восточный ветер со скоростью 7 м/с и падение уровня с интенсивностью 2 см/ч, а непосредственно перед зафиксированным моментом — 9 см/ч. Ситуация *b* сложилась при подъеме уровня в течение 3 ч с интенсивностью 12—20 см/ч, а в предшествовавший моменту час — 2 см/ч. При этом в течение суток наблюдался юго-юго-западный ветер со скоростью 10 м/с.

Построение схем течений при каких-либо заданных значениях параметров предполагает наличие однозначной зависимости характеристик течения от определяющих факторов, т. е. зависимости вида

$$U = ax + b,$$

где U — характеристика течений; a — коэффициент; b — свободный член; x — характеристика определяющего фактора.

Цель настоящей работы — оценить возможность применения метода группировки по внешним параметрам для построения схем течений в Невской губе и точность получаемых при этом характеристик течений. С этой целью отыскивались зависимости характеристики течений (проекция вектора течений на продольную ось губы) U_x от скорости и направления ветра, интенсивности изменения уровня $\Delta H/\Delta t$ и уклона водной поверхности (как разности уровней на Невской устьевой станции (НУС) и в Кронштадте) $H_{\text{НУС}} - H_{\text{Кр}}$. При анализе были использованы материалы наблю-

дений за течениями в трех характерных районах Невской губы: зоне транзита (станция 2), зоне с замедленным водообменом южнее Морского канала (станция 9) и в восточной части южной половины губы (станция 10). Наблюдения проводились с июля по

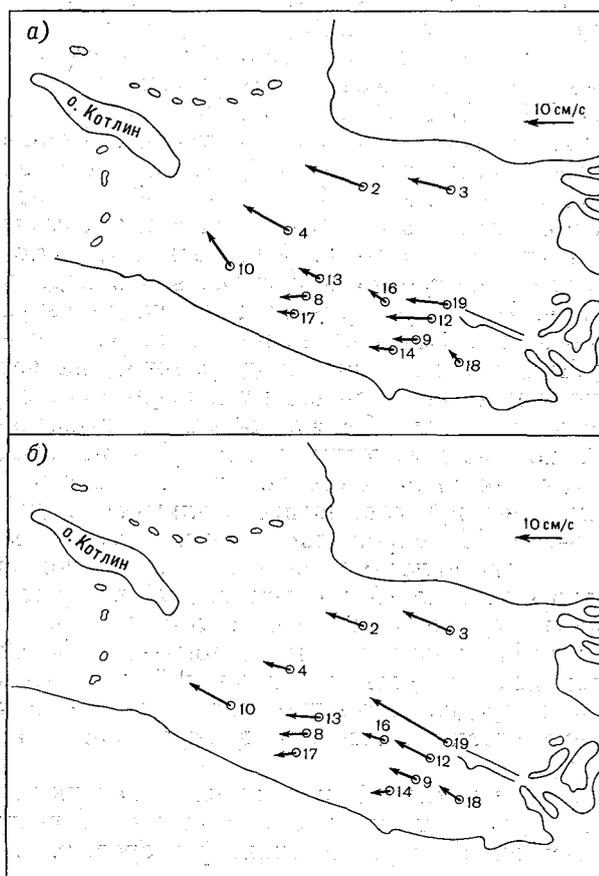


Рис. 1. Мгновенные схемы течений, построенные по результатам синхронных наблюдений в Невской губе.

а — 13 00 4 октября 1981 г., ветер юго-восточный, $\Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t = -9$ см/ч; б — 12 00 8 октября 1981 г., ветер юго-юго-западный, $\Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t = +2$ см/ч.

октябрь 1981 г. с помощью самописцев течений БПВ-2, установленных на неподвижных основаниях. Ежечасные характеристики уровня и ветра выбирались по наблюдениям на постах и станциях СЗ УГКС.

Период с июля по октябрь 1981 г. характеризовался средними расходами воды. р. Невы (д. Новосаратовка) $2930 \text{ м}^3/\text{с}$, что при-

близительно соответствует значению 35 %-ной обеспеченности. Разница между максимальным и минимальным средними суточными значениями расходов составила около 10 %. Таким образом, изменение стока р. Невы не оказывало влияние на изменчивость характеристик течения.

Зависимость изменения уровня, уклона и течения от местного ветра не обнаружена, что подтверждает сделанные ранее другими авторами выводы о том, что характер течения в Невской губе в основном определяется не местным ветром, а гидрометеорологическими условиями Балтийского моря и Финского залива, обуславливающими характер изменения уровня в губе. Анализ показал, что существует связь между изменениями уровня и уклоном. Приблизительно эта зависимость может быть выражена уравнением

$$(H_{\text{НУС}} - H_{\text{КР}})/\Delta t = 1,1H_{\text{НУС}}/\Delta t \pm \sigma, \quad (1)$$

однако большое среднее квадратическое отклонение ($\sigma=4,6$) лишает такую зависимость практической ценности.

Для определения зависимости течения от изменения уровня были построены связи проекции вектора течений на ось губы ($100-290^\circ$) с интенсивностью изменения уровня в НУС при ветрах различных направлений и скорости. При этом по направлению выделялись три градации ветра: нагонные (СЗ-З-ЮЗ), сгонные (СВ-В-ЮВ) и нейтральные. Градации скорости ветра определены по зависимости коэффициента сопротивления от скорости ветра, построенной по материалам градиентных наблюдений на северной дамбе Морского канала, проведенных в 1981 г. Невской экспедицией ГГИ. Таким образом выделены три градации: 0—4 м/с — слабые ветры; 4—9 м/с — умеренные, ≥ 9 м/с — сильные ветры. Характер полученных зависимостей проиллюстрирован рис. 2.

Средние по всему ряду наблюдений зависимости течений от интенсивности изменения уровня описываются следующими выражениями:

станция 2

$$U_x = (0,94 \Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t - 6,3) \pm 4,0 \text{ (570 случаев);}$$

станция 9

$$U_x = (1,43 \Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t - 3,0) \pm 7,0 \text{ (623 случая);} \quad (2)$$

станция 10

$$U_x = (1,27 \Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t - 4,0) \pm 6,0 \text{ (573 случая).}$$

В правой части формул приведены значения среднего квадратического отклонения σ .

Анализ полученных зависимостей показал, что наиболее надежные связи с коэффициентами, близкими к 1, 0, и σ , не превышающими 4, 0, существуют для станции 2, находящейся в тран-

зитной зоне, что, по-видимому, связано с преобладанием реверсивного характера изменчивости течений в этом районе. В зоне южнее Морского канала вид зависимостей сохраняется, но они характеризуются большими значениями σ : от 2,6 до 7,0.

Из формул (2) следует, что при группировке, например, для случая маломеняющегося уровня ($\Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t = \pm 2$ см/ч) разброс значений U_x может в 1,5—3 раза превышать среднее значение в районе сравнительно устойчивого течения (станция 2) и

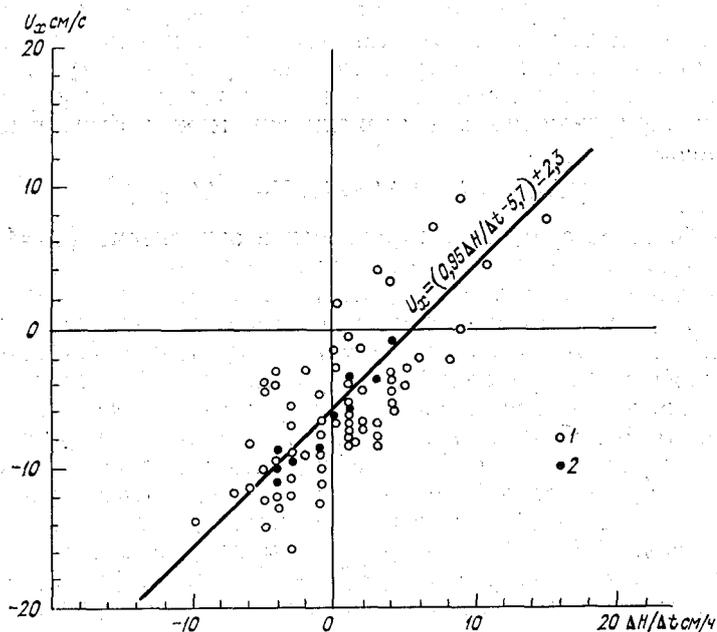


Рис. 2. Зависимость проекции вектора течений в транзитной зоне на продольную ось губы от интенсивности изменения уровня в НУС при сгонных ветрах 4—9 м/с.

в 10 раз в южной части губы (станции 9 и 10). Оценка погрешностей расчета для случая слабых ветров (0—4 м/с) на основании эмпирических формул:

станция 2

$$U_x = (0,9 \Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t - 5,5) \pm 2,1 \quad (184 \text{ случая}); \quad (3)$$

станция 9

$$U_x = (1,3 \Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t - 2,1) \pm 4,8 \quad (176 \text{ случаев})$$

показывает, что для случая маломеняющегося уровня ($\Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t = \pm 1$ см/ч), что соответствует «стоковой» ситуации, погрешность определения скорости течений в зоне транзита в 2 раза превышает среднее значение, а южнее Морского канала — в 5—15 раз.

Из анализа зависимостей следует также, что течения, направленные в губу по всей акватории, наблюдаются при подъемах уровня более 10 см/ч (5,5 % случаев за период наблюдений), а из губы — при спадах уровня с интенсивностью более 3 см/ч (12,5 %). В остальных случаях (72 %) могут наблюдаться течения, направленные как в губу, так и из нее, т. е. определение направления течений даже в грубом приближении (в губу — из губы) может быть однозначным лишь в 18 % случаев (при $\Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t > \pm 10$ см/ч и $\Delta H_{\text{НУС}}/\Delta t < -3$ см/ч).

Таким образом, погрешности при построении схем течений Невской губы методом группировки по внешним факторам достаточно велики, а обеспеченность конкретных ситуаций мала. Из этого следует, что применение этого метода для Невской губы сопряжено со значительными ошибками, а описание повторяемости той или иной схемы течений недостоверно. Все это, а также определенная субъективность метода группировок является источником ошибок и противоречий в описании режима течений Невской губы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азерникова О. А., Моносов М. Л. О типовых схемах течений в Невской губе.— Сборник работ ЛГМО, 1981, вып. 12, с. 48—57.
2. Дерюгин К. М. Результаты гидрологических исследований, произведенных в 1920—1921 гг. в Невской губе.— Записки по гидрографии, 1923, т. 16, с. 269—274.
3. Гидрология устьевой области Невы/Под ред. С. С. Байдина.— М.: Гидрометеиздат, 1965.— 383 с.
4. Знаменский В. А. Лабораторные исследования гидродинамики и санитарного состояния Невской губы.— Труды ГГИ, 1966, вып. 136, с. 129—147.
5. Ляхницкий В. Е. Гидрометеорологические работы в устье р. Невы и в Невской губе, исполненные портовыми изысканиями в последние годы.— В кн.: Труды I Всерос. гидрол. съезда. Л., 1925.— 223 с.
6. Михайлов А. Е., Шахвердов Д. В. Исторический очерк изученности течений в Невской губе (исследование схем течений).— Сборник работ ЛГМО, 1977, вып. 9, с. 84—106.
7. Скриптунов Н. А. Течения в Невской губе в ледовый период и их расчет.— Сборник работ ЛГМО, 1977, вып. 9, с. 107—145.
8. Шпидлер И. Б. Гидрологические исследования Невской губы и района С.-Петербурга, проведенные для целей канализации столицы в 1911—1912 гг.— СПб, 1913.— 47 с.

ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ВЛАГООБОРОТА В АТМОСФЕРЕ

А. Г. Лапенис (ГГИ)

ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ УСЛОВИЙ НА ХИМИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ МОРСКИХ ВОД С ДОННЫМИ КАРБОНАТНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Одним из основных параметров, характеризующих равновесное состояние природных вод с карбонатными отложениями, является произведение растворимости L (в данной работе мы пользуемся понятием кажущегося, или концентрационного, произведения растворимости), которое определяется как ионное произведение концентраций $[Ca^{2+}]$ и $[CO_3^{2-}]$ для условий равновесия процессов растворения и выпадения в осадок минералов вида $CaCO_3$.

При изучении глобального цикла углерода важно знать, как меняется среднее значение L для всего Мирового океана в целом.

Если бы дно океанов было покрыто каким-либо одним минералом, то решить задачу об изменении среднего значения L было бы несложно. Для этого достаточно иметь данные о зависимости произведения растворимости L от температуры и давления. Но в природе распространены несколько карбонатных минералов (в основном кальцит и арагонит), поэтому необходимо учитывать степень влияния этих минералов на среднее значение L . В данной работе сделано предположение о том, что реальное значение произведения растворимости карбонатных осадков есть результат линейной суперпозиции значений L , вычисленных для вод, находившихся в химическом равновесии с кальцитом и арагонитом, т. е.

$$L = (S_K L_K + S_A L_A) / (S_K + S_A), \quad (1)$$

где S_K и S_A — площади, занимаемые соответственно кальцитом и арагонитом, которые можно оценить по гипсометрической кривой Мирового океана (рис. 1) [2]:

$$S_K = \Gamma(h_K) - \Gamma(h_A) A; \quad (2)$$

$$S_A = \Gamma(h_A) A, \quad (3)$$

где $\Gamma(h)$ — значение гипсометрической функции в точках h_K (критическая глубина карбонатонакопления для кальцита) и h_A (кри-

тическая глубина карбонатакопления для арагонита); A — площадь (%), занимаемая арагонитом выше h_a . В наших расчетах площадь A принималась равной 50 %; отклонение реального значения A от принятых 50 % вызовет незначительные изменения в конечном результате, так как площадь всей зоны океанического дна выше h_a сравнительно невелика — около 25 % общей площади, занимаемой карбонатными осадками (см. рис. 1); L_k и L_a — произведения растворимости кальцита и арагонита, определенные для средней температуры вод Мирового океана и среднего гидростатического давления.

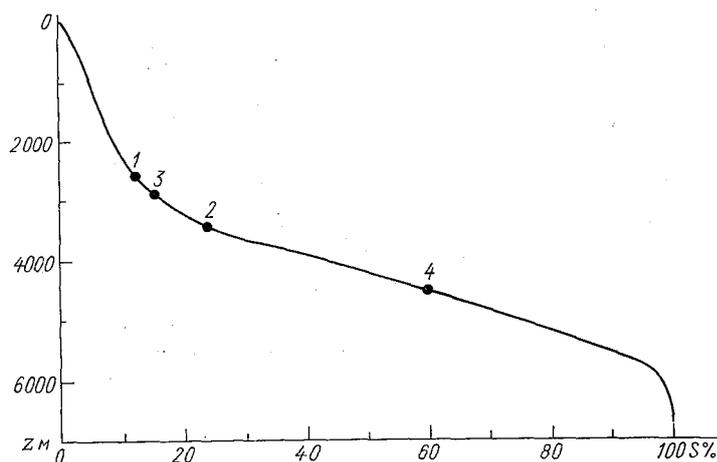


Рис. 1. Распределение площади дна в Мировом океане по глубине (гипсометрическая кривая).

Цифрами обозначены современные положения уровней 100 %-ной насыщенности вод для CaCO_3 (1), верхней границы лизоклина (2) и критической глубины карбонатакопления арагонита (3) и кальцита (4).

Подставив выражения (2) и (3) в формулу (1), получим формулу, связывающую среднее для Мирового океана значение L с критическими глубинами карбонатных минералов через гипсометрическую функцию:

$$L = [\Gamma(h_k) - \Gamma(h_a)A]L_k + \Gamma(h_a)AL_a / \Gamma(h_k). \quad (4)$$

Данных о h_a мало, обычно известно h_k . Для современного океана отношение h_k/h_a , по данным работы [4], составляет приблизительно 1,6. Отсюда при среднем значении $h_k=4,5$ км среднее значение h_a получаем равным 2,8 км. После подстановки этих значений h_k и h_a в формулу (4) получаем среднее значение L для вод Мирового океана, равное $0,97 \cdot 10^{-6}$ ммоль/л².

Для интерпретации данных глубоководного бурения в океанах (которые, как правило, дают только значения h_k) было бы полезным связать значения h_a и h_k при различных физико-химических условиях. Это представляется возможным сделать для

различных стационарных условий океана, воды которого находятся в химическом равновесии с карбонатными осадками. Условие равновесия, однако, не означает, что вертикальный профиль $[\text{CO}_3^{2-}]$ совпадает с равновесным. Несмотря на то, что современный океан в верхних слоях пересыщен CaCO_3 , а на глубине существует сильное недосыщение им, считаем его находящимся в равновесии, так как осреднение концентрации $[\text{CO}_3^{2-}]$ по толще

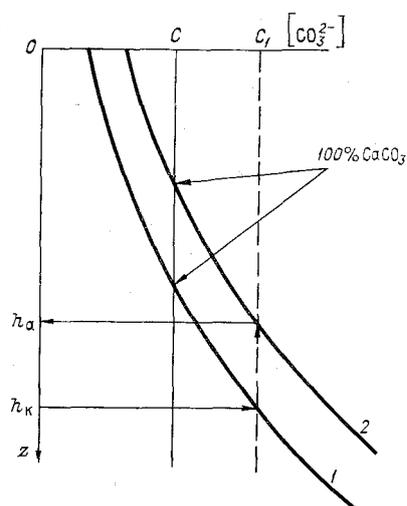


Рис. 2. Изменение равновесных концентраций $[\text{CO}_3^{2-}]$ в морской воде для кальцита (1) и арагонита (2) и их связь с положением уровня h_k для этих минералов.

Мирового океана дает значение, близкое к равновесному.

Для определения значения L существенна форма профиля $[\text{CO}_3^{2-}]$ глубже 1,5—2 км. Начиная с этих глубин концентрация $[\text{CO}_3^{2-}]$ в океане практически не изменяется [3, 4] (см. линию C на рис. 2). Точки пересечения прямой C с кривыми равновесных значений $[\text{CO}_3^{2-}]$ для арагонита и кальцита дадут положение уровней 100 %-ной насыщенности вод этими минералами.

Для нахождения отношения h_k/h_a естественно предположить, что полное растворение карбонатных осадков, состоящих из кальцита и арагонита, наблюдается при одинаковой степени недосыщенности морских вод этими минералами (см. линию C_1 на рис. 2).

Определив координаты точек пересечения двух кривых с прямой C_1 и используя для этого аппроксимационные выражения зависимости L от глубины, получим

$$h_a = h_k \frac{a_1}{a} \frac{h_k + \ln L_k/L_a + c(a-1)}{h_k + c(a-1)}, \quad (5)$$

где a , a_1 , c — параметры, зависящие от температуры.

В таблице приводятся результаты расчета по выражению (5) для различных значений h_k и температуры. Отношение h_k/h_a , рассчитанное для современных значений h_k и температуры придонных вод, получилось равным 1,57 и близко к определенному эмпирически (1,6).

Интересно отметить, что изменение температуры мало влияет на отношение h_k/h_a .

Подставляя выражение (5) в формулы (2), (3) и используя формулу (4), можно рассчитать изменения среднего для Миро-

Зависимость отношения h_k/h_a от h_k и температуры воды океана

| h_k , км | Температура, °С | | | | | |
|------------|-----------------|------|------|------|------|------|
| | 0 | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 |
| 2,0 | 3,20 | 3,12 | 3,15 | 3,17 | 3,32 | 3,34 |
| 2,5 | 2,55 | 2,49 | 2,51 | 2,55 | 2,65 | 2,70 |
| 3,0 | 2,19 | 2,19 | 2,16 | 2,20 | 2,27 | 2,23 |
| 3,5 | 1,96 | 1,93 | 1,93 | 1,97 | 2,03 | 2,09 |
| 4,0 | 1,81 | 1,78 | 1,78 | 1,81 | 1,86 | 1,91 |
| 4,5 | 1,70 | 1,57 | 1,67 | 1,70 | 1,74 | 1,79 |
| 5,0 | 1,61 | 1,58 | 1,58 | 1,61 | 1,64 | 1,69 |
| 5,5 | 1,54 | 1,51 | 1,51 | 1,54 | 1,57 | 1,61 |
| 6,0 | 1,49 | 1,46 | 1,46 | 1,48 | 1,51 | 1,55 |

вого океана значения L в зависимости от изменений h_k и температуры.

Для современных условий (т. е. $h_k=4,5$ км; $T=5,0$ °С; среднее гидростатическое давление $270 \cdot 10^5$ Па) рассчитанное по формулам (4) и (5) значение L равняется $(0,95 \pm 0,06) \cdot 10^{-6}$ ммоль²/л². Погрешность $\pm 0,06$ возникает из-за неточности задания значения A (при $A=0$ $L=0,90$; при $A=1$ $L=1,01 \cdot 10^{-6}$ ммоль²/л²).

Для определения значений произведения растворимости L в геологическом прошлом необходимо иметь данные об изменении температуры океана и уровня карбонатной компенсации. В настоящее время эти данные уже имеются, их анализ поможет ответить на вопрос о состоянии карбонатной системы океана в предшествующие эпохи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии.— Л.: Гидрометеониздат, 1970.— 444 с.
2. Атлас океанов. Термины. Понятия. Справочные таблицы/Отв. ред. С. Г. Горшков.— М.: Изд. МО СССР, 1980.— 156 с.
3. Ляхин Ю. И. Насыщенность тихоокеанских вод карбонатом кальция.— Океанология, 1967, т. 8, с. 58—68.
4. Berger W. H. Deep-sea carbonate: pteropods distribution and the aragonite compensation depth.— Deep-sea research, 1978, vol. 25, p. 447—452.

Л. Н. Михайлова (ГГИ)

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ ПО СКЕЛЕТАМ РАКОВИН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОТНОШЕНИЯ Ca/Mg

Присутствие магния в скелетах морских беспозвоночных было замечено уже давно. Советские ученые — основоположники биогеографии В. И. Вернадский и А. П. Виноградов [3, 4] уделили

большое внимание содержанию кальция и магния в карбонатах биогенного происхождения. Кларк и Веллер при исследовании неорганических частей скелетов морских беспозвоночных выявили положительную корреляцию между содержанием магния и температурой воды [9]. Чейв показал, что содержание магния в скелетных карбонатах контролируется тремя основными факторами: физико-химическими условиями среды, минеральной формой карбоната Ca, физиологическими особенностями организмов [8]. Многие исследователи обнаружили, что с уменьшением географической широты содержание Mg в скелетах одних и тех же групп беспозвоночных увеличивается, т. е. содержание Mg и отношения Ca/Mg в органогенных карбонатах отражают температуру воды. Положительная корреляция магниальности с температурой выявлена у современных морских ежей, современных плейстоценовых и неогеновых *Bivalvia*, некоторых мшанок и мезозойских белемнитов. На основании литературных данных можно отметить, что существующая зависимость содержания Mg от температуры воды во многих случаях оказывается сложной.

За последние два десятилетия широкое применение в практике палеоклиматологии получили изотопный и кальциево-магниевый методы определения температуры древних морей. Кальциево-магниевый метод определения палеотемпературы был разработан в 1965—1970 гг. в литологической лаборатории ВСЕГЕИ Т. С. Берлин и А. В. Хабаковым на материале кальцитовых ростров юрских и меловых белемноидей [1]. Знание значений палеотемпературы среды обитания, определенных методом изотропного состава кислорода, и отношений процентного содержания Ca/Mg для одних и тех же проб вещества ростров большой коллекции белемнителл и белемнелл позволило установить температурную шкалу, по которой уменьшение отношения Ca/Mg на 30 единиц отвечает повышению температуры на 2 °C:

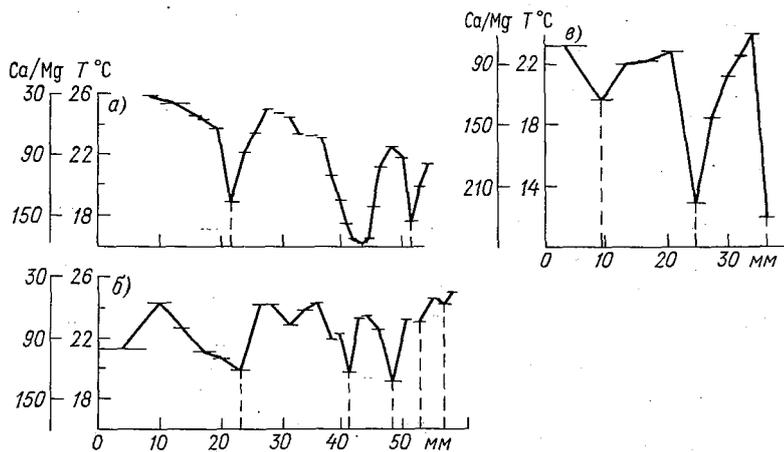
$$T = 28 - 0,066Ca/Mg.$$

В лабораторных исследованиях приняты следующие методики обнаружения температурной зависимости содержания Mg в последовательных слоях роста раковин: а) спиливается нижний край раковин моллюсков из свободно живущих популяций, формирование которого происходило за период не более 2 недель; при этом фиксируется температура; затем методом наименьших квадратов рассчитывается зависимость содержания Mg от температуры; б) параллельно изучается изотопный состав кислорода и содержание Mg в тех же последовательных слоях нарастания [5, 7].

Кальциево-магниевый метод определения палеотемпературы прост и не требует специального дорогостоящего оборудования, поэтому он применим в каждой химико-аналитической лаборатории. Исследуемые образцы ископаемой фауны должны иметь отличную сохранность, отчетливую скульптуру линий нарастания. Недопустимы в образцах деформации и трещины, вторичная пере-

кристаллизация. Отобранные образцы должны быть определены с точностью до вида, при этом необходима консультация палеонтолога. Фауна обязательно должна иметь строгую стратиграфическую привязку.

Под руководством Л. А. Дорофеевой автором был исследован вещественный состав раковин, позволивший установить значения температуры, при которых происходило формирование раковин устриц и гребешков из карангатского горизонта Азово-Черноморского бассейна. Карангатский этап по палеомагнитной шкале начался 400—420 тыс. лет и закончился около 100 тыс. лет тому назад [6]. Из нескольких десятков видов для анализа выбраны



Изменение Ca—Mg отношений и рассчитанных по ним значений температуры в последовательных слоях нарастания раковин.

а — *Ostrea edulis*, Чокракское обнажение, el_3 , $t = 16 \div 26$ °C; б — *Ostrea edulis*, Чокракское обнажение, el_2 , $t = 19 \div 25$ °C; в — *Chlamys glabra*, Чокракское обнажение, el_1 , $t = 12 \div 24$ °C.

Ostrea edulis и *Chlamys glabra*, что связано с химическими ограничениями. Эти же раковины подвергались валовым анализам, в результате которых выявлялась средняя температура бассейна обитания моллюска для всего периода его существования. Более 80 таких анализов провела Н. В. Богатина [2]. В отличие от работ Богатиной в нашем исследовании выполнялись послойные анализы, результаты которых представлены на рисунке. Анализ этих результатов позволил установить:

1) эльтигенские устрицы, так же как и современные, росли в теплый период (с мая по октябрь). Интервал температуры роста составлял 16—25 °C;

2) в различные этапы развития Азово-Черноморского бассейна в эльтигенское время интервалы температуры роста остаются практически постоянными, что свидетельствует об устойчивости температурного режима этого бассейна;

3) температурные кривые позволяют выявить некоторые биологические особенности устриц и гребешков:

а) многолетнюю динамику их роста:

— положение минимума на кривой соответствует холодному времени года, расстояние между соседними минимумами характеризует линейный прирост раковин за год;

— с увеличением возраста по температурным кривым прослеживается уменьшение линейных приростов за год, минимумы сближаются, что полностью совпадает с данными биологических исследований, подтверждающими уменьшение скорости роста моллюсков в процессе онтогенеза (см. рисунок);

— по числу минимумов можно определить индивидуальную продолжительность жизни;

б) сезонную динамику их роста:

— слои с минимальными значениями рассчитанной температуры значительно уже слоев с более высокими значениями рассчитанной температуры;

— по-видимому, при сезонном понижении температуры (в осенний период) рост раковин быстро затухал и практически прекращался в зимний период; наиболее интенсивный рост отмечается при 22—24 °С — это оптимальные значения температуры, при которых скорость формирования раковинного вещества максимальна.

Проведенные исследования показали:

1) наличие температурной зависимости уровня магнезиальности ископаемых устриц и гребешков позволяет, в принципе, проводить палеогеографические исследования, включая количественную оценку климата древних эпох;

2) магний, входящий в кристаллическую структуру биогенных карбонатов, оказался устойчивым к процессам диагенетических превращений, которые имели место для позднеплейстоценовых отложений Керченского полуострова;

3) исследование динамики отношений Ca/Mg в онтогенезе морских беспозвоночных оказывается действенным методом определения не только температурного режима, но и целого ряда биологических особенностей гидробионтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлин Т. С., Хабиков А. В. Результаты сравнения Ca—Mg отношений и температур по изотопам O^{18}/O^{16} в рострах юрских и раннемеловых белемнитов.— *Геохимия*, 1970, № 8, с. 971—978.

2. Богатина Н. В. Опыт реконструкции палеотемпературного режима карангатского этапа развития Черноморского бассейна по отношению Ca/Mg в раковинах моллюсков.— В кн.: *Палеогеографические основы рационального использования природных ресурсов. Ч. I. Общая и отраслевая палеогеография: Тезисы докладов Всесоюз. конф.*, Днепропетровск, 1977. Киев, 1977, с. 95—97.

3. Вернадский В. И. Живое вещество в химии моря.— *Пг.*: Науч. хим.-техн. изд-во, 1923.— 37 с.

4. Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря.— В кн.: Труды Биогеохимической лаборатории АН СССР. Ч. 1, 1935.— 225 с.; ч. 2, 1937.— 225 с.; ч. 3, 1937.— 273 с.
5. Дорофеева Л. А., Хабаков А. В. Определение температур среды обитания современных и позднечетвертичных устриц кальций—магниевым методом.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 4, с. 106—113.
6. Зубаков В. А., Борзенкова И. И. Палеоклиматы позднего кайнозоя.— Л.: Гидрометеоздат, 1983.— 216 с.
7. Краснов Е. В. и др. Кальций-магниевые и изотопно-кислородные отношения в раковинах гребешков как индикаторы температурных условий их обитания.— В кн.: Биология морских моллюсков и иглокожих: Доклады советско-японского симп. Владивосток, 1974, с. 88—91.
8. Chave L. E. Aspect of biogeochemistry of magnesium. I. Calcareous marine organisms.— J. Geol., 1954, vol. 62, N 3, p. 266—283, 587—599.
9. Clark F. W., Wheeler W. C. The inorganic constituents of marine invertebrates.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1917, N 102, p. 1—56.

О. О. Прилюк (ГГИ)

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НА СТОК СЕВЕРНЫХ РЕК

Для правильного проектирования переброски стока северных и сибирских рек в южные районы необходимо учитывать ожидаемые изменения климата в связи с изменением состава атмосферы [2]. Под воздействием антропогенных влияний изменяются влагосодержание атмосферы и атмосферная циркуляция, а также температурный режим земного шара, что неодинаково сказывается на стоке рек в разных регионах.

Исследования закономерности изменения режима увлажнения территории СССР были проведены ранее. Так, О. А. Дроздов исследовал изменение осадков северного полушария в связи с колебаниями температурного режима Арктики методом множественной регрессии [4]. Затем П. Я. Гройсманом были оценены параметры линейной связи атмосферных осадков по территории СССР с температурой полушария [3]. В работе [3] был использован более совершенный метод и обрабатывался больший объем исходных данных по территории СССР. Несмотря на различия в методике обработки данных, результаты, полученные указанными авторами, во многом качественно согласуются, за исключением некоторых районов Восточной Сибири и северо-западного района ЕТС. Но поскольку именно северо-западный район и является зоной изъятия стока, то нашей задачей было выяснить, как в этом районе сток будет реагировать на изменения температуры.

В настоящее время в ГГИ отделе исследований изменения климата и влагооборота в атмосфере за индикатор изменения климата принята так называемая глобальная температура, т. е. приземная температура воздуха в зоне 17,5—87,5° с. ш. [1]. Она и была использована в качестве аргумента, функцией которого

является слой стока для бассейнов рек, участвующих в переброске, и некоторых рек в зоне использования стока (бассейны рек Волги, Днепра, Дона).

В работе исследовались реки с незарегулированным или слабозарегулированным стоком. Учитывалось, что зависимость увлажнения от температуры нелинейна как в пространстве, так и во времени [5]. Исследование затруднялось тем, что сток рек определяется не только температурными условиями. Из-за этого связь составляющей стока с температурой оказывается слабой и во много раз перекрывается шумами.

Эти два обстоятельства — криволинейная зависимость увлажнения от температуры и относительно малый вклад глобальной температуры в определение стока — требуют по возможности минимального количества градаций, допускающих выявление криволинейности связей стока с температурой. Поэтому были выбраны три интервала Δt : ниже нормы, $0^\circ\text{C} \leq \Delta t < 0,25^\circ\text{C}$ и $\Delta t \geq 0,25^\circ\text{C}$, где Δt — аномалии глобальной температуры. По этим трем градациям осредняли значения стока и определяли его отклонение от нормы в процентах. Детализировать ход зависимости отрицательных аномалий не имело смысла, так как в будущем ожидается потепление [2]. Выбор градаций положительных аномалий определялся наличием материала, допускающего достаточно надежное определение направления процесса.

Из данных таблицы видно, что при $\Delta t \geq 0,25^\circ\text{C}$ сток рек северо-западного района оказался повсеместно ниже нормы, за исключением р. Усы, которая берет начало на крайнем севере этого района, стекая со склонов Полярного Урала, и имеет сток выше нормы. Таким образом, в этом районе были обнаружена перемена знака зависимости между стоком и глобальной температурой, что подтверждается и данными работ [3, 4].

Значения стока ниже нормы при $\Delta t \geq 0,25^\circ\text{C}$ получаются и для бассейнов рек центральной части ЕТС, и для рек, стекающих со Среднего Урала. Бассейн р. Дона (юго-восточный район ЕТС) дает тот же знак аномалии стока. Реки юго-западного района ЕТС, в частности бассейна р. Днепра, дают при потеплении сток выше нормы.

В бассейнах рек Сибири — Оби и Иртыша с притоками — не наблюдается единства в откликах. Реки в близких друг к другу районах дают разные знаки связи. Так, сама р. Иртыш (г. Омск) и приток р. Тобола р. Пышма при потеплении дают сток выше нормы, а р. Тобол (с. Липовское) и два ее притока — Ница и Тура, стекающие с восточного склона Урала, при $\Delta t \geq 0,25^\circ\text{C}$ дают понижение нормы стока в среднем на 5%. В бассейне р. Оби выше г. Барнаула при потеплении наблюдаются малые отрицательные отклонения от нормы стока.

Отклики в исследуемых бассейнах рек северо-западного и центрального районов ЕТС оказались одного знака (см. таблицу), хотя сами значения определены неточно из-за шумов. Если допустить, что отклики в исследуемых районах одинаковые, то

Относительное изменение стока (%) в зависимости от уровня
глобальной температуры

| Река — пост | Период, годы | $\Delta t < 0^\circ\text{C}$ | $0^\circ\text{C} \leq \Delta t < 0,25^\circ\text{C}$ | $\Delta t \geq 0,25^\circ\text{C}$ |
|----------------------------------|--------------|------------------------------|------------------------------------------------------|------------------------------------|
| Северо-западный район ЕТС | | | | |
| Нева — Новосаратовка | 1881—1979 | 100 | 102 | 94 |
| Онега — Надпорожский Погост | 1914—1980 | 106 | 104 | 82 |
| Онега — Змиево | 1930—1975 | 104 | 103 | 92 |
| Онега — Порог | 1943—1980 | 105 | 99 | 93 |
| Вага — Филяевская | 1938—1980 | 103 | 100 | 96 |
| Сухона — Каликино | 1915—1980 | 100 | 102 | 93 |
| Вычегда — Сыктывкар | 1924—1980 | 106 | 101 | 92 |
| Северная Двина — Усть- Пинега | 1882—1980 | 102 | 100 | 92 |
| Мезень — Макариб | 1932—1980 | 106 | 98 | 99 |
| Мезень — Малонисогор- ская | 1921—1980 | 107 | 101 | 90 |
| Печора — Якша | 1915—1980 | 105 | 101 | 93 |
| Печора — Усть-Шугор | 1914—1980 | 107 | 99 | 94 |
| Печора — Усть-Цильма | 1932—1980 | 103 | 100 | 97 |
| Ижма — Усть-Ухта | 1933—1980 | 105 | 100 | 96 |
| Средние | | 104 | 101 | 93 |
| Уса — с. Петрунь | 1916—1980 | 98 | 100 | 102 |
| Центральный район ЕТС | | | | |
| Волга — Ельцы | 1891—1979 | 104 | 98 | 93 |
| Клязьма — Ковров | 1938—1979 | 99 | 103 | 93 |
| Унта — Макарьев | 1896—1979 | 100 | 103 | 92 |
| Ока — Калуга | 1882—1979 | 102 | 98 | 96 |
| Кама — Сокольи Горы | 1921—1956 | 98 | 110 | 86 |
| Уфа — Красноуфимск | 1932—1980 | 106 | 99 | 98 |
| Вятка — Киров | 1881—1980 | 106 | 96 | 86 |
| Вишера — Митракова | 1902—1967 | 102 | 96 | 95 |
| Средние | | 103 | 100 | 92 |
| Юго-восточный район ЕТС | | | | |
| Дон — Калач-на-Дону | 1876—1951 | 103 | 99 | 89 |
| Хопер — Поворино | 1883—1980 | 106 | 96 | 90 |
| Юго-западный район ЕТС | | | | |
| Днепр — Киев | 1881—1964 | 100 | 97 | 108 |
| Десна — Брянск | 1895—1979 | 102 | 96 | 106 |
| Десна — Чернигов | 1886—1979 | 101 | 96 | 113 |
| Сибирь | | | | |
| Обь — Барнаул | 1922—1980 | 99 | 101 | 96 |
| Обь — Колпашево | 1945—1980 | 96 | 105 | 100 |
| Иртыш — Омск | 1923—1959 | 80 | 102 | 101 |
| Тобол — Липовское | 1894—1976 | 102 | 102 | 95 |
| Пышма — Богондинское | 1896—1979 | 81 | 113 | 106 |
| Ишма — Ирбит | 1892—1978 | 92 | 109 | 94 |
| Тура — Тюмень | 1896—1979 | 91 | 109 | 94 |

результаты можно осреднить. При осреднении уменьшается доля шума. Для этой цели мы перешли от абсолютных значений к относительным — модулю стока — и осредняли по объектам, где шумовая часть должна была быть слабо скоррелирована. Для этого можно было бы использовать либо реки, наиболее отдаленные друг от друга, либо большие и малые реки одного бассейна, данным по которым придавались одинаковые веса, что для независимых величин способствует наиболее быстрому падению шумовых составляющих.

Исследовались два района ЕТС: северо-западный и центральный. Другие районы не рассматривались из-за малого количества исследуемых рек. В итоге по северо-западному району получилось, что отклики для интервала аномалий температуры выше $0,25^{\circ}\text{C}$ превышают среднее квадратическое отклонение шумов в 2,6 раза. По формуле Стьюдента это соответствует статистической обеспеченности 95 %. Если же учесть, что знак отклика на основании его постоянства во всех створах рек района известен заранее (см. таблицу), то обеспеченность возрастает до 97,5 %.

Для центрального района ЕТС независимых объектов было найдено меньше, и поэтому превышение откликов над шумами равняется всего 1,62 σ , что соответствует статистической обеспеченности 86 %. Знак отклика известен по тем же причинам, что изложены выше для северо-западного района, поэтому статистическая обеспеченность фактически увеличивается до 93 %.

Таким образом, для крупных регионов получается, что при современном изменении климата при росте глобальной температуры сток уменьшается на большей территории бассейнов рек Волги и Дона, а также рек северо-западного района, исключая реки Крайнего Севера. Наоборот, в бассейне р. Днепра имеет место обратная тенденция — сток увеличивается при потеплении. На реках же Сибири, поскольку отклики в разных частях бассейнов неодинаковые, суммарное изменение стока мало.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Винников К. Я. и др. Современные изменения климата северного полушария.— Метеорология и гидрология, 1980, № 6, с. 5—17.
2. Влияние увеличения количества углекислого газа в атмосфере на климат: Материалы советско-американского совещания по изучению влияния увеличения количества углекислого газа на климат. Ленинград, 15—20 июня 1981 г.— Л.: Гидрометеониздат, 1982.— 57 с.
3. Гройсман П. Я. Эмпирические оценки связи процессов глобального потепления и похолодания с режимом увлажнения территории СССР.— Известия АН СССР. Сер. географ., 1981, № 5, с. 86.
4. Дроздов О. А. Влияние хозяйственной деятельности человека на влагооборот.— Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 83—103.
5. Дроздов О. А. Исследование колебаний увлажнения.— Метеорология и гидрология, 1978, № 4, с. 109—116.

А. В. Михайлов (ГГИ)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ПОЛЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ В СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ СОВЕТСКОГО СОЮЗА ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

В многочисленных исследованиях было высказано предположение о развитии в современную эпоху антропогенного глобального потепления, обусловленного ростом содержания углекислого газа в атмосфере [1, 4 и др.]. В связи с этим особое значение приобретает изучение влияния изменений средней температуры воздуха на поля норм основных метеорологических элементов (температура воздуха, атмосферное давление, осадки и др.). В работах К. Я. Винникова, П. Я. Гройсмана и Н. П. Ковыневой [2, 3, 5, 6] предполагается, что изменение средней годовой приземной температуры воздуха T северного полушария линейно связано с изменениями локальных климатических характеристик y в различные сезоны года:

$$y = kT. \quad (1)$$

При этом числовые значения параметров k линейной связи между климатическими переменными оцениваются по данным метеорологических наблюдений за последние 100 лет. Оценивание осуществляется на основе метода инструментальной (вспомогательной) переменной.

Целью данной работы является уточнение характера изменений средних сезонных полей атмосферного давления для территории СССР севернее 60° с. ш., происходящих при изменении средней температуры воздуха северного полушария. Материалы, опубликованные в работах [3, 5], не дают для этих районов достаточно надежных оценок из-за ограниченного объема использованных данных измерений атмосферного давления.

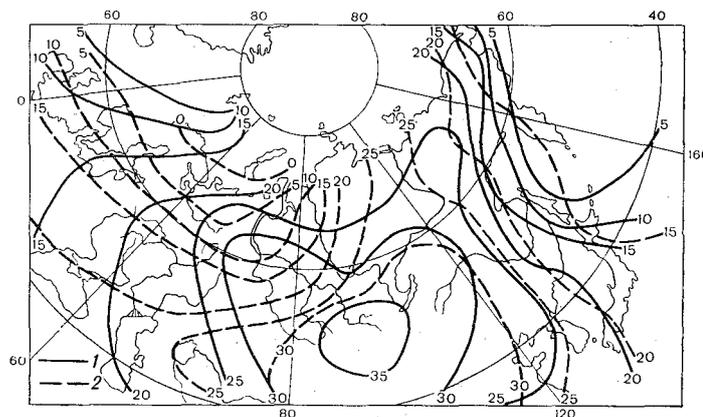
Для указанного района было отобрано 13 станций с периодом наблюдений не менее 80 лет. Оценивание осуществлялось по методике [2]. Оценки параметров k , характеризующие изменение среднего сезонного давления воздуха у земной поверхности (или на уровне моря) при увеличении средней годовой приземной температуры воздуха северного полушария на $0,5^\circ\text{C}$, представлены в таблице.

В силу линейности связи при похолодании изменения давления имеют противоположный знак. Материалы таблицы показывают, что наиболее существенные изменения поля атмосферного давления происходят в зимний сезон. Используем эти оценки совместно с ранее полученными Ковыневой [6] для сравнения полей норм атмосферного давления при потеплении и похолодании северного полушария на $0,5^\circ\text{C}$. На рисунке представлены поля норм давления воздуха на уровне моря для зимнего сезона при потеп-

Оценки коэффициентов, характеризующие изменение среднего сезонного давления воздуха у земной поверхности (или на уровне моря) при увеличении средней годовой приземной температуры воздуха северного полушария на 0,5 °С

| Станция | Период наблюдений, годы | Оценки k мбар /0,5 °С | | | |
|-----------------|-------------------------|-------------------------|-------|------|-------|
| | | зима | весна | лето | осень |
| Святой Нос | 1896—1975 | 11,8 | -2,1 | 0,6 | 1,3 |
| Жижгин | 1899—1980 | 10,9 | -0,9 | 2,7 | 1,1 |
| Архангельск | 1881—1980 | 4,1 | -1,9 | 0,9 | -0,5 |
| Каргополь | 1883—1980 | 2,8 | -3,3 | 0,8 | -0,5 |
| Мезень | 1884—1980 | 6,6 | -2,5 | 2,7 | 1,8 |
| Малые Кармакулы | 1896—1980 | 10,1 | -2,5 | 5,5 | 3,4 |
| Усть-Цильма | 1890—1980 | 17,8 | -1,6 | 2,5 | 2,3 |
| Салехард | 1887—1980 | 11,5 | -1,6 | 0,8 | 1,2 |
| Березово | 1887—1980 | 16,0 | 2,2 | 6,1 | 8,5 |
| Сургут | 1887—1980 | 8,6 | -2,9 | 2,6 | 2,8 |
| Якутск | 1888—1980 | 0,3 | -1,5 | -0,9 | 1,0 |
| Марково | 1894—1980 | 0,1 | -2,9 | -1,3 | -1,3 |
| Анадырь | 1899—1980 | -2,0 | -4,8 | -1,7 | -0,0 |

лении (сплошные линии) и похолодании (пунктирные линии) полушария. Сравнение показывает, что потепление полушария приводит к существенному усилению сибирского антициклона и рас-



Изменение поля норм атмосферного давления в зимний сезон при увеличении (понижении) приземной температуры воздуха северного полушария на 0,5 °С.

1) $\bar{P} + k \cdot 0,5$; 2) $\bar{P} - k \cdot 0,5$; \bar{P} — норма атмосферного давления, мбар, k — оценки изменений норм атмосферного давления при увеличении температуры воздуха северного полушария на 0,5 °С, мбар/0,5 °С.

пространению его влияния на центральные и западные районы СССР. Влияние на Европейскую территорию СССР атлантических центров действия атмосферы становится менее выраженным.

Это приводит к тому, что направление изобар над Северной Европой меняется почти на 90° . При этом блокируется перенос воздушных масс с Атлантического океана во внутриконтинентальные районы Евразии, которому способствуют условия, реализующиеся при похолодании северного полушария. В материалах [3, 6] эти изменения не прослеживались столь отчетливо.

В работах [2, 5] было обнаружено, что потепление северного полушария сопровождается существенным уменьшением количества зимних атмосферных осадков в центральной части СССР от Прибалтики на западе до р. Оби на востоке. Полученные оценки изменения поля атмосферного давления (см. рисунок) хорошо согласуются с этим выводом и подтверждают его достоверность.

Использование оценок, представленных в таблице, для других сезонов года не приводит к заметному уточнению выводов работ [3, 6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 351 с.
2. Винников К. Я., Гройсман П. Я. Эмпирическая модель современных изменений климата.— Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 25—36.
3. Винников К. Я., Ковынева Н. П. О распределении изменений климата при глобальном потеплении.— Метеорология и гидрология, 1983, № 5, с. 10—19.
4. Влияние увеличения количества углекислого газа в атмосфере на климат: Материалы советско-американского совещания по изучению влияния увеличения количества углекислого газа в атмосфере на климат. Июнь 1981.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— 55 с.
5. Гройсман П. Я. Эмпирические оценки связи процессов глобального потепления и похолодания с режимом увлажнения территории СССР.— Известия АН СССР. Сер. географ., 1981, № 5, с. 86—95.
6. Ковынева Н. П. Статистическое исследование закономерностей современных изменений полей приземной температуры воздуха и атмосферного давления.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Л., 1982, с. 200—210.

О. А. Анисимов (ГГИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ РАДИАЦИОННОГО РЕЖИМА РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА МЕТОДАМИ ИМИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Изучение закономерностей формирования радиационного режима приземного слоя, покрытого растительностью, проводилось в связи с исследованием ряда более общих гидрометеорологических задач, важнейшей среди которых является проблема моделирования продукционного процесса растительного покрова. Применявшиеся до настоящего времени методы не всегда обеспечивали адекватное описание режима солнечной радиации. Одной из основных причин этого является использование в радиационных

моделях предположения о горизонтальной однородности растительного покрова. Локальные пространственные неоднородности, характерные для реальной растительности, приводят к возникновению сложной статистической структуры радиационного поля в межлиственном пространстве и на уровне подстилающей поверхности.

Основой для исследования стохастичности поля радиации в растительном покрове может служить метод статистических испытаний. С его помощью были получены теоретические оценки пространственно-временной изменчивости потоков излучения в растительности, а также их статистические функции распределения [1]. Рассмотрение только основных компонентов радиационного поля — прямой солнечной радиации и диффузной радиации неба — показало, что пренебрежение статистической структурой поля радиации приводит к возникновению относительной погрешности расчета, достигающей 30—40 %. На значительных глубинах в растительности эта погрешность для прямой солнечной радиации может быть еще больше. Однако так как вклад прямого излучения Солнца в суммарный радиационный поток с увеличением глубины уменьшается, этот эффект не вызывает дополнительного возрастания суммарной погрешности расчета.

Одной из особенностей моделей, основанных на методе статистических испытаний, является то, что в качестве входных параметров они используют весьма обширный набор фитометрических характеристик, описывающих не только интегральные показатели растительности, но и ее локальные особенности.

Верификация такого рода моделей требует проведения специально спланированного эксперимента, предусматривающего комплексное исследование геометрической структуры растительности и соответствующих характеристик радиационного режима. Такой эксперимент был проведен для тростниковой растительности района Прибалхашья. Определение пространственно-временной изменчивости коэффициента пропускания излучения для тростников проводилось с помощью метода полусферических фотографий. Это позволило исключить влияние рассеянной радиации, регистрируемой стандартным актинометрическим оборудованием.

Измерения всех исследуемых характеристик проводились для четырех различных участков растительного покрова, представляющего собой прибрежный полупогруженный тростник, тростник затопляемой зоны, прибрежной полосы и суходольную растительность.

Исследование фитометрических характеристик тростника позволило выделить ряд особенностей его строения. Так, несмотря на то что растительность была достаточно густой и плотной (плотность стеблей достигала 180 шт./м² при интегральном листовом индексе 11—12), морфологические характеристики отдельных растений сохранялись практически постоянными. Анализ экспериментального материала показал, что такие величины, как количество листьев на стебле, их размеры, ориентация и вертикальное рас-

пределение, определяются в основном высотой растений. При этих условиях локальная структура растительного покрова и групповой эффект размещения листьев зависят в наибольшей степени от пространственного распределения растений в целом, а не от взаимоположения отдельных фитоэлементов.

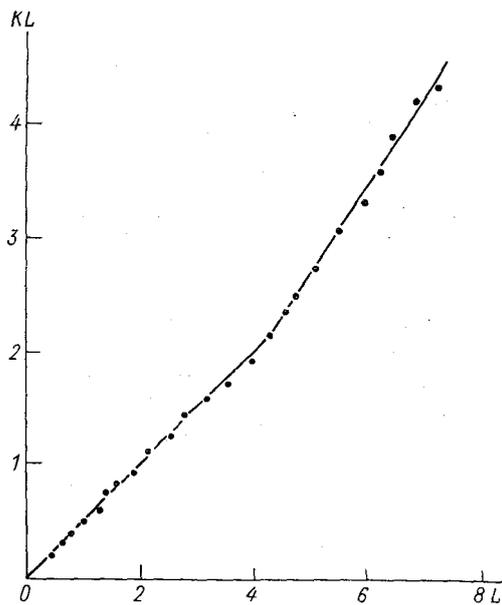
Полученные экспериментальные данные были использованы при построении модели радиационного режима неоднородной растительности тростникового типа, причем основное внимание было уделено прямой солнечной радиации. Как известно, в реальной растительности за счет проявления группового эффекта размещения листьев ее ослабление происходит несколько медленнее, чем это предсказывает теория [2].

Для расчета характеристик радиационного поля в модели был использован метод статистических испытаний. Это позволило определить чувствительность радиационного режима к изменениям геометрии тростника, а также оценить статистическую изменчивость потоков радиации, распространяющихся в растительности.

Численные эксперименты на модели показали, что основные компоненты поля излучения в межлиственном пространстве обладают значительной изменчивостью. Так, полученная в расчетах оценка относительного отклонения для прямой солнечной радиации при интегральном листовом индексе 6,5 превышала 100%. Алгоритм модели предусматривал расчет статистических функций распределения прямого излучения Солнца, обработка которых позволила получить устойчивый вертикальный профиль среднего значения солнечной радиации. В дальнейшем он был аппроксимирован экспоненциальной функцией

$$S(L) = S_0 \exp(-KL);$$

Здесь S_0 — поток солнечной радиации на верхней границе растительности; L — интегральный листовый индекс; K — определяемый в результате расчетов средний коэффициент поглощения радиации.



Зависимость коэффициента поглощения от интегрального листового индекса.

Рисунок иллюстрирует изменение интенсивности поглощения радиации в зависимости от глубины погружения в растительность. Отмеченные точками результаты расчетов характеризуют радиационный режим тростника прибрежной полосы. Из анализа рисунка видно, что в такой растительности коэффициент поглощения не остается постоянным: при значениях интегрального листового индекса, не превышающих 4—4,5, он равен приблизительно 0,5; на больших глубинах коэффициент поглощения растет, достигая 0,8.

Такое увеличение коэффициента поглощения на некоторой глубине в растительности объясняется морфологическими особенностями тростника. Как известно, при фиксированном значении интегрального листового индекса поглощение определяется ориентацией фитоэлементов. У тростника верхние листья сильно наклонены к стеблю, и их затеняющая способность несколько меньше, чем у нижележащих. Листья самого нижнего яруса имеют такую же ориентацию, как и верхние, что приводит к относительному возрастанию коэффициента поглощения в средних слоях. Для тростника прибрежной полосы слою максимального поглощения соответствуют значения интегрального листового индекса от 4 до 11.

Изменение коэффициента поглощения радиации с высотой можно оценить с помощью полусферических фотографий тростника. Результаты, полученные при помощи этого метода, также свидетельствуют о некотором увеличении коэффициента поглощения в средних слоях тростниковой растительности.

Соответствие модельных расчетов и экспериментальных результатов позволяет сделать вывод о том, что метод статистических испытаний может быть успешно применен не только для расчета радиационных характеристик, но и для более общих исследований гидрометеорологического режима растительного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов О. А., Менжулин Г. В. К проблеме моделирования радиационного режима в растительном покрове.— Метеорология и гидрология, 1981, № 10, с. 88—93.
2. Росс Ю. К. Проблемы фитоактинометрии.— В кн.: Тезисы докладов 2-го Всесоюз. совещ. по актинометрии. Ч. 1. Таллин, 1980, с. 34—39.

М. В. Николаев (ГГИ)

О РАСЧЕТЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОЖАЙНОСТИ ЗЕРНОВЫХ КУЛЬТУР С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭКОНОМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ПРОИЗВОДСТВА

Предстоящие изменения климата существенным образом могут повлиять как на общий рост, так и на межгодовую изменчивость урожайности основных сельскохозяйственных культур.

Для того чтобы выявить межгодовую изменчивость, обусловленную влиянием погодно-климатических факторов, на фоне общего роста урожайности, в первую очередь связанного с интенсификацией сельскохозяйственного производства, необходимо определить экономическую составляющую урожайности, т. е. выделить ее экономический тренд. Ранее была предложена методика вычисления экономического тренда, основывающаяся на использовании информации об урожайности пшеницы и динамике роста выбранных экономических показателей, отнесенных в единицам соответственных посевных площадей [1, 2, 4]. В качестве трендовой функции, описывающей зависимость урожайности Y_i от нормированных экономических предикторов $X_{i,j}$, выбиралась функция вида

$$Y_i = \frac{1}{a_0 + \sum_j a_j/x_{ij}} + b, \quad (1)$$

где j — индекс нормированного экономического показателя; i — номер года; a_j, a_0, b — рассчитываемые коэффициенты.

Экономическая составляющая урожайности Y_i и коэффициенты a_j, a_0, b определялись приближением тренда к фактическим данным с использованием процедуры наименьших квадратов:

$$\sum_i (y_i - Y_i)^2 \rightarrow \min.$$

При расчетах экономических трендов урожайности пшеницы в послевоенный период для больших зерносеющих территорий (СССР, США) в качестве предикторов выбиралось несколько факторов (до пяти), отражающих основные особенности сельскохозяйственной экономики выбранных регионов. Высокая корреляция трендов с фактическими данными ($r_{\text{тр}} = 0,90$ для СССР и $0,95$ для США) свидетельствует об обоснованности расчетов с использованием динамики экономических показателей. Преимущество такого подхода подтверждается также и сравнением средних квадратических отклонений трендов, полученных по разным приближениям. Так, например, средние квадратические отклонения рассчитанных трендов ($\sigma_{\text{тр}} = 1,52$ ц/га для СССР и $1,30$ ц/га для США) почти в 1,5 раза ниже $\sigma_{\text{тр}}$ трендов, проведенных по линейным, параболическим или экспоненциальным зависимостям, для которых фактором, определяющим тенденцию роста урожайности, является непосредственно время. Если же в отличие от формулы (1) экономический тренд рассчитать в предположении линейной зависимости Y_i от $X_{i,j}$, то такой тренд даст значение $\sigma_{\text{тр}}$, большее приблизительно на 6—8 %.

Построение экономических трендов с использованием в качестве предикторов нескольких факторов за более длительные интервалы времени часто затруднено из-за отсутствия данных о непрерывной динамике большинства показателей. Кроме того, наличие статистической связи между отдельными предикторами

в некоторых случаях может существенно усложнить вычисления и повлиять на устойчивость рассчитываемых коэффициентов.

В работе [2] показано, что расчет тренда может производиться и с использованием в качестве предикторов одного или двух выбранных факторов. При отборе таких, наиболее важных показателей необходимо руководствоваться следующими критериями: наличием высокой корреляционной связи между выбираемым пре-

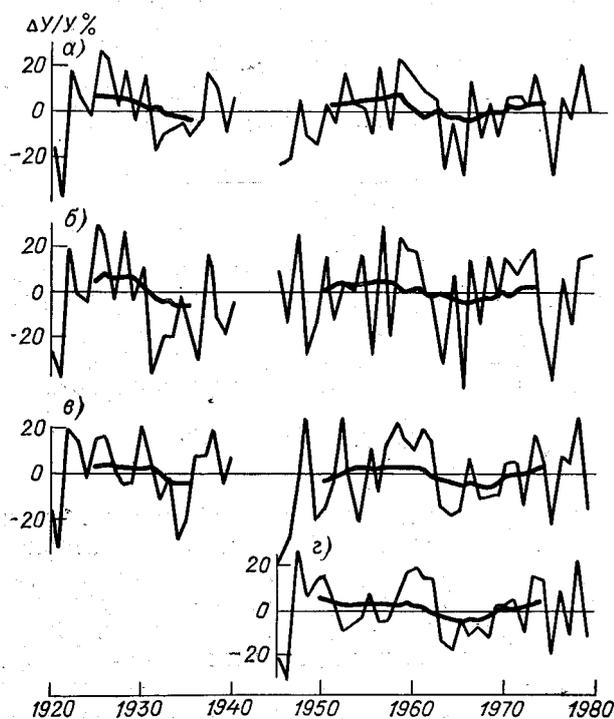


Рис. 1. Относительные отклонения урожайности зерновых культур от рассчитанных трендов для СССР.
а — пшеница (общая); б — яровая пшеница; в — озимая пшеница; г — рожь.

диктором и урожайностью; дисперсией отклонений полученного тренда относительно фактических данных; логическим обоснованием влияния данного показателя на урожайность той или иной сельскохозяйственной культуры. В качестве таких факторов можно выбрать, например, дозы внесенных удобрений и количество уборочной техники, приходящейся на 1 га зерновых культур.

На основе изложенной методики, используя в качестве предиктора дозы минеральных удобрений, внесенных под сельскохозяйственные культуры, можно рассчитать экономические тренды урожайности основных зерновых культур СССР и США за более длительный период — с 1920 г. по настоящее время. Представ-

ленные на рис. 1 и 2 относительные отклонения урожайности зерновых культур от рассчитанных трендов отражают главным образом влияние погодных факторов на межгодовые колебания урожайности за исследуемый период. По графикам относительных отклонений можно определить годы подъемов и спадов урожаев. К годам, благоприятным для выращивания зерновых в СССР, можно отнести 1925, 1960, 1973, 1978; в США — 1932, 1942, 1971.

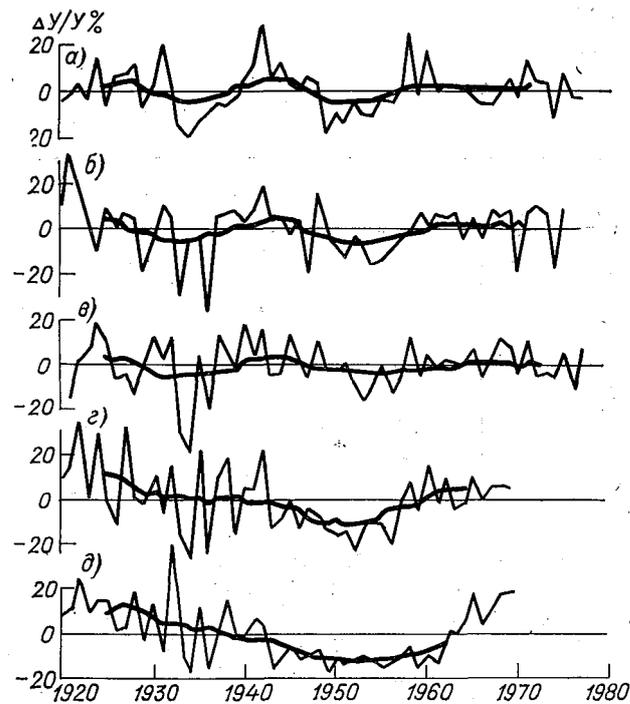


Рис. 2. Относительные отклонения урожайности зерновых культур от рассчитанных трендов для США.
а — пшеница (общая); б — кукуруза; в — овес; г — рожь; д — ячмень.

Годами, неблагоприятными в сельскохозяйственном отношении для территории СССР, являлись 1931, 1946, 1963, 1975; для США — 1933, 1954, 1955, 1974, что в целом согласуется с градацией засушливых лет по Ю. Л. Раунеру [5].

В таблице приведены коэффициенты корреляции между относительными отклонениями урожайности основных зерновых культур в СССР и США. Наиболее высокая корреляция отмечается для культур, возделываемых в близких агроклиматических условиях, например для ячменя и ржи в США, основные посевные площади которых расположены в северной части зерносеющей территории ($r=0,75$), или для культур с близкими фенофа-

Коэффициенты корреляции r между относительными отклонениями урожайности зерновых культур в СССР и США

| r | Озимая пшеница | Яровая пшеница | Рожь | | |
|----------------|----------------|----------------|------|------|--------|
| СССР | | | | | |
| Озимая пшеница | 1 | 0,12 | 0,59 | | |
| Яровая пшеница | | 1 | 0,24 | | |
| Рожь | | | 1 | | |
| σ | 0,14 | 0,19 | 0,13 | | |
| r | Пшеница | Кукуруза | Овес | Рожь | Ячмень |
| США | | | | | |
| Пшеница | 1 | 0,40 | 0,45 | 0,37 | 0,22 |
| Кукуруза | | 1 | 0,35 | 0,43 | 0,42 |
| Овес | | | 1 | 0,51 | 0,49 |
| Рожь | | | | 1 | 0,75 |
| Ячмень | | | | | 1 |
| σ | 0,10 | 0,12 | 0,11 | 0,15 | 0,14 |

зами, например для озимых пшеницы и ржи в СССР ($r=0,59$). Незначительная связь проявляется для культур, выращиваемых в контрастных климатических условиях: пшеницы и ячменя в США ($r=0,22$), озимой и яровой пшеницы в СССР ($r=0,12$). Низкая корреляция между отклонениями урожайности ($r=0,11$) может наблюдаться и для генетически однородной культуры — пшеницы, возделываемой в зерносеющих зонах СССР и США. Этот факт в первую очередь объясняется существенным различием агрометеорологических условий в значительно удаленных друг от друга регионах мира [3].

Средние квадратические отклонения σ , приведенные в таблице, отражают степень изменчивости урожаев зерновых культур. Относительно высокая устойчивость урожайности из года в год в США характерна для таких культур, как пшеница, овес, кукуруза ($\sigma=0,10 \div 0,12$), в СССР — для озимой ржи ($\sigma=0,13$). Значительная изменчивость отмечается для яровой пшеницы в СССР ($\sigma=0,19$), преобладающих в США яровых сортов ячменя и ржи ($\sigma=0,15$). Отметим, что значения σ относительных отклонений урожайности пшеницы в СССР выше, чем в США более чем в 1,5 раза (приблизительно такое же соотношение сохраняется в отдельности для озимых и яровых сортов).

Для выявления долгопериодной составляющей относительных отклонений урожайности зерновых культур была использована

процедура 11-летнего скользящего осреднения. Полученные таким образом сглаженные линии на рис. 1 и 2 показывают закономерности изменений осредненных отклонений $(\Delta Y/Y)_{\text{ср}}$, обусловленные воздействием факторов климатического характера. Отметим, что общая тенденция к учащению отрицательных аномалий урожайности исследуемых культур наблюдается в 30-е годы и связана с засушливыми явлениями в умеренных широтах в этот период. Последующие снижения $(\Delta Y/Y)_{\text{ср}}$ носят более локальный характер. Так, например, тенденция к снижению 11-летних скользящих отклонений проявляется для всех зерновых культур США в 50-е годы; подобное явление наблюдается в СССР в середине 60-х годов. Общий подъем осредненных отклонений урожайности за исследуемый период отмечен для СССР в 50-е годы, в США в начале 40-х годов.

Из сказанного можно заключить, что методика расчета экономических трендов дает возможность получить надежные характеристики для оценки изменчивости урожайности зерновых культур. Предложенную методику можно использовать также в прогностических целях при исследовании влияния современных изменений климата и роста экономического уровня сельскохозяйственного производства на продуктивность и межгодовую изменчивость урожаев сельскохозяйственных культур в будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Менжулин Г. В., Николаев М. В., Савватеев С. П. Оценки экономической и погодной составляющих изменений урожайности зерновых культур.— Труды ГГИ, 1982, вып. 280, с. 111—119.
2. Николаев М. В. Об экономической и погодно-климатической составляющих урожайности зерновых в США.— Труды ГГИ, 1985, вып. 339.
3. Николаев М. В., Менжулин Г. В., Савватеев С. П. Некоторые закономерности изменений урожайности зерновых культур на территории СССР и США.— Труды ГГИ, 1985, вып. 339.
4. Николаев М. В., Савватеев С. П. Об экономических и климатических изменениях урожайности сельскохозяйственных культур.— В кн.: Вопросы гидрологии суши: Доклады конференции молодых ученых и специалистов ГГИ.— Л.: Гидрометеиздат, 1982, с. 224—227.
5. Раунер Ю. Л. Климат и урожайность зерновых культур.— М.: Наука, 1981.— 163 с.

С. П. Савватеев (ГГИ)

К ВОПРОСУ О РАСЧЕТАХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПАРАМЕТРИЗОВАННЫХ МОДЕЛЕЙ

Получение оценок потенциальной продуктивности сельскохозяйственных культур, соответствующей современному климату, а также его возможным изменениям, вызванным как естественными;

так и антропогенными факторами, является в настоящее время одной из важнейших задач, стоящих перед агроклиматологией [4, 5, 9]. При этом наиболее перспективным и активно развиваемым методом решения поставленной задачи представляется построение физико-математических моделей продукционного процесса в растительности и проведение по ним широких расчетов [1, 6, 10—12].

Так, в работах [7, 8] на основании расчетов по параметризованным моделям [6, 10, 11] были построены карты показателя климатической продуктивности пшеницы P по территориям СССР, Западной Европы и США, а также установлена довольно тесная связь между этим показателем и средней урожайностью пшеницы на госсортоучастках СССР.

Для того чтобы лучше представить, каким образом результаты работ [7, 8] можно использовать для оценок изменений климатической продуктивности зерновых культур, опишем схему расчета показателя продуктивности P по параметризованным моделям [10, 11] в виде некоторой функциональной зависимости

$$P = \hat{P}(R, T, q, E, A, S, D_{уст}), \quad (1)$$

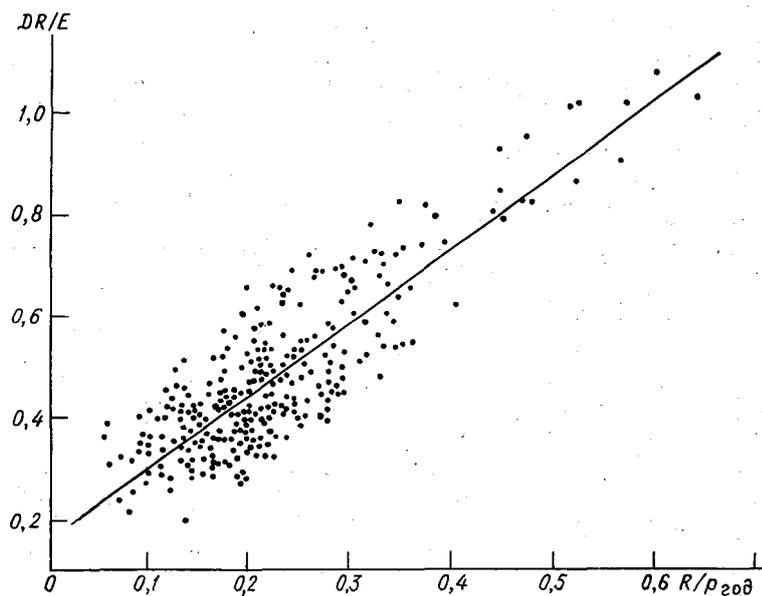
где R (радиация), T и q (температура и влажность воздуха), E (испарение) — входные параметры модели, характеризующие климатические нормы этих величин в месяц максимальной вегетации растительности (для пшеницы это месяц, включающий фазы колошения и цветения). А все константы модели, входящие в параметризованные зависимости процессов энерго-массообмена внутри растительного покрова, представлены в выражении (1) в виде условного вектора параметров A . При этом подбор неизвестных значений интегрального листового индекса S и интегральной устьичной проводимости $D_{уст}$ осуществляется с помощью процедуры максимизации значения интегрального поглощения углекислого газа растительным покровом [11], которое затем и принимается в качестве показателя продуктивности P .

Говоря о возможных изменениях климата в будущем под действием как естественных, так и антропогенных факторов, прежде всего имеют в виду изменения термического режима и режима осадков [2, 3]. Вместе с тем для того чтобы, например, рассчитать изменение продуктивности $\Delta P/P$ при изменении средней годовой нормы осадков $p_{год}$ по формуле (1), необходимо перейти от изменения $\Delta p_{год}/p_{год}$ к изменению испарения в месяц максимальной вегетации $\Delta E/E$. Для этого предположим, что

$$E = \frac{D}{a/p_{год} + b/R}, \quad (2)$$

где D — дефицит относительной влажности воздуха: $D = 1 - q/q_n$; q_n — насыщающая влажность при температуре T . Параметры a и b в формуле (2) могут быть определены по регрессионной за-

зависимости между отношениями DR/E и $R/\rho_{\text{год}}$ (см. рисунок). Каждая точка на рисунке характеризует данные климатических норм R , T , q , E одной из станций архива, по которым были получены оценки климатической продуктивности пшеницы по территории СССР и Западной Европы [7, 8]. Если E , $\rho_{\text{год}}$ и R выра-



Линейная регрессионная зависимость между отношениями DR/E и $R/\rho_{\text{год}}$.

жать соответственно в см/мес, см/год и кДж/(см²·мес), то $a=1,4$, $b=0,82$.

Следует отметить, что переход от $\Delta\rho_{\text{год}}/\rho_{\text{год}}$ к $\Delta E/E$ можно производить только в пределах небольших изменений норм годовых осадков $\rho_{\text{год}}$ порядка 10—15 %, так как большие изменения $\rho_{\text{год}}$ могут быть вызваны существенной перестройкой глобальной циркуляции атмосферы и расчет E по формуле (2) будет в этом случае неточным. Поэтому оценки изменений климатической продуктивности с использованием зависимости (2) можно давать только до конца нынешнего столетия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бихеле З. Н., Молдау Х. А., Росс Ю. К. Математическое моделирование транспирации и фотосинтеза растений при недостатке почвенной влаги.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 223 с.
2. Винников К. Я., Гройсман П. Я. Эмпирическая модель современных изменений климата.— Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 25—36.

3. Винников К. Я., Ковынева Н. П. О распределении изменений климата при глобальном потеплении.— Метеорология и гидрология, 1983, № 5, с. 10—19.
4. Грингоф И. Г., Федосеев А. П. Перспективы развития агрометеорологических исследований для обеспечения Продовольственной программы страны.— Метеорология и гидрология, 1982, № 12, с. 79—85.
5. Израэль Ю. А. Роль атмосферных, геофизических наук в обеспечении Продовольственной программы.— Метеорология и гидрология, 1982, № 12, с. 9—15.
6. Коваль Л. А., Менжулин Г. В., Савватеев С. П. О принципах построения параметризованных моделей продуктивности сельскохозяйственных культур.— Труды ГГИ, 1983, вып. 280, с. 119—129.
7. Коваль Л. А., Савватеев С. П. Использование моделей продуктивности для расчетов влияния изменений климата на урожайность сельскохозяйственных культур.— В кн.: Вопросы гидрологии суши: Доклады конференции молодых ученых и специалистов.— Л., 1982, с. 215—223.
8. Коваль Л. А., Николаев М. В., Савватеев С. П. К вопросу о сравнительной оценке климатической продуктивности пшеницы на территории СССР, Западной Европы и Северной Америки.— Труды ГГИ, 1985, вып. 339.
9. Константинов А. Р., Зондзе Е. К., Смирнова С. И. Почвенно-климатические ресурсы и размещение зерновых культур.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.— 278 с.
10. Менжулин Г. В., Савватеев С. П. Влияние современных изменений климата на урожайность сельскохозяйственных культур.— В кн.: Проблемы атмосферного углекислого газа: Труды советско-американского симпозиума. Душанбе, 12—20 октября 1978 г.— Л., 1980, с. 186—197.
11. Менжулин Г. В., Савватеев С. П. Современные изменения климата и продуктивность сельскохозяйственных культур.— Труды ГГИ, 1983, вып. 271, с. 90—103.
12. Сиротенко О. Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.— 176 с.

СОДЕРЖАНИЕ

РАСЧЕТЫ СТОКА И ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОД ВЛИЯНИЕМ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Н. Г. Самбук. Роль атмосферного влагопереноса в формировании составляющих водного баланса р. Волги | 3 |
| Г. Ф. Фатуллаев. Исследование влияния хозяйственной деятельности на сток р. Куры | 7 |
| В. П. Колмогоров. Влияние комплекса факторов хозяйственной деятельности на сток р. Тобола у г. Кустаная | 11 |
| В. В. Квинтрадзе. Восстановление естественных гидрографов стока р. Урал | 17 |
| В. А. Котельников. Исследование водного режима Верхне-Свирского водохранилища в условиях перебросок стока | 21 |
| В. А. Войцехович. Изменение стока рек водохозяйственной системы Дунай—Днепр на различных уровнях хозяйственной деятельности | 26 |
| Н. Л. Фролова. О поиске момента нарушения гидрологического режима рек под влиянием хозяйственной деятельности по функции правдоподобия с использованием модели регрессии | 28 |
| Ф. А. Иманов. Оценка условий формирования минимального стока рек Восточного Кавказа | 33 |
| Р. Ш. Месхия. Особенности пространственной структуры полей жидких осадков в бассейне р. Риони | 36 |
| А. В. Сикан. О расчете максимальных расходов паводков редкой повторяемости при наличии коротких рядов гидрометрических наблюдений | 40 |
| Б. Н. Дейкин. Тепловой и водный баланс наледей зимой | 46 |
| В. Н. Колотаев. Оценка точности определения средней мощности наледи | 51 |
| И. А. Светличная. Методика определения параметров формулы расчета потерь дождевого стока на инфильтрацию для малых водосборов | 57 |
| В. В. Грошева. Исследование стока с речных водосборов в зависимости от структуры ландшафта (на примере рек бассейнов р. Вытебети и р. Нугри) | 59 |
| С. Н. Голубков, Н. К. Серков. Сглаживающие сплайны и их применение к автоматизированному подсчету речного стока | 66 |

ПРИМЕНЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТАХ, ПРОГНОЗЫ СТОКА

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| И. В. Бовыкин, И. П. Зарецкая. Методы определения порядка авторегрессии рядов годового стока | 71 |
| Е. А. Романова. Исследование пространственно-корреляционной функции поля годового стока рек центральной части ЕТС | 76 |
| Л. Н. Баринаова, С. И. Гусев. Об одном подходе к задаче автоматизированного выделения однородных групп многомерных рядов гидрологических наблюдений | 80 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| В. А. Лобанов. Влияние асимметрии и автокорреляции на распределения выборочных коэффициентов уравнения регрессии и множественной корреляции | 85 |
| С. А. Гусев. Расчет густоты сети пунктов наблюдений, обеспечивающей заданную точность пространственного осреднения гидрометеорологических полей | 90 |
| А. Н. Постников. О возможности расчета и прогноза поля стока весеннего половодья (на примере р. Вятки) | 94 |
| С. В. Борщ. Территориально-общие прогнозы летне-осеннего стока рек зоны избыточного увлажнения | 99 |

МЕЛИОРАТИВНАЯ ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| А. Л. Шалыгин. Математическая модель режима орошения сельскохозяйственных культур | 103 |
| В. А. Шутов. Способ оценки пополнения запасов почвенной влаги в результате мероприятий по снегозадержанию | 106 |
| Ю. П. Москвин, О. И. Мицевич. Методика расчета влагосодержания торфяной залежи бугристых болот | 113 |
| И. Н. Лалыкин. Методика оценки увеличения стока малых рек Молдавии, обусловленного ирригационно повышенной влажностью почвы | 117 |
| И. Б. Лисовский. Об определении составляющих теплового баланса почвы при близких к оптимальным условиям увлажнения | 120 |
| М. Ю. Скворцов. Гидродинамический расчет потери воды на инфильтрацию при формировании весеннего паводка | 123 |
| Г. И. Болотников. Лабораторные исследования процессов формирования и разрушения заторов льда | 126 |

ОХРАНА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОД

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| С. А. Кондратьев. О построении математических моделей бассейнов малых рек | 132 |
| Л. Н. Меерович. К вопросу моделирования качества воды в мелководном проточном водоеме | 138 |
| А. О. Еремеева. Вопросы математического моделирования выноса загрязняющих веществ с водосбора | 142 |
| И. Н. Березовская, Т. А. Григорьева. Термические особенности проточных подогреваемых водоемов (на примере речного участка Нарвского водохранилища) | 146 |
| В. В. Циркунов. Расчет ионного стока рек при помощи ЭВМ и оценка его точности | 151 |
| С. И. Снежко. О формировании качественного состава воды малых рек в условиях антропогенного влияния (на примере р. Рось) | 154 |
| Н. И. Ромась, С. А. Соколов. Кислородный и термический режим Верхнедеснянского водохранилища-охладителя Смоленской АЭС в естественных условиях | 157 |
| И. П. Петухова. Восстановление водоемов в зоне активного антропогенного воздействия (на примере озера Шарташ) | 161 |

РУСЛОВОЙ ПРОЦЕСС И ГИДРОДИНАМИКА РЕК И ВОДОЕМОВ

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Ю. С. Ющенко. История развития русла верхней Сухоны | 164 |
| В. И. Никора, Н. Ф. Обада. Особенности турбулентности естественного руслового потока с грядовым дном | 167 |
| Ш. Р. Поздняков. Пьезоэлектрический способ измерения транспорта влекомых наносов горных рек | 172 |
| В. А. Ременюк. Теоретические и экспериментальные исследования погрешности измерения осредненной скорости пульсирующего потока гидрометрической вертушкой | 178 |
| Е. В. Разумов. Моделирование термического режима оз. Севан | 182 |
| Т. В. Фуксова. О возможности построения схем течений в Невской губе по натурным данным | 186 |

ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ВЛАГООБОРОТА В АТМОСФЕРЕ

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| А. Г. Лапенис. Влияние внешних условий на химическое равновесие морских вод с донными карбонатными отложениями | 192 |
| Л. Н. Михайлова. О возможности определения палеотемпературы по скелетам раковин с использованием отношения Са/Mg | 195 |
| О. О. Прилюк. К вопросу о влиянии изменения глобальной температуры на сток северных рек | 199 |
| А. В. Михайлов. Некоторые закономерности изменений поля атмосферного давления в северных районах Советского Союза при изменении температуры воздуха северного полушария | 203 |
| О. А. Анисимов. Исследование статистической изменчивости радиационного режима растительного покрова методами имитационного моделирования | 205 |
| М. В. Николаев. О расчете изменчивости урожайности зерновых культур с использованием экономических показателей сельскохозяйственного производства | 208 |
| С. П. Савватеев. К вопросу о расчетах изменений климатической продуктивности сельскохозяйственных культур с использованием параметризованных моделей | 213 |

ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

Доклады, конференции молодых ученых и специалистов
Ленинград, ГГИ, март 1983 г.

Редакторы Л. А. Чепелкина, Т. С. Шмидт. Технический редактор Л. М. Шашкова.
Корректор Т. П. Топоркова

Н/К

Сдано в набор 15.03.85. Подписано в печать 27.08.85. М-28024. Формат 60×90^{1/16}, бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 15,0. Кр.-отт. 15,26. Уч.-изд. л. 16,98. Тираж 620 экз. Индекс ГЛ-182. Заказ № 138. Цена 1 р. 40 к. Заказное. Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

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 [556.532 : 551.57](282.247.41)

Роль атмосферного влагопереноса в формировании составляющих водного баланса р. Волги. Самбук Н. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 3—7.

Излагается методика определения составляющих водного баланса в системе «атмосфера—гидросфера суши» при помощи аэрологических данных. Методика основывается на расчете баланса горизонтального переноса атмосферной влаги в слое атмосферы 0—9 км. Расчет составляющих водного баланса атмосферы позволяет, без привлечения наземных наблюдений, получить месячные значения «осадки минус испарение» над рассматриваемой территорией. Рассчитаны результирующие потоки водяного пара, изменение влагосодержания атмосферы и баланс горизонтального переноса (дивергенция) атмосферной влаги для бассейна р. Волги за четырехлетний период (1963—1966 гг.). Используя месячные суммы осадков, осредненные по бассейну, данные о стоке в замыкающем створе (г. Волгоград) и значения $(\bar{P}-\bar{E})$, полученные на основе аэрологической информации, рассчитаны месячные количества суммарного испарения и изменения влагозапасов в почво-грунтах.

Сравнение рассчитанных влагозапасов с измеренными термостатновесовым методом значениями влагозапасов почвы показывает неплохое соответствие. Точность вычисления основных компонент водного баланса по данным имеющейся на ЕТС сети аэрологических станций для территорий порядка 10^6 — 10^8 км² составляет менее 10 % от годовой величины речного стока.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 9.

УДК 556.18.004.65 : 556.16

Исследование влияния хозяйственной деятельности на сток реки Куры. Фатullaев Г. Ю. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 7—11.

Рассматривается влияние хозяйственной деятельности человека на водный баланс и гидрологический режим реки Куры.

Использованы воднобалансовые методы, а также методические приемы, базирующиеся на исследовании многолетних колебаний стока параллельно с анализом изменений естественных стокообразующих факторов и уровня развития хозяйственной деятельности в бассейне.

Дана оценка антропогенных изменений стока в бассейне рек Куры и Аракса, рассчитан водный баланс Кура-Араксинской низменности, рассмотрены его структура и динамика.

В результате выполненных исследований получено, что наибольшее уменьшение стока Куры происходит в пределах Кура-Араксинской низменности. Незначительные изменения стока объясняются действием компенсационных факторов в бассейне.

Библ. 4.

УДК [556.18.004.65 : 556.16](282.251.13) + 556.16.001.57

Влияние комплекса факторов хозяйственной деятельности на сток р. Тобола у г. Кустаная. Колмогоров В. П. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 11—16.

Предлагается способ оценки изменений стока, происшедших под влиянием комплекса факторов хозяйственной деятельности, основанный на методах математического моделирования.

Расчетная схема общей модели включает в себя два основных блока: а) блок расчета по метеорологическим данным водоотдачи, образованной в ходе снеготаяния; б) блок расчета склоновой трансформации водоотдачи и расчета неустановившегося движения паводочной волны в русле.

Произведен численный расчет для ряда лет с измененным гидрологическим режимом, показано уменьшение весеннего (в среднем 68 % восстановленной величины), годового, максимального стока, представлена графическая зависимость безвозвратных потерь стока от водности года.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 3.

УДК 556.16.047.048 + 556.552 : 556.535(282.247.42)

Восстановление естественных гидрографов стока р. Урал. Квинт-радзэ В. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 17—20.

Для оценки изменений водного режима р. Урал под влиянием каскада водохранилищ применена методика восстановления гидрографов стока, заключающаяся в расчете неустановившегося движения воды с использованием переменных кривых добегаания, аппроксимированных уравнением Калинина—Милюкова. Методика базируется на данных наблюдений гидрометрической сети Госкомгидромета и может быть применена для речных бассейнов с произвольным расположением гидрометрических постов и для участков различной протяженности.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 4.

УДК [556.18.006.16 : 556.16] : 556.555.2

Исследование водного режима Верхне-Свирского водохранилища в условиях перебросок стока. Котельников В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 21—25.

Водохранилище Верхне-Свирской ГЭС состоит из Онежского озера и верхнего 96-километрового участка р. Свирь между истоком и ГЭС. Рассчитанные балансовым методом расходы воды в истоке из озера позволили уточнить содержащиеся в основных положениях Волго-Балтийского водного пути им. В. И. Ленина зависимости пропускной способности р. Свири от уровней воды в истоке.

Разработан метод долгосрочного прогноза уровня Онежского озера, который облегчит оперативную работу гидроэнергетики и водного транспорта.

Как показали исследования, в случае реализации первой очереди перебросок стока в размере 3,5 км³/год из неевского бассейна на волжский склон заметных изменений водного режима Верхне-Свирского водохранилища не произойдет.

Табл. 1. Библ. 6.

УДК 556.16.045: 556.18

Изменение стока рек водохозяйственной системы Дунай—Днепр на различных уровнях хозяйственной деятельности. Войцехович В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 26—28.

Исследование влияния хозяйственной деятельности на сток рек выполнено на основе расчета и синхронного сопоставления многолетних рядов естественного и зарегулированного стока на различных уровнях хозяйственной деятельности — современного, 1985, 1990 и 2000 года.

Результаты исследований происшедших изменений стока рек Дунай, Днепр, Днестр и Ю. Буг под влиянием хозяйственной деятельности на современном уровне показали, что наибольшему изменению подвержен сток реки Днепра, который уменьшился на 27 % от естественного стока. Дальнейшее развитие хозяйственной деятельности приведет к уменьшению стока Днепра на уровне 2000 г. на 75—80 % по сравнению с естественным стоком.

При объединении рек Дунай и Днепр в единую водохозяйственную систему следует ожидать к 2000 г. уменьшение водных ресурсов для средних по водности и маловодных лет соответственно на 36 и 38 % по отношению к естественным и водным ресурсам.

Библ. 4.

УДК 556.004.65

О поиске момента нарушения гидрологического режима рек под влиянием хозяйственной деятельности по функции правдоподобия с использованием модели регрессии. Фролова Н. Л. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 28—32.

В настоящее время задача поиска момента нарушения гидрологического режима рек под влиянием хозяйственной деятельности решается путем визуального анализа графических связей последовательно суммированных значений стока и осадков, поверхностной и подземной составляющей стока. Достоинством этого метода является простота и наглядность, недостатком — возможная неоднозначность решения. Для поиска момента нарушения предлагается использовать функцию правдоподобия, рассчитываемую на основе модели регрессии формирования годового стока.

Ил. 2. Библ. 4.

УДК 556.167.048

Оценка условий формирования минимального стока рек Восточного Кавказа. Иванов Ф. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 33—36.

На основе данных по 200 пунктам наблюдений на реках Восточного Кавказа построены графики связи минимальных расходов воды различной продолжительности с периодом их осреднения (для маловодного и среднего по водности годам). Полученные зависимости разбиваются на четыре основные группы. Приведены сведения о сроках наступления периода минимального стока.

Установлено соотношение суточных, декадных, 30-дневных и месячных (календарных) значений минимального стока.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 2.

УДК 556.12(1/9) (282.254.42)

Особенности пространственной структуры полей жидких осадков в бассейне р. Риони. Месхия Р. Ш. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 36—40.

Дается обобщение и уточнение пространственной структуры полей суточных сумм жидких осадков. Статистические характеристики осадков получены на основании анализа всей совокупности случаев выпадения дождей по наблюдениям 72 метеорологических станций и постов Грузинской УГКС.

По рекомендации Ю. Б. Виноградова для анализа распределения осадков применен функционально-нормальный закон распределения. Получены следующие параметры осадков: среднее число дождливых дней в году со слоем $H \geq 1$ мм, параметры асимметрий, слои осадков 0,1; 1 и 10 %-ной обеспеченности за период 1951—1975 гг. Параметры осадков картированы, изолинии проведены с помощью интерполяционных кривых на основе гипсографической карты.

Полученные результаты будут использованы для расчета и прогноза дождевых паводков и селевых потоков.

Ил. 2. Библ. 3.

УДК 556.166.4.047

О расчете максимальных расходов редкой повторяемости при наличии коротких рядов гидрометрических наблюдений. Сикан А. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 40—46.

Излагается метод расчета максимальных расходов воды дождевых паводков малой ($P \leq 5\%$) обеспеченности при ограниченной гидрометрической информации. Для расчета необходимы данные наблюдений за осадками по плювиографу за период 20—30 лет и за стоком за период не менее 8—10 лет. Расчет производится путем трансформации осадков в сток на основе детерминистической модели с последующей статистической обработкой полученных результатов.

Рассматривается оптимизационная процедура, позволяющая определить параметры модели, соответствующие паводку с максимальным расходом расчетной обеспеченности.

Приводятся результаты расчетов по водосбору р. Волха — ст. Верхний Приморской воднобалансовой станции и их сопоставление с расчетом по другим методикам.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 7.

УДК 551.328+556.124.4

Тепловой и водный баланс наледей зимой. Дейкин Б. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 46—51.

Рассматриваются первые результаты наблюдений за балансом тепла и воды при наледообразовании в естественных условиях, информация о которых необходима для построения моделей расчета наледного питания и оценки роли наледных процессов в формировании водного режима и водных ресурсов в районах многолетней мерзлоты.

Комплекс наблюдений выполнен экспедицией ГГИ на Муруринской наледи подземных вод (Забайкалье, Верхне-Чарская котловина) в январе—феврале 1978 г. Он включал: ледемерные, актинометрические, градиентные и метеорологические наблюдения и гидрофизические исследования льда. Оценена возможность проведения таких наблюдений по существующим методикам сетевыми приборами и прямого измерения испарения—конденсации весовым методом: ледовыми полиэтиленовыми испарителями и на конденсационных площадках.

Главной составляющей водного баланса наледи зимой являются наледообразующие воды, при замерзании которых освобождается 94 % тепла приходной части теплового баланса. Эта энергия расходуется в результате лучистого (80 %) и турбулентного (14 %) теплообмена с атмосферой. Испарение уравновешивается конденсацией. По вкладу тепловые эквиваленты турбулентного влагообмена составляют 6 % расхода и прихода тепла соответственно. Осадки зимой в районе исследований незначительны.

Табл. 3.

УДК 551.328

Оценка точности определения средней мощности наледи. Колотаев В. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 51—56.

Разработка методики оценки точности определения средней мощности наледей выполнена с привлечением теории случайных функций, позволяющей учесть статистическую структуру мощности льда по площади наледи и наличие случайных погрешностей измерений.

Получена формула для вычисления погрешности средней мощности наледи

$$\sigma_{\bar{H}}^2 = \frac{\sigma_{H_i}^2 \cdot \bar{r}(0)}{n} \left[1 + \frac{2}{n} \sum_{j=1}^k \frac{\bar{r}(l_j)}{\bar{r}(0)} n_j \right] + \frac{\sigma_{H_i}^2 (1 - \bar{r}(0))}{n},$$

где $\sigma_{H_i}^2$ — дисперсия значений мощности льда H_i , измеренных в n точках;

$r(l_i)$ — эмпирический коэффициент корреляции между n_j парами значений H_i , удаленными друг от друга на расстояние l_j ; $r(0)$ — эмпирический коэффициент корреляции, который определяется по экстраполированному значению функции $r(l_j)$ при $l_j=0$.

В качестве примера выполнен расчет погрешностей средней мощности Муруринской наледи (Северное Забайкалье) за период октябрь 1979 г.—июль 1980 г. Результаты показали, что погрешность средней мощности существенно изменяется в течение наледного цикла от 0,95 см в октябре до 48,3 см в мае при изменении средней мощности соответственно от 81 до 210 см. Неучет статистической структуры значений мощности льда приводит к уменьшению погрешности в среднем в 3—5 раз.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 4.

УДК 556.332.2

Методика определения параметров формулы расчета потерь дождевого стока на инфильтрацию для малых водосборов. Светличная И. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 57—58.

Расчет интенсивности впитывания дождевых вод на поверхности склона основан на использовании физико-статистических зависимостей, полученных в результате обработки экспериментальных данных. Параметры расчетных формул зависят от ряда величин, каждая из которых соответствует тому или иному диапазону изменения стокообразующих факторов. Предлагается отказаться от использования размерных параметров и перейти к безразмерным комплексам. Это существенно расширяет область практического применения известных моделей впитывания.

УДК 556.16.551.4

Исследование стока с речных водосборов в зависимости от структуры ландшафта (на примере рек бассейнов р. Вытебети и р. Нугри). Грошева В. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 59—66.

На основе современных представлений о ландшафтном строении земной поверхности и комплексном подходе к изучению процессов формирования стока анализируются многолетние данные наблюдений за стоком и осадками на территории Болховской воднобалансовой станции. В результате расчленения гидрографов стока определены коэффициенты годового стока, стока весеннего половодья и дождевого периода, а также базисный подземный сток. Выделенные на ландшафтной карте 150 природно-территориальных комплексов (ПТК) методом генерализации по геоморфологическому признаку объединены в 4 ландшафтно-гидрологических комплекса (ЛГК). Определена структура ландшафтов водосборов.

В зависимости от типа ландшафта и сочетания ПТК и ЛГК на водосборе внутри одного ландшафта среднемноголетние значения коэффициентов годового стока рек могут изменяться от 0,12 до 0,33, снегового 0,21—0,79, дождевого 0,03—0,09. В зависимости от водности года $K_{год}$ может колебаться от 0,12 до 0,40, $K_{снег}$ от 0,21 до 0,90, $K_{дожд}$ от 0,01 до 0,037. Средний многолетний базисный подземный сток изменяется от 0,02 до 0,24. Доля подземной составляющей в питании рек может различаться в 10 раз, снеговой и дождевой — в 2—3 раза.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 13.

УДК 556.16.048 : 681.3

Сглаживающие сплайны и их применение к автоматизированному подсчету речного стока. Голубков С. Н., Серков Н. К. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 66—70.

Ставится задача сглаживания эмпирических данных с помощью кубических сплайнов. Описывается способ выбора параметра сглаживания, предложенный В. А. Василенко и основанный на минимизации математического ожидания относительного среднего квадратического отклонения интерполянта от точных значений сглаживаемой функции.

Степень сглаживания зависит от заданной средней квадратической погрешности измерений d . При $d=0$ получаем интерполяционный кубический сплайн, при $d \rightarrow \infty$ сглаживающий сплайн стремится к прямой регрессии.

Методика иллюстрируется на примере подсчета зимнего стока на р. Лагуринка у пос. Лагуры (о. Сахалин). Результаты расчетов полностью совпали с результатами ручной обработки. Описанный аппарат рекомендуется использовать в гидрологических исследованиях.

Ил. 1. Библ. 12.

УДК 556.162.«45».048

Методы определения порядка авторегрессии рядов годового стока. Б о в ы - к и н И. В., З а р е ц к а я И. П. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 71—76.

Предлагаются два статистических метода определения порядка авторегрессии рядов годового стока, которые ранее в гидрологии не применялись. Одним из них является подход Бокса—Дженкинса, который основан на использовании автокорреляционной и частной автокорреляционной функции процесса авторегрессии. Другой метод основан на использовании информационного критерия Акаике. Оба предложенных метода применялись к 35 рядам годового стока рек Европы, расположенных в различных географических зонах. Проводится сравнительный анализ результатов расчетов по двум методам. Установлено, что метод Акаике иногда дает несколько завышенное значение порядка по сравнению с подходом Бокса—Дженкинса. Окончательное суждение о порядке авторегрессии того или иного ряда возможно лишь на основе анализа результатов по обоим предложенным методам. Показано, что для большинства рассмотренных в работе рядов годового стока порядок авторегрессии не превышает единицы.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 7.

УДК 556.048

Исследование пространственно-корреляционной функции поля годового стока рек центральной части ЕТС. Р о м а н о в а Е. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 76—80.

Исследуется пространственно-корреляционная структура поля годового стока рек. Анализируется анизотропность поля годового стока рек и исследуются причины, нарушающие изотропность. Проверка анизотропности производится с помощью анализа линий уровня развернутой трехмерной пространственно-корреляционной функции.

Результаты исследований показывают, что поле годового стока в пределах Центрального региона не является изотропным. Одной из причин нарушения изотропности является неоднородность орографических условий региона. В направлениях, перпендикулярных возвышенностям, пространственная скоррелированность рядов годового стока оказывается слабее, чем в направлениях, им параллельных.

Пространственно-корреляционные функции, полученные для рек Центральной части ЕТС, могут быть использованы для решения ряда задач, в частности при оптимальной интерполяции поля годового стока. В связи с тем, что гипотеза об изотропности поля стока не выполняется, использование этой гипотезы при решении задач, требующих знания статистической структуры поля, не всегда оправдывается.

Ил. 2. Библ. 3.

УДК 556.048 : [556.043 : 681.3]

Об одном подходе к задаче автоматизированного выделения однородных групп многомерных рядов гидрологических наблюдений. Барина Л. Н., Гусев С. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 80—85.

Изложен метод разбиения с помощью ЭВМ исходной совокупности объектов, характеризуемых p -мерными рядами наблюдений за гидрологическими переменными, на классы однородных объектов, представляющий собой разновидность кластерного анализа и приложимый к ряду гидрологических задач. Однородность понимается в двух смыслах: как сходство p -мерных векторов средних значений и как взаимная коррелированность p -размерных рядов, что соответствует цели разбиения — совместному статистическому анализу однородных рядов. Предложены соответствующие меры сходства. Используется иерархическая агломеративная процедура кластеризации с правилами останковки, основанными на анализе увеличения внутриклассового рассеяния на каждом шаге.

Библ. 13.

УДК 556.048

Влияние асимметрии и автокорреляции на распределения выборочных коэффициентов уравнения регрессии и множественной корреляции. Лобанов В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 85—90.

Проведено обобщение доверительных интервалов коэффициентов уравнений регрессии и коэффициентов множественной корреляции для распределения Пирсона III типа и модели простой цепи Маркова, что позволяет корректно применять теорию корреляции для асимметричной и внутрирядно связанной гидрологической информации. Обобщение осуществлялось методом статистических испытаний для выборок объемом от 10 до 100 при общем их количестве в 2000 для каждого варианта моделирования. Коэффициенты уравнений регрессии рассчитывались методом наименьших квадратов, однозначной аппроксимации («единого решения») и по методам ортогональной регрессии. Установлено, что асимметрия и автокорреляция в последовательностях гидрологических характеристик оказывают существенное влияние на параметры распределений и квантили выборочных коэффициентов уравнения регрессии и множественной корреляции. Автокорреляция и в большей степени асимметрия в рядах гидрологических переменных приводят к расширению доверительных интервалов коэффициентов регрессии и тем самым снижают вероятность статистической значимости коэффициентов по сравнению с теорией оценки, основанной на нормальной корреляции.

Ил. 2. Библ. 13.

УДК 556.512.024/025

Расчет густоты сети пунктов наблюдений, обеспечивающей заданную точность пространственного осреднения гидрометеорологических полей. Гусев С. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 90—94.

Исследованы два подхода к расчету густоты сети, обеспечивающей заданную точность пространственного осреднения гидрометеорологических полей, а также рассмотрен вопрос использования данных пунктов наблюдений, расположенных вне области осреднения для повышения точности расчета территории и специалистов, 1985, с. 90—94.

Недоучет фактора взаимного расположения пунктов наблюдений приводит к существенному увеличению числа пунктов, требуемых для обеспечения заданной точности пространственного осреднения наблюдаемых полей. Использование данных пунктов наблюдений, расположенных вне области осреднения, позволяет повысить точность пространственного осреднения, если эти пункты расположены вблизи районов плохо освещенных данными наблюдений.

Табл. 2. Библ. 3.

УДК 556.166*321.06

О возможности расчета и прогноза поля стока весеннего половодья (на примере р. Вятки). Постников А. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады молодых ученых и специалистов, 1985, с. 94—98.

На примере бассейна Вятки до г. Вятские Поляны рассматривается возможность расчета и прогноза поля стока весеннего половодья по полям стокоформирующих факторов, разложенным по естественным ортогональным функциям (е. о. ф.).

В результате разложения на е. о. ф. исходные поля гидрометеорологического элемента (F) могут быть представлены в виде

$$E_{ij} = \sum_{h=1}^H T_{hi} X_{hj},$$

где X_{hj} — функции-координаты по пространству; T_{hi} — функции времени (коэффициенты разложения); i — год; j — номер станции; H — число членов разложения. Если учесть все члены разложения, число которых не превосходит число станций (n), то значения F_{ij} будут восстановлены точно, если же $H < n$, то возникают погрешности.

Для прогноза поля стока использовались лишь первые коэффициенты разложения полей стока. Величины T_{1i} линейно связаны со средними арифметическими по пространству значениями элемента F , а величины X_{1j} — со средними значениями F по времени, причем эти связи очень тесные, почти функциональные. Отсюда восстановление значений F_{ij} производится только с помощью этих средних. Поэтому описание полей является довольно грубым, особенно в годы, когда значения элемента заметно варьируют по территории. Можно получить практически совпадающие результаты, если сток в избранной системе створов рассчитывать (прогнозировать) по осредненным по всей территории бассейна значениям стокоформирующих элементов, используя при этом уравнения множественной линейной регрессии.

Табл. 2. Библ. 5.

УДК 556.16.05

Территориально-общие прогнозы летне-осеннего стока рек зоны избыточного увлажнения. Борщ С. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 99—102.

На основе районирования территории по условиям формирования летне-осеннего стока решалась задача территориально-общего метода прогноза среднемесячных расходов воды рек Севера ЕТС. Разработка территориально-общих прогнозов осуществлялась по-районно на основании связи стока с основными факторами его изменчивости, выявленными на этапе районирования. Методика прогноза разрабатывалась для 30 опорных пунктов, выбранных по одному в каждом районе (подрайоне) с использованием разложения полей гидрометеорологических элементов по естественным ортогональным функциям. Для ее проверки было составлено 90 прогнозов. В 80 % случаев погрешность прогноза не превышала допустимую.

Библ. 6.

УДК 631.675

Математическая модель режима орошения сельскохозяйственных культур. Шалыгин А. Л. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 103—106.

В основу построения математической модели режима орошения сельскохозяйственных культур, учитывающей оптимальные условия их произрастания и реальные условия проведения поливов, положена формула расчета влагозапасов в почве. Результатами расчетов по модели являются нормы-нетто и оптимальные сроки проведения поливов за конкретные годы, оросительные нормы-нетто различных сельскохозяйственных культур. Модель может использоваться в оперативной практике управления орошением, при проектировании оросительных систем и составлении графиков водопользования.

Табл. 1. Библ. 3.

УДК 556.124 : 556.142

Способ оценки пополнения запасов почвенной влаги в результате мероприятий по снегозадержанию. Шутков В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 106—113.

Основной положительный эффект от снегозадержания заключается в дополнительном инфильтрационном накоплении влаги в почве вследствие деформации температурного поля под системой снежных валков. Модель указанного процесса основана на балансовых соотношениях и теории теплового взаимодействия талых вод с мерзлой почвой. Объем потерь стока складывается из впитывания под валками, а также в водонепроницаемый слой, образующийся в межвалковых интервалах.

При расположении валков снега перпендикулярно уклону имеет место повышенное инфильтрационное пополнение почвенных влагозапасов вследствие поглощения поверхностного стока с вышележащих межвалковых интервалов. Для расчета слоя инфильтрации необходимы сведения о типе почвы, ее плотности, пористости и профилях температуры и влажности почвы, а также о максимальных запасах воды в снеге на поле, где производится снегозадержание.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 5.

УДК 556.142.048

Методика расчета влагосодержания торфяной залежи бугристых болот. Москвин Ю. П., Мицевич О. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 113—117.

Основная особенность расчета влагосодержания деятельного слоя торфяной залежи бугров связана со значительной пространственной изменчивостью высот микрорельефа поверхности бугра, а также пространственной и временной изменчивостью поверхности мерзлоты. Исследования на бугристых болотах севера Западной Сибири показали возможность анализа положения уровней болотных вод относительно поверхности протаивающей торфяной залежи, используя совмещенные кривые обеспеченности этих поверхностей. Результаты наблюдений позволили получить расчетные зависимости мер рассеивания для определения статистического распределения высот микрорельефа поверхности болота и поверхности мерзлоты. Предложенный метод дает возможность рассчитывать влагосодержание торфяной залежи бугров по данным об уровнях болотных вод и оттаивании торфяной залежи.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 3.

УДК 626.81/84 : 556.166(478.9)

Методика оценки увеличения стока малых рек Молдавии, обусловленного ирригационно повышенной влажностью почвы. Лалыкин И. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 117—119.

Предлагаемая методика расчета увеличения стока основывается на соотношениях, описывающих абсолютное (Δy) и относительное (a) изменение стока:

$$\Delta y = (y_{ор} - y_{ест}) \gamma,$$
$$a = (\Delta y + y_{ест}) / y_{ест} = (\beta - 1) \gamma + 1,$$

где $\beta = y_{ор} / y_{ест}$, $y_{ест}$ и $y_{ор}$ — сток естественный и при орошении (мм), γ — площадь орошаемых земель в долях от площади речного водосбора.

Приведенные расчетные зависимости могут быть использованы для оценки изменения дождевого стока на водосборах с площадями до 200 км², стока вегетационного периода — до 1000 км², суммарного зимне-весеннего стока — для всех малых рек Молдавии.

Табл. 2. Библ. 3.

УДК 631.436

Об определении составляющих теплового баланса почвы при близких к оптимальным условиям увлажнения. Лисовский И. Б. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 120—122.

На основе данных многочисленных измерений уточняются предложенные А. Р. Константиновым зависимости составляющих теплового баланса от температуры и влажности воздуха.

Полученные зависимости позволяют (с погрешностью в пределах 15—20 %) оценить как составляющие теплового баланса, так и потенциально возможное испарение по данным стандартной гидрометеорологической сети.

Ил. 1. Библ. 4.

УДК 551.579.2

Гидродинамический расчет потери воды на инфильтрацию при формировании весеннего паводка. Скворцов М. Ю. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 123—126.

Описывается механизм возникновения льдонасыщенного слоя в почве $h(t)$, являющегося водоупором для поверхностного стока. На основе сопоставления рассчитанных $h(t)$ и возможной глубины проникновения талой воды $\tilde{h}(t)$ дается критерий образования водоупора. Расчеты интенсивности снеготаяния, основанные на уравнении теплового баланса, показывают хорошее совпадение рассчитанных сроков схода снежного покрова с данными наблюдений.

Ил. 1. Библ. 11.

УДК 556.535.5

Лабораторные исследования процессов формирования и разрушения заторов льда. Болотников Г. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 126—130.

В результате модельных исследований заторов льда, выполненных в 50-метровом гидравлическом лотке с использованием различных материалов—заменителей льда, выявлена качественная картина образования и разрушения заторов льда, формирующихся при подныривании и торшении льдин, и определены критические значения числа Фруда для различных стадий процесса. Полученные коэффициенты гидравлического сопротивления изменяются от 0,17 до 0,27 для заторов подныривания и от 0,045 до 0,14 для заторов торшения. Установленная зависимость коэффициентов сопротивления трения от относительных размеров льдин в заторе открывает возможность проверки этих коэффициентов в натуральных условиях.

Ил. 1. Библ. 3.

УДК 556.51.001.57

О построении математических моделей бассейнов малых рек. Кондратьев С. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 132—138.

Разработанные подмодели, описывающие процессы формирования дождевого стока и изменения качества воды, предназначены для составления моделей речных бассейнов (МРБ), характеризующихся проблемной и региональной ориентацией. Подмодели объединены в группы «дождевой сток» и «качество воды» и основаны на уравнениях гидравлики и гидродинамики, описывающих движение водных потоков, транспорт наносов и растворенных химических веществ. Подмодели группы «дождевой сток» могут самостоятельно использоваться в МРБ, ориентированных на решение задач, связанных с оценкой влияния хозяйственной деятельности и эффективности водоохраных мероприятий на формирование дождевого стока малых рек. Кроме того, стоковые подмодели служат основой для подмоделей группы «качество воды».

Схематизация поверхности речного бассейна и составление МРБ из подмоделей производится с учетом круга задач, для решения которых предполагается использовать модель строения водосбора, размещения пунктов наблюдений и особенностей измерительной сети.

Широкая апробация стоковых подмоделей на материалах наблюдений за формированием стока со стоковых площадок и малых экспериментальных водосборов создала необходимые условия для продолжения и успешного завершения исследований, направленных на разработку всего комплекса подмоделей, необходимых для построения МРБ малых рек.

Ил. 1. Библ. 17.

УДК 556.551.001.57

К вопросу моделирования качества воды в мелководном проточном водоеме. Меерович Л. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 138—142.

Предлагаемый подход к оценке и прогнозу качества воды в водоеме позволяет рассчитывать не только осредненные за некоторый период поля концентраций загрязняющих веществ, но и характеристики изменчивости этих полей. В основе метода — численное решение уравнений гидродинамики и турбулентной диффузии. Выбор конкретной математической модели должен осуществляться с учетом особенностей водоема. Приводятся результаты численного эксперимента для Невской губы.

Ил. 2. Библ. 10.

УДК 556.535.8.001.57

Вопросы математического моделирования выноса загрязняющих веществ с водосбора. Еремеева А. О. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 142—146.

По опубликованным данным применение удобрений в нашей стране за последние 15 лет увеличилось более чем в 3 раза. В результате этого постоянно растет угроза загрязнения водоемов химическими веществами. Таким образом, сохранение экологического равновесия в озерах и водохранилищах требует создание прогностических моделей, детально описывающих поведение вещества на водосборе. В настоящее время математические модели, описывающие изменение качества воды под воздействием неточечных источников загрязнения, делятся на две основные группы: статистические и физико-математические модели. Несмотря на распространенность, применение статистических моделей ограничено конкретными водосборами и требует большого количества информации, которую не всегда возможно получить.

На основе уравнений гидравлики и гидродинамики предлагается модель выноса загрязняющих веществ дождевым стоком. Даны пути реализации поставленной задачи.

Ил. Библ. 7.

УДК 556.555.8 : 556.555.4 : 628.394

Термические особенности проточных подогреваемых водоемов (на примере речного участка Нарвского водохранилища). Березовская И. Н., Григорьева Т. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 146—150.

Возникшая в последние годы проблема «теплового загрязнения» является актуальной задачей исследований внутренних водоемов.

Закономерности процесса растекания сбросных теплых вод показаны на примере речного участка Нарвского водохранилища. С помощью метода главных компонент выявлено существенное влияние расходов р. Нарвы и Нарвской ГЭС, а также направления ветра на процесс растекания теплых вод. Выполнена типизация гидрометеорологических условий термосъемок. Выделено пять характерных типов растекания сбросных вод.

На основании анализа натурных данных сделан вывод о возникновении зоны теплового загрязнения и слоя температурного скачка на речном участке Нарвского водохранилища в результате сброса теплых вод Эстонской ГРЭС.

Полученные особенности процесса растекания сбросных вод на речном участке Нарвского водохранилища использовались для разработки новых и усовершенствования существующих методов прогнозирования термического состояния проточных водоемов-охладителей.

Ил. 1. Библ. 5.

УДК 556.531.4 : 556.16

Расчет ионного стока рек при помощи ЭВМ и оценка его точности. Циркунов В. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 151—154.

Ионный сток рек ($R_{\text{и}}$) — один из основных показателей используемых в гидрохимии. В настоящее время вычисление $R_{\text{и}}$ проводится методами О. А. Алевкиной и Л. В. Бражниковой. Эти же методы положены в основу алгоритмов расчета $R_{\text{и}}$ при помощи ЭВМ.

Полученные результаты показали, что расчет $R_{\text{и}}$ по прямому методу (с использованием средних месячных значений концентрации) дает смещенные, как правило завышенные, оценки. Смещение возрастает с ростом изменчивости концентраций ионов и расходов воды и увеличением тесноты их связи. Для вычисления $R_{\text{и}}$ по корреляционному методу предлагается использовать степенную и гиперболическую функции, которые дают наиболее надежные результаты. Важнейшим фактором, влияющим на точность расчета ионного стока, является режим отбора проб (сроки и относительная частота).

Проведенное сравнение результатов «машинных» и «ручных» расчетов на примере рек с длинными внутригодовыми рядами концентрации показало их хорошую сходимость. Погрешности вычисления ионного стока возрастают в ряду: Ca^{+2} , HCO_3^- , $\sum \text{и} < \text{Mg}^{2+}$, SO_4^{2-} , $\text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{K}^+$ от 5 до 40 %

Библ. 5.

УДК 551.482.214

О формировании качественного состава воды малых рек в условиях антропогенного влияния (на примере р. Рось). Снежка С. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 154—157.

Исследования качественного состава воды р. Рось проводились в период летней межени 1982 г. Пункты отбора проб размещались с учетом расположения основных источников загрязнения рек.

За период наблюдений в пределах рассматриваемого участка преобладали воды, относящиеся к группе кальция второго типа гидрокарбонатного класса. Путем корреляционного анализа данных о концентрациях главных ионов, температуре и уровне воды было выявлено, что содержание главных ионов определяется водным и термическим режимом реки. Существенное влияние на физико-химические процессы, протекающие в природных водах, оказывает кислородный режим. Насыщение воды кислородом способствует переходу Fe^{2+} в Fe^{3+} и выводу последнего из водного раствора. Увеличение содержания O_2 способствует также процессам разложения органического вещества. Повышение температуры воды интенсифицирует указанные процессы.

Результаты исследований могут быть использованы при разработке рекомендаций по охране водных объектов от загрязнения.

Табл. 1. Библ. 4.

УДК 556.555.7+556.555.4

Кислородный и термический режим Верхнедеснянского водохранилища — охладителя Смоленской АЭС в естественных условиях. Ромась Н. И., Соколов С. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 157—160.

На основании наблюдений за кислородным и термическим режимами Верхнедеснянского водохранилища в предэксплуатационный период (1980—1982 гг.), до пуска Смоленской АЭС делается вывод, что при эксплуатации АЭС следует ожидать появление зон с устойчивой стратификацией. Это может привести к острому дефициту кислорода в придонных горизонтах. В естественных условиях наиболее напряженный кислородный режим отмечается в верховьях водохранилища, которые играют роль буфера между загрязненными водами притоков и более чистой водной массой водоема.

Рекомендуется предусмотреть водоохранные мероприятия по искусственной аэрации придонных слоев водохранилища.

УДК [556.18.004.65 : 556.555]+502.656(028)

Восстановление водоемов в зоне активного антропогенного воздействия (на примере озера Шарташ). Петухова И. П. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 161—163.

Современное состояние оз. Шарташ, находящегося в пределах г. Свердловска, близко к дистрофному типу в результате активного антропогенного влияния. Приток воды в озеро уменьшился, понизился уровень, образовались обширные мелководья, которые подвержены интенсивному зарастанию высшей водной растительностью. В летний период наблюдаются «цветение» водоема и заморные явления. Усилилось поступление в озеро биогенов с сельских территорий и из рекреационных зон.

Предлагается комплекс мероприятий по восстановлению водоема, включающий очистку озера от донных отложений, выделение водоохранной зоны, благоустройство участков водосбора. Подробно рассмотрены вопросы регулирования водного режима и обоснование подпитки водоема. Приводится пример использования карьерных вод для подпитки озера с учетом их очистки перед подачей в водоем.

УДК 556.537(091)

История развития русла верхней Сухоны. Ющенко Ю. С. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 164—167.

Современный русловой процесс на верхней Сухоне слабо выражен. Из сравнения картографического материала видно, что структурный транспорт наносов осуществляется преимущественно в виде микроформ, однако русловые формы верхней Сухоны достаточно разнообразны. Следовательно, они унаследованы от прежних русловых режимов реки. Типы и этапы формирования русла верхней Сухоны рассматриваются с позиций гидроморфологической теории руслового процесса. Проанализирован процесс унаследования форм. Показано, как с изменением определяющих факторов руслового процесса сложилась современная иерархия дискретных активно действующих и унаследованных морфологических образований русла.

Ил. 1. Библ. 4.

УДК 532.5

Особенности турбулентности естественного руслового потока с грядовым дном. Никора В. И., Обада Н. Ф. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 167—172.

Статистический анализ пульсаций продольной компоненты вектора скорости в русловом потоке с грядовым дном произведен по данным измерений на реках Турунчук, Риони, Цхенисцкали. Для всех элементов гряды распределение осредненных скоростей по вертикали удовлетворительно описывается логарифмическим законом. Установлен характер распределения над грядой интенсивности турбулентности, асимметрии, эксцесса и среднего квадратического отклонения пульсаций скорости. Распределение вероятностей пульсаций скорости удовлетворительно согласуется с законом Лапласа—Шарлье и нормальным. На основании анализа корреляционных и структурных функций, спектральных плотностей и функций когерентности делается вывод о применимости теории локально-изотропной турбулентности Колмогорова—Обухова и обосновывается гипотеза о дискретном энергоснабжении в спектре частот.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 6.

УДК 556.04/08 : 556.535.6

Пьезоэлектрический способ измерения транспорта влекомых наносов горных рек. Поздняков Ш. Р. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 172—178.

Предлагаемый способ измерения расходов влекомых наносов основан на регистрации соударений движущихся в потоке частиц со специальной приемной конструкцией в виде металлической штанги с пьезоэлектрическим датчиком. Последний преобразует механические колебания, возникающие при ударах в штанге, в электрические импульсы, фиксируемые измерительным устройством.

Предварительные исследования показали принципиальную возможность использования пьезоэлектрического способа для измерения транспорта влекомых наносов. Полевые испытания опытного образца прибора, реализующего этот способ, подтвердили целесообразность продолжения разработки устройства и соответствующей методики измерений.

Табл. 1. Библ. 11.

УДК 556.088 : 532.57

Теоретические и экспериментальные исследования погрешности измерения осредненной скорости пульсирующего потока гидрометрической вертушкой. Ременюк В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 178—182.

Полученная теоретическая зависимость для определения систематической пульсационной погрешности измерения осредненной скорости турбулентного потока гидрометрической вертушкой имеет вид $\delta_n = Ka^2 T_v / (\tau_k + T_v)$, где Ka — число Кармана; T_v — время синхронизации; τ_k — время корреляции рассматриваемой автокорреляционной функции. Состоятельность теоретических выводов проверена по данным лабораторных экспериментов. Теоретические зависимости для вычисления δ_n достаточно адекватно отражают характер взаимодействия вертушки и потока. Следовательно, вывод о пренебрежимой малости величины δ_n в реальных турбулентных потоках справедлив.

Ил. 2. Библ. 7.

УДК 551.465.62+551.481.1

Моделирование термического режима оз. Севан. Разумов Е. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 182—186.

При моделировании эволюции термической структуры глубоких крупных озер, помимо факторов, непосредственно определяющих термические характеристики озера (напряжение ветра, температура воздуха, солнечная радиация и др.), необходимо учитывать влияние течений. Для воспроизведения горизонтальной дивергенции верхнего однородного слоя, вызывающей значительные вертикальные смещения изотерм, приводятся постановка и решение системы уравнений движения, неразрывности, переноса тепла и баланса энергии турбулентности. При решении системы использованы условия вертикальной однородности характеристик верхнего слоя и квазистационарности режима турбулентности.

Дальнейшее развитие и усовершенствование модели позволит провести численный анализ формирования и развития термической структуры озера с учетом ее сезонных перестроек.

Библ. 6.

УДК 556.536.2(282.247.21)

О возможности построения схем течений в Невской губе по натурным данным. Фуксова Т. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 186—191.

На основе анализа зависимостей характеристик течений в различных районах Невской губы от интенсивности изменения уровня при ветрах различных направлений и скорости дана оценка точности получаемых характеристик течений при использовании эмпирических связей. При построении схем течений методом группировки погрешности определения скорости течений могут превышать средние значения в 1,5—3 раза в транзитной зоне и в 5—15 раз в зоне южнее Морского канала. Определение направления течений даже в грубом приближении (в губу—из губы) может быть однозначным лишь в 18 % случаев.

Ил. 2. Библ. 8.

УДК 551.464.34+546.264

Влияние внешних условий на химическое равновесие морских вод с донными карбонатными отложениями. Лапенис А. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов ГГИ, 1985, с. 192—195.

В качестве одного из основных параметров, характеризующего равновесное состояние природных вод с карбонатными отложениями, рассматривается произведение растворимости L , которое определяется как ионное произведение концентраций $[Ca^{2+}]$ и $[CO_3^{2-}]$, вычисленные для различных условий равновесия процессов растворения и выпадения в осадок минералов вида $CaCO_3$. На основе лабораторных данных о зависимости произведения растворимости L от температуры и давления вычислено среднее значение этой величины для современного Мирового океана.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 4.

УДК 551.583

О возможности определения палеотемпературы по скелетам раковин с использованием отношения Ca/Mg. Михайлова Л. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 195—199.

Известно, что отношение содержания Ca и Mg в скелетах морских раковин тесно связано с температурой поверхностных вод среды обитания этих моллюсков. Используя эту зависимость, можно по полученной динамике отношений Ca/Mg в последовательных слоях нарастания кальцитовых раковин гребешков и устриц из позднеплейстоценовых отложений Керченского полуострова оценить температуру поверхности вод азово-черноморского бассейна на эльтигенском этапе его развития. Анализ этих данных показывает, что в процессе онтогенеза моллюсков происходило периодическое изменение отношений Ca/Mg, обусловленное сезонными колебаниями температуры воды в период их роста.

Ил. 1. Библ. 9.

УДК 551.583.15

К вопросу о влиянии изменения глобальной температуры на сток северных рек. Прилюк О. О. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 199—202.

В результате исследования зависимости стока рек Европейской территории СССР и Западной Сибири от глобальной температуры установлено, что при глобальном потеплении сток уменьшается на большей территории бассейнов рек Волги и Дона, а также рек северо-западного района ЕТС, исключая реки Крайнего Севера. В бассейне р. Днепра имеет место обратная тенденция — сток увеличивается. В бассейнах рек Оби и Иртыша при потеплении суммарное изменение стока мало.

Табл. 1. Библ. 5.

УДК 551.583

Некоторые закономерности изменений поля атмосферного давления в северных районах Советского Союза при изменении температуры воздуха северного полушария. Михайлов А. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 203—205.

В последнее время, кроме естественных колебаний климата, все большее воздействие на климат Земли оказывает человеческая деятельность. Возникла необходимость изучения этого процесса. Основным индикатором изменения климата является температура воздуха. Ее колебания во времени и пространстве влекут за собой перестройку полей атмосферных осадков, давления и др.

В работе на основе метода инструментальной переменной исследуется связь между изменениями поля атмосферного давления и средней температурой воздуха северного полушария. В результате проведенного исследования получена карта оценок изменений поля атмосферного давления в процессе глобального потепления и похолодания, из которой видно, что при потеплении происходит перестройка поля атмосферного давления для зимнего сезона, затрудняющая перенос водяного пара с Атлантического океана во внутриконтинентальные районы СССР.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 6.

УДК 551.58 : 551.586

Исследование статистической изменчивости радиационного режима растительного покрова методами имитационного моделирования. Анисимов О. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 205—208.

Расчеты интенсивности поглощения прямого солнечного излучения и диффузного излучения неба в растительном покрове тростникового типа позволили оценить пропускательные свойства такой среды. Алгоритм радиационной модели основан на методе статистических испытаний. Для описания потока солнечного излучения распространяющегося в растительном покрове можно использовать формулу $H = H_0 \exp(-KL)$, где H — поток солнечного излучения; H_0 — его значение на верхней границе растительности; L — листовой индекс; K — коэффициент поглощения радиации, определяемый в результате модельных расчетов или из эксперимента.

Комплексный натурный эксперимент, в ходе которого с помощью метода полусферических фотографий исследовались пропускательные свойства тростника, позволил определить вертикальный профиль коэффициента поглощения для такой растительности. Сопоставление результатов расчета и экспериментальных данных подтвердило возможность использования метода статистических испытаний для исследования основных компонентов поля солнечной радиации в растительном покрове.

Ил. 1. Библ. 2.

УДК 551.583 : 630

О расчете изменчивости урожайности зерновых культур с использованием экономических показателей сельскохозяйственного производства. Николаев М. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 208—213.

Для того чтобы выявить межгодовую изменчивость, отражающую влияние погодно-климатических факторов на фон общего роста урожайности зерновых культур (обусловленного интенсификацией экономики сельского хозяйства), необходимо определить экономическую составляющую урожайности, т. е. выделить ее экономический тренд.

Предложенная трендовая функция в явном виде учитывает временную динамику факторов оснащенности сельскохозяйственного производства (доз вносимых минеральных удобрений, использование посевной и уборочной техники и т. д.) и отражает тенденцию насыщения урожайности при росте экономических показателей. Трендовая урожайность (экономическая составляющая) для конкретного года определяется из соотношения $Y = 1 / (a_0 + \sum_j a_j / x_j + b)$, где a_0 , a_j , b — эмпирические константы; x_j — удельное значение экономического фактора. Таким образом, межгодовая изменчивость рассчитывается как относительное отклонение фактической урожайности от ее трендовых значений за рассматриваемый период.

На графиках представлена динамика относительных отклонений урожайности с 1920 по 1978 г. для главных зерновых культур СССР и США — пшеницы, кукурузы, овса, ржи и ячменя. Рассчитаны коэффициенты корреляции r и средние квадратические отклонения σ относительной урожайности. Наибольшая корреляция отклонений отмечается для озимой пшеницы и ржи в СССР ($r=0,58$), ячменя и ржи в США ($r=0,75$). Относительно высокая вариабельность характерна для яровой пшеницы в СССР ($\sigma=0,19$), ячменя и ржи в США ($\sigma=0,14$); большей стабильностью отличаются урожай озимой пшеницы, кукурузы, овса ($\sigma=0,10 \div 0,12$).

С использованием полученных длительных рядов относительных отклонений проанализированы долгопериодные тенденции вариации урожайности, вызываемые влиянием климатических факторов.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 5.

УДК 551.58 : 551.586

К вопросу о расчетах изменений климатической продуктивности сельскохозяйственных культур с использованием параметризованных моделей. Савватеев С. П. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1985, с. 213—216.

Известно, что сценарии современных изменений климата в основном представляются в виде данных об изменении термического режима и режима осадков. Однако для того, чтобы рассчитать возможные при этом изменения продуктивности сельскохозяйственных культур с использованием параметризованных моделей, необходимо иметь сведения и об изменении испарения. В связи с этим предлагается простой регрессионный метод перехода от нормы годовой суммы осадков к норме испарения в месяц максимальной вегетации.

Ил. 1. Библ. 12.