

Государственный комитет Российской Федерации
по высшему образованию

Российский государственный гидрометеорологический институт

ВОПРОСЫ ЭКОЛОГИИ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ

Сборник научных трудов
(межведомственный)

Санкт-Петербург

1994

Вопросы экологии и гидрологические расчеты. Сборник научных трудов (межведомственный). — СПб, изд. РГГМИ, 1994, вып. 116. — 170 с.

Редакционная коллегия: проф. А. М. Владимиров, ответственный редактор (РГГМИ), проф. Н. Б. Барышников (РГГМИ), канд. геогр. наук Г. А. Плиткин (ГИ), канд. геогр. наук В. М. Сакович, ответственный секретарь (РГГМИ).

Приводятся теоретические и практические результаты исследований водных ресурсов, речного стока и русловых процессов в связи с проблемами экологии.

Рассчитан на научных сотрудников, аспирантов и студентов гидрометеорологических специальностей.

Theoretical and practical results of water resources investigations, river runoff and channel erosion in connection with ecological problems are given in this collection book.

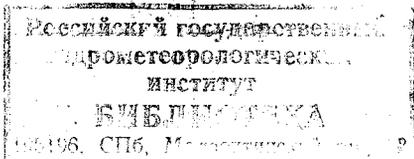
The publication is for specialists in hydrology, students of hydrological and meteorological institutions and universities.

Табл. 31. Ил. 24. Библ. 165.

Н 886552

© Российский государственный гидрометеорологический институт (РГГМИ), 1994.

ISBN 5—86813—077—4



Предисловие

Статьи, помещенные в сборнике, посвящены результатам научных исследований в области водных ресурсов, расчетов стока воды и наносов с учетом аспектов экологии, произведенных в основном в РГГМИ, а также в СПбГУ, ГГИ, ИВП Севера и других организациях. В большинстве статей рассматриваются вопросы гидрологических расчетов с учетом влияния хозяйственной деятельности на различные стороны гидрологического режима водных или природных объектов, оцениваются изменения, которые происходят с водными ресурсами, и их влияние на экосистемы. Основное внимание обращалось на выявление и анализ изменений гидрологического режима и экологической ситуации при антропогенном воздействии на водные объекты.

Общим вопросам гидроэкологии посвящены статьи А. М. Владимирова и Г. А. Плиткина, продолжающих исследования экологической направленности (см. Труды ЛГМИ, 1990, вып. 107). Важные региональные экологические проблемы рассматриваются в статьях Ю. А. Федорова и Г. И. Утренинова, В. А. Бережного с коллегами, Г. С. Арсеньева и В. Л. Трушевского.

Одной из важнейших гидрологических характеристик, непосредственно связанных с экологическими проблемами, является минимальный сток рек. Статьи А. М. Владимирова, Ф. А. Иманова, В. М. Саковича, Чэн Минцзяна посвящены общеметодическим вопросам, связанным с усовершенствованием методов его расчета.

Исследованию других гидрологических характеристик (годовой, максимальный сток, уровни воды озер и рек) посвящены работы В. С. Дружинина, А. В. Сикана, А. М. Догановского, Н. Б. Барышникова и других авторов.

Как и в предшествующих выпусках трудов (вып. 107 и 110), ряд статей посвящен гидрологическим проблемам Северо-Запада России, а также Карелии — это статьи В. Г. Орлова, Ю. В. Карпечко, И. М. Нестеренко и Л. М. Коноваловой. При этом в статье В. Г. Орлова приводятся новейшие данные о водных ресурсах Северо-Западного региона.

Сведения о фактических гидрометеорологических данных, положенных в основу научных разработок, опубликованных в данном сборнике, могут быть получены на кафедре гидрологии суши РГГМИ.

Статья специалиста из КНР Хуа Цзяпэна подготовлена к печати канд. геогр. наук А. В. Сиканом.

Представленные в сборнике труды сотрудников РГГМИ отражают направленность научных исследований кафедр гидрологии суши, гидрометрии, геодезии и гидрогеологии гидрологического факультета.

А. М. ВЛАДИМИРОВ (РГГМИ),
Ф. А. ИМАНОВ (Бакинский ГУ)

ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СТОКА РЕК

Жизненные процессы в водных объектах и на их водосборах определяются не только количеством, но и качеством воды, следовательно, качественно-количественные гидрологические показатели являются составной частью среды обитания живых существ. Поэтому под экологическим стоком целесообразно понимать то количество воды, которое должно находиться в водном объекте для обеспечения условий существования гидробионтов при антропогенном воздействии на него с одновременным сохранением ее необходимого качества. Сохранение экологического стока в водотоках позволяет обеспечить гидроэкологические условия в бассейнах рек [1].

Основными исходными положениями при разработке принципов оценки экологического стока рек могут быть приняты следующие:

- 1) значение оставляемого экологического стока должна обеспечить сохранение реки как места обитания гидробионтов и элемента ландшафта;
- 2) за экологический сток должно приниматься такое наименьшее значение расхода воды, при котором речная экосистема уже функционировала в естественных условиях;
- 3) экологический сток не может быть постоянным для всего года и определяется отдельно для каждого календарного месяца.

Оценка значений экологического стока связана с учетом многих требований и является весьма сложной задачей. Однако она может быть в известной мере упрощена если считать, что достаточные условия существования гидробионтов сохраняются в естественных водотоках при значительных естественных снижениях объема стока, т. е. в меженьный период, который наблюдается на реках в зимний и летне-осенний сезоны.

В этом случае основными гидрологическими характеристиками, используемыми при оценке экологического стока, будут среднемесячные расходы воды, а также данные о начале антропогенных изменений стока. Экологическое состояние реки будет считаться неудовлетворительным, если расход воды в реке за период нарушенного стока будет меньше экологического стока этой реки при ее естественном режиме. Возможный водозабор из реки определяется по разности естественного и экологического стока.

Для определения начала существенных антропогенных изменений минимального стока рек могут быть использованы графики связи вида

$$\sum_1^n Q_{\text{зам}} = f(T), \quad \sum_1^n Q_{\text{зам}} = f\left(\sum_1^n Q_{\text{пр}}\right), \quad \alpha = f(T),$$

где $\sum Q_{\text{зам}}$ — последовательная сумма минимальных расходов воды реки в замыкающем створе; $\sum Q_{\text{пр}}$ — последовательная сумма минимальных расходов воды притоков реки, режим которых не искажен влиянием антропогенных факторов за весь период наблюдений n ; α — коэффициент индикации, численно равный отношению $\sum_1^m Q_{\text{пр}}/Q_{\text{зам}}$; m — число притоков; T — годы наблюдений за стоком.

Целесообразно одновременно использовать несколько способов анализа, поскольку каждый из них имеет определенные недостатки.

Весь период наблюдений за минимальным стоком рек можно разделить на две части: период естественного (условно-естественного) и нарушенного режимов. При наличии последнего прежде всего устанавливается момент начала изменения стока под влиянием нарушений. В случае нарушения естественного стока лишь в летний сезон момент начала нарушений минимального летне-осеннего стока может быть установлен по связи вида $k=f(T)$, где k — коэффициент, численно равный отношению минимального летне-осеннего расхода воды к зимнему в замыкающем створе реки.

За экологический сток в первом приближении принимается минимальное значение среднего месячного расхода воды за период с естественным режимом, т. е. $Q_{\text{эк}}=Q_{\text{мин}}$. Однако в результате естественных многолетних колебаний минимального стока в будущем в очень засушливые годы могут наблюдаться и меньшие значения, отличающиеся на величину ΔQ_1 .

Помимо указанного, в месячном периоде будут расходы воды, меньшие среднемесячного, т. е. будут перебойные периоды. Поэтому значение экологического стока должно быть откорректировано на дефицит стока ΔQ_2 . Тогда оценка экологического стока рек в общем виде будет

$$Q_{\text{эк}} = Q_{\text{мин}} - \Delta Q_1 + \Delta Q_2,$$

где ΔQ_1 — возможное естественное снижение наблюдаемого минимального расхода воды, связанное с многолетними колебаниями стока; ΔQ_2 — дефицит стока за перебойные периоды различной продолжительности.

Значения ΔQ_1 могут быть установлены путем использования переходного коэффициента от наблюдаемого наименьшего значения минимального стока к его наименьшему значению на предполагаемый срок эксплуатации сооружения [5]. Коэффициент перехода может быть представлен в виде

$$K_1 = Q_{n+N}/Q_n = f(n, N, \beta),$$

где Q_{n+N} — наименьший расход воды за период $n+N$ лет; n — число лет наблюдений; N — предполагаемый срок эксплуатации сооружения; Q_n — наименьший наблюдаемый расход воды за период n лет; β — уровень доверительной вероятности.

С увеличением уровня доверительной вероятности и предполагаемого срока службы сооружения значения коэффициента K_1 и расчетные минимальные расходы воды уменьшаются. С увеличением же числа лет наблюдений значения K_1 возрастают.

Значения K_1 могут быть использованы для оценки возможного снижения ΔQ_1 наблюдаемого минимального расхода воды Q_{\min} рек исследуемого региона, связанного с естественными многолетними колебаниями речного стока. Для этого можно использовать следующее уравнение:

$$\Delta Q_1 = (1 - K_1) Q_{\min}.$$

Дефицит стока за перебойные периоды определяется по формуле

$$\Delta Q_2 = Q_{\min} - Q_{\text{сп}} = (1 - K_2) Q_{\min},$$

где $Q_{\text{сп}}$ — средний расход воды за перебойный период; $K_2 = Q_{\text{сп}}/Q_{\min}$ — модульный коэффициент стока за перебойный период.

О продолжительности перебойных периодов можно судить по гидрографам стока за те годы, когда наблюдалось наименьшее значение среднего месячного расхода воды в период с естественным режимом. С увеличением продолжительности перебойных периодов их частота уменьшается.

Сопоставление данных наблюдений за стоком воды и рассчитанным экологическим стоком позволяет выявить на гидрографе стока периоды экологического неблагополучия в речном русле, а также и периоды экологического резерва, когда речной сток может быть использован для хозяйственных нужд. Результаты таких расчетов могут быть представлены в виде графика. Методика вышеизложенного расчета апробирована на реках Восточного Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А. М. Гидрологические аспекты экологии. — Труды ЛГМИ, 1990, вып. 107, с. 79—82.
2. Владимиров А. М. Основные задачи гидрологических исследований при оценке качества воды. — Метеорология и гидрология, 1973, № 10, с. 82—86.

3. Методические указания по оценке влияния хозяйственной деятельности на сток средних и больших рек и восстановлению его характеристик. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986. — 78 с.

4. Леонов Е. А. О методике определения начала нарушения стока под влиянием хозяйственной деятельности. — Сб. работ по гидрологии, 1987, № 18, с. 75—82.

5. Крюков В. Ф. Методика определения вероятных экстремальных величин стока на предполагаемый срок эксплуатации сооружений. — Труды ГГИ, 1972, вып. 200, с. 26—61.

Г. А. ПЛИТКИН (ГТИ)

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА

Большой практический интерес для неизученных и слабоизученных в гидрологическом отношении районов (и отдельных рек) имеют косвенные методы количественной оценки нормы годового стока, являющейся одной из важнейших характеристик водных ресурсов. К таким методам прежде всего следует отнести совместное решение уравнений водного баланса

$$Q = P - E \quad (1)$$

(где Q , P и E — соответственно нормы годового стока, осадков и испарения) и уравнений связи различных авторов [2, 3, 5, 10], в частности:

$$E_{\text{Будл}} = \sqrt{P [1 - \exp(-E_0/P)] E_0 \operatorname{th}(P/E_0)}, \quad (2)$$

$$E_{\text{Будл.а.-к.}} = \sqrt{P [1 - \exp(-E_{0\text{а.-к.}}/P)] E_{0\text{а.-к.}} \operatorname{th}(P/E_{0\text{а.-к.}})}, \quad (2a)$$

$$E_T = P [0,9 + (P/E_{m,T})^2]^{-1/2}, \quad (3)$$

$$E_{M_1} = E_m [1 + (P/E_m)^2]^{-1/2}, \quad (4)$$

$$E_{M_2} = E_m [1 + (P/E_m)^3]^{-1/3}, \quad (4a)$$

$$E_{B_1} = (1 - \alpha_T) E_* \operatorname{th}(P/E_*), \quad (5)$$

$$E_{B_2} = (1 - \alpha_{\text{ПВ}}) \tilde{E}_* \operatorname{th}(P/\tilde{E}_*). \quad (6)$$

$$E_{B_3} = \sqrt{E_{B_1} E_{B_2}} = \sqrt{(1 - \alpha_T) E_* \operatorname{th}(P/E_*) (1 - \alpha_{\text{ПВ}}) \tilde{E}_* \operatorname{th}(P/\tilde{E}_*)}. \quad (7)$$

Уравнения (2)–(7) могут быть использованы для оценки норм испарения (E , $E_{\text{Будл}}$, E_T и т. д.) в естественных и гипотетических стационарных измененных климатических условиях, соответствующих вполне определенному масштабу антропогенного потепления глобального климата [1, 4, 6, 8, 9], например на $1,0^\circ\text{C}$ (примерно на 2000 г.). Для этого масштаба потепления ниже приводятся результаты практического применения уравнений (1)–(7). В качестве объектов исследования выбраны административные территории (края, области, автономные образования) Сибири, Дальнего Востока и Казахстана.

Методика расчета входящих в формулы (2)–(7) аргументов изложена ранее в работах [2, 3, 5, 7, 10 и др.]. Поясним здесь лишь введенные нами условные обозначения, характеризующие авторскую принадлежность этих формул М. И. Будыке («Буд»).

Л. Тюрку («Т»), В. С. Мезенцеву («М»), В. И. Бабкину («Б»). В случае наличия нескольких вариантов уравнений связи, предложенных одним автором, они помечены дополнительно арабскими цифрами: M_1 , M_2 , B_1 , B_2 , B_3 . Обозначение показывает, что расчет выполнен по формуле Будыко (2), в которой испаряемость $E_{0A.-K.}$ определена по формулам В. Г. Андреянова («А») для месяцев теплого периода и П. П. Кузьмина («К») — для зимних.

Подставляя значение нормы годового испарения, определенное по любой из формул (2) — (7), в уравнение (1), можно определить норму годового стока. Таким путем нормы стока рассчитаны для всех исследованных 56 территорий как для естественных, так и измененных климатических условий. Например, по формуле (2) рассчитаны нормы годового испарения в естественных ($E_{\text{Буд}}$) и измененных ($E'_{\text{Буд}}$) климатических условиях, а затем по уравнению (1) — годовые нормы стока $Q_{\text{Буд}} = P - E_{\text{Буд}}$ и $Q'_{\text{Буд}} = P' - E'_{\text{Буд}}$ с использованием данных о естественных (P) и измененных (P') нормах годовых осадков.

После этого по разности $\Delta Q'_{\text{Буд}} = Q'_{\text{Буд}} - Q_{\text{Буд}}$ рассчитаны значения изменения местных водных ресурсов ($\Delta Q'_{\text{Буд}}$) для каждой из исследуемых территорий. Аналогичные расчеты проведены по другим формулам определения испарения.

Как и ожидалось, при использовании разных уравнений связи получены неодинаковые рассчитанные значения испарения ($E_{\text{Буд}}$, $E_{\text{БудA.-K.}}$, E_T и т. д.; $E'_{\text{Буд}}$, $E'_{\text{БудA.-K.}}$, E'_T и т. д.), стока ($Q_{\text{Буд}}$, $Q_{\text{БудA.-K.}}$, Q_T и т. д.; $Q'_{\text{Буд}}$, $Q'_{\text{БудA.-K.}}$, Q'_T и т. д.) и их изменений ($\Delta E_{\text{Буд}}$, $\Delta E_{\text{БудA.-K.}}$, $\Delta E'_T$ и т. д.; $\Delta Q'_{\text{Буд}}$, $\Delta Q'_{\text{БудA.-K.}}$, $\Delta Q'_T$ и т. д.). Очевидно, что расхождения обусловлены прежде всего систематическими погрешностями самих формул (2) — (7), а для измененных климатических условий — также дополнительными допущениями и связанными с ними погрешностями оценки переменных, входящих в эти уравнения.

Систематические погрешности определения естественных норм испарения по уравнениям связи (2) — (7) ранее были выявлены в [10 и др.] путем сравнения с нормами испарения, рассчитанными методом водного баланса. Сложнее решить эту задачу применительно к измененным климатическим условиям, когда в уравнении типа (1) неизвестными являются как испарение, так и сток. Поэтому прежде всего для уменьшения погрешностей оценки будущего преобразованного стока по уравнению (1) через известные (по модели Винникова и Гройсмана) будущие осадки и рассчитанное с систематическими погрешностями по формулам (2) — (7) будущее испарение необходимо найти способ более надежного определения будущего испарения. Одним из таких способов, уменьшающих систематические погрешности этих формул, является, на наш взгляд, следующий.

Для любой из рассматриваемых формул „приведенное“ (к данным водного баланса) значение изменения испарения $\Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}}$, $E_{\text{Т}}^{\text{П}}$ и т. д. по выражению типа $\Delta E_{\text{Буд}} = E \frac{\Delta E'_{\text{Буд}}}{E_{\text{Буд}}}$, $\Delta E_{\text{Т}} = \frac{\Delta E'_{\text{Т}}}{E_{\text{Т}}}$ и т. д.

В основе этих выражений лежит допущение равенства отношений $\Delta E'_{\text{Буд}}/E_{\text{Буд}}$, $\Delta E'_{\text{Т}}/E_{\text{Т}}$ и т. д. с равенством $\Delta E'/E$, где $\Delta E'$ — изменение (к сожалению, неизвестное) испарения, определяемого методом водного баланса; E — испарение в естественных условиях, рассчитываемое для конкретных территорий вполне надежно по разности известных годовых норм осадков и местного речного стока (согласно действующим нормативным документам, такой способ является основным, а, следовательно, величина E — эталонной).

Применительно к оценкам испарения по конкретной формуле (2) — (7) отношение $\Delta E'/E$ заменяется на отношения $\Delta E'_{\text{Буд}}/E$, $\Delta E'_{\text{Т}}/E$ и т. д. Таким образом, вместо неизвестного значения $\Delta E'$ из приведенных выше выражений (пропорций) определяются величины $\Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}}$, $\Delta E_{\text{Т}}^{\text{П}}$ и т. д. Таким способом были рассчитаны приведенные значения изменения испарения $\Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}}$, $\Delta E_{\text{Т}}^{\text{П}}$ и т. д. для всех исследуемых административных территорий.

Для сравнения приведенных ($\Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}}$ и т. д.) и неприведенных ($\Delta E'_{\text{Буд}}$ и т. д.) значений изменения испарения построены графики корреляционных связей $\Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}} = f(\Delta E'_{\text{Буд}})$, $\Delta E_{\text{БудА.-К.}}^{\text{П}} = f(\Delta E'_{\text{БудА.-К.}})$, $\Delta E_{\text{Т}}^{\text{П}} = f(\Delta E'_{\text{Т}})$ и т. д. Рассмотрение позволило установить их линейный характер. Аналитически они выражены уравнениями линейной регрессии типа $\Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}} = a \Delta E'_{\text{Буд}} + b$, где a — коэффициент регрессии, b — свободный член уравнения. Расчеты этих параметров выполнены не только в целом для всей совокупности указанных 56 территорий, но и для отдельных регионов — Казахстана (20 территорий), Западно-Сибирского (12), Восточно-Сибирского (10), Дальневосточного (14) экономических районов и для трех последних вместе взятых (36).

Результаты оценок указанных параметров, а также коэффициентов парной корреляции представлены в табл. 1. Они наглядно показывают различие в тесноте указанных связей в рассматриваемых регионах и методах. Наименьшая теснота связей для величин, рассчитанных по рассматриваемым формулам, характерна для методов, условно обозначенных как «Т» и «БудА.-К».

По данным об изменениях годовых норм осадков $\Delta P' = P' - P$ и приведенного испарения $\Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}}$, $\Delta E_{\text{БудА.-К.}}^{\text{П}}$, $\Delta E_{\text{Т}}^{\text{П}}$ и т. д. на основе уравнения водного баланса вида $\Delta Q' = \Delta P' - \Delta E'$ определены приведенные значения изменения нормы местного речного стока каждой исследуемой территории для каждого из рассматриваемых расчетных методов (2) — (7):

$$\Delta Q_{\text{Буд}}^{\text{П}} = \Delta P' - \Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}}, \quad \Delta Q_{\text{БудА.-К.}}^{\text{П}} = \Delta P' - \Delta E_{\text{БудА.-К.}}^{\text{П}}$$

$$\Delta Q_{\text{Т}}^{\text{П}} = \Delta P' - \Delta E_{\text{Т}}^{\text{П}} \text{ и т. д.}$$

Аналогично рассчитаны неприведенные значения изменения нормы местного речного стока:

$$\Delta Q_{\text{Буд}}^{\text{П}} = \Delta P' - \Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}}, \quad \Delta Q_{\text{Т}}^{\text{П}} = \Delta P' - \Delta E_{\text{Т}}^{\text{П}} \text{ и т. д.}$$

Анализ построенных графических связей $\Delta Q_{\text{Буд}}^{\text{П}} = f(\Delta Q_{\text{Буд}}^{\text{П}})$, $\Delta Q_{\text{Т}}^{\text{П}} = f(\Delta Q_{\text{Т}}^{\text{П}})$ и т. д. выявил их линейный характер. Это позволило оценить параметры уравнений линейной регрессии и коэф-

Таблица 1

Параметры регрессионных связей
приведенных значений изменений суммарного испарения ($\Delta E_{\text{Буд}}^{\text{П}}$ и т. д.)
от неприведенных ($\Delta E'_{\text{Буд}}$ и т. д.)
в условиях глобального потепления климата

Параметр	Расчетный метод							
	Буд	БудА.-К.	Т	М ₁	М ₂	Б ₁	Б ₂	Б ₃
Сибирь, Дальний Восток и Казахстан								
<i>r</i>	0,996		0,626	0,980	0,981	1,00	0,998	1,00
<i>a</i>	1,04		3,15	0,906	0,969	1,03	1,04	0,995
<i>b</i>	-0,611		27,0	-4,79	-4,20	0,797	2,62	-0,945
Сибирь и Дальний Восток								
<i>r</i>	0,975	0,921	0,621	0,825	0,832	0,998	0,993	0,997
<i>a</i>	1,02	1,39	4,01	0,787	0,845	1,05	0,871	0,964
<i>b</i>	0,239	-11,9	11,8	-1,57	-1,05	0,39	-0,371	-0,250
Западная Сибирь								
<i>r</i>	0,974	0,868	0,940	0,950	0,918	0,999	0,998	0,999
<i>a</i>	1,00	1,07	2,86	0,792	0,799	1,07	0,930	0,994
<i>b</i>	0,573	-1,30	-25,1	-2,54	-0,717	0,228	-0,902	-0,378
Восточная Сибирь								
<i>r</i>	0,998	0,755	0,959	0,571	0,673	0,998	0,983	0,996
<i>a</i>	0,994	0,806	1,54	1,01	1,23	1,03	0,783	0,900
<i>b</i>	0,384	-0,698	2,83	-12,0	-16,2	0,810	1,21	0,841
Дальний Восток								
<i>r</i>	0,951	0,976	0,793	0,909	0,937	0,993	0,998	0,996
<i>a</i>	1,24	1,54	3,93	0,756	0,848	1,03	0,880	0,949
<i>b</i>	-2,68	-13,7	-40,4	0,513	0,079	0,835	-0,162	0,007
Казахстан								
<i>r</i>	0,997		0,990	0,997	0,998	1,00	1,00	1,00
<i>a</i>	1,02		1,18	0,960	1,02	1,02	0,989	1,01
<i>b</i>	-2,03		-1,13	-2,18	-1,98	0,152	-1,34	-0,558

коэффициенты парной корреляции между указанными переменными (табл. 2). При использовании всех исследуемых формул (2)—(7), кроме Л. Тюрка (3), получены весьма высокие парные коэффициенты корреляции r . Это позволяет использовать аналитические выражения (см. табл. 2) регрессионных уравнений в практических целях.

Практический интерес представляют не только сами значения приведенных ($\Delta Q_{\text{Буд}}^{\text{П}}$ и т. д.) и неприведенных ($\Delta Q_{\text{Буд}}$ и т. д.) изменений стока при потеплении климата, но и преобразованные приведенные их значения ($Q_{\text{Буд}}^{\text{П}}$ и т. д.). Последние рассчитаны для всех исследуемых территорий и методов (2)—(7) как суммы

Таблица 2

Параметры регрессионных связей
 приведенных значений изменений стока ($\Delta Q_{\text{Буд}}^{\text{П}}$ и т. д.)
 от неприведенных ($\Delta Q_{\text{Буд}}$ и т. д.)
 в условиях глобального потепления климата

Параметр	Условное обозначение расчетного метода							
	Буд	Буд _{А-К}	Т	М ₁	М ₂	Б ₁	Б ₂	Б ₃
Сибирь, Дальний Восток и Казахстан								
r	0,993	0,980	0,548	0,979	0,979	0,999	0,994	0,999
a	0,981	1,19	1,82	1,27	1,16	0,961	1,11	1,02
b	0,655	-3,51	-44,6	3,30	2,89	-0,219	1,11	0,705
Сибирь и Дальний Восток								
r	0,995	0,997	0,680	0,977	0,977	0,999	0,992	0,998
a	1,02	1,07	2,89	1,24	1,20	0,975	1,10	1,02
b	-1,23	-2,54	-113	4,61	1,92	-0,873	1,21	0,65
Западная Сибирь								
r	0,994	0,986	0,800	0,992	0,981	0,999	0,999	1,00
a	1,02	1,16	0,971	1,20	1,14	0,952	1,10	1,02
b	-1,560	3,17	-16,2	3,36	2,51	-0,303	0,401	0,07
Восточная Сибирь								
r	1,000	0,782	0,977	0,966	0,972	0,999	0,962	0,997
a	1,01	0,761	1,63	1,46	1,40	0,992	1,08	1,08
b	-0,654	-3,52	-42,0	3,62	-1,67	-1,12	3,01	0,578
Дальний Восток								
r	0,991		0,719	0,991	0,994	0,998	0,998	0,987
a	1,02		4,94	1,12	1,08	0,991	1,09	0,990
b	-1,23		-146	4,92	2,65	-1,17	1,06	0,215
Казахстан								
r	0,979		0,994	0,970	0,976	0,997	0,993	0,995
a	0,943		0,838	1,32	0,975	0,924	1,13	1,01
b	2,10		0,609	1,71	2,50	0,344	1,07	0,742

естественных норм местного речного стока Q и значений их возможных изменений при потеплении климата, т. е. $Q_{\text{Буд}}^{\text{П}} = Q + \Delta Q_{\text{Буд}}^{\text{П}}$, $Q_{\text{БудА.-К.}}^{\text{П}} = Q + \Delta Q_{\text{БудА.-К.}}^{\text{П}}$ и т. д. Аналогично определены неприведенные значения будущего преобразованного стока: $Q'_{\text{Буд}} = Q + \Delta Q'_{\text{Буд}}$, $Q'_{\text{БудА.-К.}} = Q + \Delta Q'_{\text{БудА.-К.}}$ и т. д.

Построены графические корреляционные зависимости для всей исследуемой территории вида $Q'_{\text{Буд}} = f(Q)$, $Q'_{\text{БудА.-К.}} = f(Q)$ и т. д. Они позволяют по данным об известной естественной норме годового стока конкретного объекта (реки, административной территории и т. д.) оценить в первом приближении приведенное значение годового стока в условиях потепления глобального климата интересующим пользователем расчетным методом.

Очевидно, что все конкретные расчеты на основе полученных регрессионных зависимостей справедливы лишь для варианта глобального антропогенного потепления на $1,0^{\circ}\text{C}$ (примерно на 2000 г.) и региональных изменений количества осадков и температуры воздуха, определенных по картам П. Я. Гройсмана, К. Я. Винникова, Н. П. Ковыневой [6, 7—9]. Для других масштабов потепления (или похолодания) глобального климата и методов оценки соответствующих региональных изменений количества атмосферных осадков и температуры воздуха (например, по палеоклиматическим реконструкциям и расчетам комплексным методом М. И. Будыко) требуются специальные исследования.

Освещенные в данной статье методические подходы, способы расчета и анализа позволяют довести результаты палеоклиматических и климатологических исследований до состояния, пригодного к практическому применению в гидрологических и водохозяйственных расчетах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антропогенные изменения климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1987. — 406 с.
2. Бабкин В. И., Вуглинский В. С. Водный баланс речных бассейнов. — Л.: Гидрометеоздат, 1982. — 192 с.
3. Бабкин В. И. Испарение с водной поверхности. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 80 с.
4. Борзенкова И. И., Зубаков В. А. Климатический оптимум голоцена как модель глобального климата начала XXI века. — Метеорология и гидрология, 1984, № 8, с. 69—77.
5. Будыко М. И. Современные изменения климата и палеоклимата. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1985, № 6, с. 36—42.
6. Винников К. Я., Гройсман П. Я. Эмпирическая модель современных изменений климата. — Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 25—36.
7. Винников К. Я., Лемешко Н. А. Влагосодержание почвы и сток для территории СССР при глобальном потеплении. — Метеорология и гидрология, 1987, № 12, с. 93—103.
8. Гройсман П. Я. Эмпирические оценки связи процессов глобального потепления и похолодания с режимом увлажнения территории СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1981, № 5, с. 86—95.

9. *Ковычева Н. П.* Статистическое исследование закономерностей современных изменений полей приземной температуры воздуха и атмосферного давления. — В кн.: Доклады конференции молодых ученых и специалистов. — Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 200—210.

10. *Платкий Г. А.* Применение метода водного баланса и уравнений связи для оценки преобразований испарения и стока под влиянием антропогенных изменений климата. — Депонировано во ВНИИГМИ — МЦД, № 618 — ГМ от 6.03.87.

Ю. А. ФЕДОРОВ, Г. Н. УГРЕНИНОВ (РГГМИ)

ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ОПЕРАТИВНОГО КОНТРОЛЯ И ПРОГНОЗА ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ БАССЕЙНА АРАЛА

В настоящее время в бассейне Аральского моря сложилась напряженная гидроэкологическая ситуация. Главные водные артерии Средней Азии Амударья и Сырдарья уже в течение 5—7 лет фактически не доносят своих вод до Аральского моря. Обошли тысячи километров бывшего морского дна, породив тем самым возникновение мощнейших выносов соли и пыли, приводящих к снижению урожайности сельскохозяйственных культур на территории многих областей Средней Азии и Казахстана. Иссушаются дельты и поймы рек, естественный почвенный покров подвергается процессам аридизации, сопровождающимся долговременным падением продуктивности угодий, дальнейшее развитие отраслей народного хозяйства сдерживается недостатком водных ресурсов.

С целью кардинального улучшения сложившегося положения необходимо создание весьма гибкой, ультрасовременной автоматизированной системы мониторинга водных ресурсов всего региона на базе данных оптимизированной сети наблюдений, контроля за рациональным использованием водных ресурсов и состоянием природной среды, прогноза водообеспеченности и экологического состояния региона.

Улучшение гидроэкологической обстановки в бассейне Арала может быть достигнуто лишь путем оптимизации водопользования на базе применения водосберегающих технологий. Для оптимизации водопользования необходимы надежные сведения о водных ресурсах, о динамике их изменения в настоящее время и в будущем. Предоставление этих сведений — задача гидрологических расчетов и прогнозов.

В настоящее время практически исчерпаны резервы повышения надежности расчетов и прогнозов водности рек Сырдарья и Амударья. Сложная топография водосборов (горы, равнины, впадины), разнообразие ландшафтных комплексов требуют чрезвычайно густой наземной сети пунктов гидрометеорологических наблюдений, особенно в горах. Очевидно, что такой густоты наблюдательной сети ни сегодня, ни завтра достичь не удастся: это дорого да и нерационально. Кроме того, расположение пунктов наблюдений характеризуется крайней неравномерностью. Большинство гидрометеорологических станций (70%) расположены на выходе рек из горных ущелий. В высокогорной и равнинной

частях бассейна Аральского моря пункты наблюдений весьма редки. Метеорологические станции в большинстве своем расположены на равнине (90%). В связи с этим можно с уверенностью сказать, что только на основе аэрокосмической информации о фактическом состоянии водосборов Сырдарьи и Амударьи возможен выход на качественно новый, более высокий уровень гидрологического обеспечения водного хозяйства Средней Азии.

Основное достоинство аэрокосмических методов для изучения природных ресурсов — объективность и пространственно-временная оценка состояния исследуемой территории [1]. К примеру, только с применением аэрокосмических средств можно непосредственно определить пространственное положение и высоту снеговой линии, площадь одновременного снеготаяния в горах. От достоверности этих сведений во многом зависит успешность прогнозов водности рек бассейна Арала [2].

За последние десятилетия накоплена богатая космическая информация о состоянии водных объектов бассейна Арала, так как орбиты большинства пилотируемых кораблей и искусственных спутников Земли проходят над среднеазиатской территорией. На базе имеющейся информации, после ее надлежащей обработки, можно решить следующие задачи, актуальные для бассейна Арала:

- обобщение и уточнение сведений о водных ресурсах в зоне питания Сырдарьи и Амударьи;
- количественная оценка динамики процессов снеготаяния в горах для целей прогнозирования стока рек;
- совершенствование методов прогнозов водности рек Сырдарьи и Амударьи;
- обоснование и организация комплексного гидроэкологического мониторинга бассейна Арала;
- гидрологическое обоснование мероприятий по оптимизации водопользования и по применению водосберегающих технологий;
- разработка рекомендаций по стабилизации состояния и по восстановлению Аральского моря.

Для эксплуатации и проектирования водохозяйственных систем необходимы сведения о норме стока и расходах воды рек различной обеспеченности (статистические характеристики), а для работы всех отраслей народного хозяйства региона требуются точнейшие прогнозы водности, желательно с возможно большей заблаговременностью. Что касается статистических характеристик, то они определены гидрологами с удовлетворительной точностью по рядам наблюдений длительностью 50—70 лет. Прогностические характеристики обычно имеют значительные погрешности ввиду локальности стокообразующих процессов, сложности синоптической обстановки в высокогорных районах.

В Средней Азии, как известно, оправдываемость прогноза стока на вегетационный период во многом определяется надеж-

ностью сведений об изменении снеготаяния и высоты снеговой линии, зоны одновременного снеготаяния в высокогорных областях.

Применение интерполяционных или расчетных методов по оценке указанных характеристик с использованием только стандартных данных метеостанций не дает положительных результатов вследствие ограниченного числа таких пунктов и чрезвычайной сложности взаимной увязки наблюдений на них.

Только аэрокосмические средства, свободные от отмеченных недостатков, способны дать требуемую исходную информацию и тем самым поднять надежность прогноза на новый качественный уровень.

Аэрокосмические съемки местности позволяют фиксировать мгновенное состояние земной поверхности на фотоизображении или регистраграммах. Применительно к задачам гидрологии основными их особенностями являются:

— дистанционный характер исследования интересующего объекта или явления;

— возможность получения последовательной или непрерывной информации в рамках отдельных водосборов, больших территорий или в глобальном масштабе;

— использование материалов съемок не только при рассмотрении вопросов инвентаризации и использования водных ресурсов, но и в области прогнозирования и расчета речного стока;

— достижение высоких экономических показателей исследований за счет существенного повышения производительности труда;

— улучшение эргономических условий обработки материалов съемок в камеральных условиях.

Из всех дистанционных методов исследования природных ресурсов по объему получаемой информации, широте применения в народном хозяйстве и научных исследованиях самым универсальным и эффективным являются аэро- и космическая фотосъемки.

Аэро- и космическая фотосъемки основаны на регистрации электромагнитного излучения Земли с помощью аэрофотоаппарата (АФА) на фотографических слоях различной светочувствительности в видимой и ближней ультрафиолетовой и инфракрасной зонах спектра.

Различают следующие виды фотографических съемок:

— однозональная съемка в диапазоне 0,4—1,0 мкм на черно-белую, спектрзональную и цветную аэропленку;

— многозональная съемка в том же диапазоне спектра на черно-белую аэропленку с узкими зональными фильтрами.

Отличительной особенностью фотографической съемки местности является резкость и детальность фотоизображения местности с большой разрешающей способностью.

Аэрофотосъемка в масштабах 1:10 000—1:50 000 выполняется с самолетов Ан-28ФК, Ан-30, в масштабах 1:100 000—1:150 000—с самолета Ту-134. Космическая фотосъемка производится с пилотируемых орбитальных космических станций «Мир», искусственных спутников Земли (ИСЗ) «Космос» и др. Для производства крупномасштабной съемки 1:1500—1:8000 используются самолеты Ан-2, вертолеты Ка-26, Ми-8 и др., а в последние годы и мотодельтопланы (МДП) с полетной нагрузкой до 170—190 кг («Фрегат», МДП-А и др.).

По характеру используемых светочувствительных материалов аэрофотосъемка подразделяется на черно-белую, цветную и спектроразнональную. Наиболее широко применяется на практике черно-белая аэрокосмическая съемка. Цветная аэрофотосъемка используется в выборочном порядке, когда определяющим фактором является не стоимость аэрофотосъемки, а полнота получения информации о местности. Она применяется для исследования наиболее сложных объектов. Спектроразнональная фотосъемка позволяет получить изображение объектов не в натуральных, а в условных цветах. В гидрологии спектроразнональная съемка может быть использована для подробного изучения характеристик древостоя на водосборах, определения участков различной степени увлажненности земной поверхности, более точного оконтуривания пойменных образований, обнаружения внутрирусловых форм, выделения микроландшафтов на болотах.

Распространение растительности в пределах горных водосборов Средней Азии, определяемое по спектроразнональным аэроснимкам, является одним из основных индикаторов расположения нижней границы зоны формирования стока в теплый период года.

Возможности использования фотографических съемок местности применительно к решению гидрологических задач для бассейна Арала достаточно широки:

— создание обновленной картографической основы исследуемого региона в виде фотокарт, характеризующихся сочетанием фотографического и графического изображений местности в принятых условных знаках;

— дешифрование границ снежного покрова на водосборах рек и определение степени их заснеженности;

— исследование динамики ледников высокогорных районов по разновременным снимкам одной и той же территории;

— определение степени залесенности, заболоченности и озерности водосборов рек и использование этих данных при расчете стока;

— измерение линейных размеров и площадей водных объектов суши;

— изучение режима и параметров разлива рек, составление фотокарт зон затопления пойм;

— определение характера деформации речных русел;

- оценка запасов влаги в почвах;
- исследование взвешенных наносов, загрязнений водных объектов и др.

Расчеты показывают, что экономия средств при проведении комплексных гидрологических исследований с применением материалов аэро- и космических фотографических съемок местности составляет не менее 0,5 тыс. руб. на 1 км² площади (в масштабе цен конца 80-х годов).

Тепловая аэрокосмическая съемка используется для регистрации теплового излучения подстилающей поверхности Земли в инфракрасной зоне спектра в диапазоне 0,8—30,0 мкм [3]. Для съемки выбираются так называемые окна прозрачности, в которых тепловое излучение наиболее слабо поглощается атмосферой. На практике обычно используются три диапазона: ближний (0,8—2,5 мкм), средний (3—5 мкм) и дальний (8—13 мкм).

Тепловая съемка может выполняться с орбитальных космических кораблей, ИСЗ, самолетов и вертолетов. Регистрация объектов местности по изменению тепловых характеристик при тепловой аэросъемке обеспечивается с точностью до нескольких десятков метров. Космические тепловые снимки имеют пространственное разрешение на местности при съемке в диапазоне 3—5 мкм для разных ИК-систем от нескольких сот метров до десятков километров и фиксируют объекты размером более 3—4 км при дневной съемке и 6—10 км — при ночной.

Выполнение тепловой съемки и дешифрование полученных изображений требуют учета температурного режима объекта, влажности поверхности, сезона и времени съемки, без чего правильная интерпретация снимков может быть затруднена.

Тепловая аэрокосмическая съемка для гидрологов представляет особый интерес. Дело в том, что изменения температурного поля земной поверхности и водоносного горизонта, фиксируемые при производстве тепловой съемки на фотопленке, обусловлены рядом причин, важнейшей из которых является влажность почвенных массивов. Вариации влажности покровных отложений связаны с различной глубиной залегания уровня грунтовых вод, с активным водообменом поверхностных и грунтовых вод и другими явлениями.

Изучение влажности почв по тепловым снимкам позволяет более однозначно выявлять погребенные долины рек, скрытые под наносами зоны разгрузки подземных вод, точно очертывать границы заболоченных участков лесов и речных пойм, болот и суходольных участков на водосборах рек и озер, определять зоны поливного и багарного земледелия. Кроме того, тепловая аэрокосмическая съемка позволяет определять на снимках выходы грунтовых вод, водотоки под пологом растительности, степень загрязнения рек и водоемов теплыми сточными водами, инвентаризировать источники их загрязнения.

Что касается территориально-природных комплексов Средней Азии, особенно аридных районов, то применение тепловой аэро съемки может существенно изменить всю плано-экономическую политику использования водных ресурсов, сделав упор на освоение подземных вод для нужд потребления и орошения земель. Для этого необходимо с высокой точностью знать глубину залегания грунтовых вод с целью максимального снижения стоимости работ по бурению и эксплуатации скважин. Эта задача успешно решается путем интерпретации тепловых изображений в сочетании с выборочными наземными измерениями температуры и влажности покровных отложений на эталонных участках. Экономический эффект использования материалов тепловой аэро съемки в данном случае оценивается сотнями миллионов рублей (в масштабе цен конца 80-х годов).

Радиолокационная съемка производится в зоне электромагнитного спектра с длинами волн от нескольких миллиметров до нескольких метров. В отличие от аэрофото- и тепловой съемок радиолокационная съемка является активным методом зондирования, при котором локационные сигналы, направленные антенной носителя, как бы «ощупывают» местность и возвращаются отраженными от нее, изменив свою интенсивность, в зависимости от специфических свойств облучаемых объектов. Получаемые при этом радиолокационные изображения по своим изобразительным свойствам близки к мелкомасштабным фотоснимкам.

Сканирующий радиолокационный луч обладает способностью проникать сквозь лед, снег, наземную растительность и покровные отложения до глубины нескольких метров и, таким образом, давать дополнительную информацию о структуре изображенных на снимках объектов.

Для выполнения радиолокационной съемки на практике в большинстве случаев используются радиолокационные станции бокового обзора с углом обзора 40—80°. Эти станции работают в диапазоне 1—3 см и обеспечивают разрешающую способность РЛ-снимков 15 м по дальности и 20 м по азимуту. На характер радиолокационного изображения большое влияние оказывает рельеф местности, влажность, плотность грунтов, почвенно-растительный покров и др. Благодаря узкой диаграмме направленности в горизонтальной плоскости и малой длительности импульса, изображение местности на РЛ-снимках имеет достаточно большую разрешающую способность.

Отличительной способностью радиолокационной съемки является ее всепогодность и возможность быстрого получения изображений на большой площади (десятки тысяч км²). Независимость съемки от времени суток и состояния атмосферы обеспечивается работой излучателя на различных длинах волн, частотах и формах импульсов радиоизлучения. Другой особенностью радиолокационной съемки является независимость масштаба

изображения от высоты полета, так как масштаб РЛ-снимка есть лишь функция самой аппаратуры.

Материалы радиолокационной съемки широко используются при изучении ледяного покрова рек, озер, морей, при разведке рудных ископаемых и подземных вод, при гидрометеорологических исследованиях и геофизических наблюдениях, при исследовании болот. Применительно к высокогорным районам Средней Азии радиолокационная съемка горных ледников в сантиметровом диапазоне длин волн позволяет картографировать ложе ледников и определять таким образом объем льда. Экономический эффект определения запасов воды в ледниках методом радиолокационного зондирования оценивается в десятки миллионов рублей, при этом следует отметить, что решение данной важнейшей задачи другими способами вообще невозможно. Сочетание материалов фотографических съемок и радиолокационной съемки их ложа позволяет решать практически любые задачи при исследовании колебаний ледников и прогнозировании стока с них, а эта информация является определяющей при планировании всей хозяйственной деятельности в этих районах.

Специальная аэрофотосъемка в СВЧ-диапазоне внедряется для оценки влажности почвы. Метод основан на изменении диэлектрической проницаемости почвы при различной степени ее увлажнения.

Из множества существующих в настоящее время спутниковых систем для изучения природы Земли используют чаще всего ИСЗ на круговых полярных и на стационарных экваториальных орбитах. Система из полярных и экваториальных спутников обеспечивает регулярное наблюдение всей земной поверхности. Но частота съемок одного и того же района различна. На геостационарных ИСЗ она ограничивается скоростью воспроизведения и передачи изображения (20—30 мин). Для полярных ИСЗ, помимо высоты орбиты, частоту съемки одного и того же участка земной поверхности определяет вид съемочной аппаратуры, обеспечивающей просмотр полосы обзора определенной ширины. Метеорологические и некоторые природно-ресурсные спутники выполняют съемку так, что полосы обзора соседних орбит соприкасаются и перекрываются. Такие ИСЗ за сутки снимают всю земную поверхность, при этом на дневной стороне выполняется телевизионная съемка (в видимом диапазоне), а на ночной — инфракрасная.

Существенной характеристикой спутникового снимка является его разрешающая способность. Обычно повышение разрешающей способности спутникового снимка влечет за собой уменьшение полосы обзора на местности.

Масштаб, структура изображения и его информативность зависят от возможности съемочной аппаратуры и вида съемок. Наибольшей частотой, обзорностью отличаются телевизионные съемки со спутников типа «Метеор» (погодные спутники), но их разрешающая способность и переменный масштаб сдерживают

применение их для количественных измерений с необходимой точностью. На снимках малого разрешения выделяются крупные водные объекты, горные поднятия, массивы орошаемого земледелия, пустынные пространства. На снимках среднего разрешения уже различаются дороги, крупные каналы, на снимках высокого разрешения более мелкие объекты гидрографической сети и отдельные сельхозугодья.

Применительно к бассейну Арала телевизионные изображения весьма эффективны для оценки динамики стаивания сезонного снежного покрова. При перенесении информации о степени заснеженности водосбора соответствующими приемами на картографическую основу определяется скорость движения снеговой линии, находящейся в зависимости от запасов воды в снежной толще. Регулярность поступления информации со спутников (5—8 снимков за период снеготаяния) дает возможность использовать их в прогнозах стока на вегетационный период с гораздо большей надежностью, чем только по данным наземных наблюдений. Снимки среднего и высокого разрешения успешно применяются для оценки динамики наполнения и сработки водохранилищ, разливов в дельтах рек, динамики ледовой обстановки.

Для осуществления гидроэкологического мониторинга необходима система обобщения информации по всей территории бассейна Аральского моря. Создание единой системы мониторинга для этого региона наиболее рационально при самом широком использовании материалов аэро- и космических съемок.

Поскольку экологическая ситуация и состояние природных комплексов в бассейне Аральского моря главным образом определяются гидрологическим режимом питающих его рек, главнейшими проблемами по выходу из кризиса являются:

- повышение точности прогнозов стока на вегетационный период (в целом и по месяцам);
- исследование структуры водного баланса зоны формирования и зоны использования стока;
- определение объемов возвратных вод с массивов орошения, характеризующих неоднократное использование водных ресурсов;
- оценка водопотребления и непроизводительных затрат стока;
- динамика потерь стока в дельтах Амударьи и Сырдарьи;
- водный баланс Аральского моря по отдельным этапам освоения водосбора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Федоров Ю. А. Аэрофотогеодезические исследования водных объектов суши. — Л.: Изд. ЛГМИ, 1991. — 173 с.
2. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 2. — М.—Л.: Гидрометеониздат, 1989. — 246 с.
3. Вырицкий Г. С., Седов А. В., Шилин Б. В. Тепловая аэросъемка в гидрогеологии и инженерной геологии. — Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1984. — 39 с.

В. А. БЕРЕЖНОЙ (РГГМИ),
Е. А. ШЕБЕСТА (Севзапгеология),
В. А. ФЕДОРОВА (МП «Геосфера»),
А. А. ШЕБЕСТА (СПбГУ)

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ЗАХОРОНЕНИЯ ПРОМОТХОВ ЧЕРЕПОВЕЦКОГО ПО «АММОФОС» В ГЛУБОКИЕ ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ МЕТОДОМ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Существующая экологическая ситуация на территории промышленных объектов Череповецкого ПО «Аммофос» и прилегающих участках уже превысила критическую. Существующие многочисленные очаги загрязнения природной среды приводят к разнообразным по форме и степени воздействия техногенным последствиям. Меняется рельеф территории, изменяется режим подземных и поверхностных вод, резко ухудшается качество среды обитания биоты из-за повсеместного загрязнения атмосферы и гидросферы. При этом уровень загрязнения почв и подземных вод весьма значителен. Так, грунтовые воды, имеющие инфильтрационное питание ультрапресными атмосферными водами, в зоне полного насыщения уже относятся к рассольному типу с минерализацией до 40—190 г/л и кислотностью, варьирующей от 2,5 до 10, в зависимости от вида очага загрязнения.

Результаты выполненного нами гидродинамического и гидрохимического моделирования процессов в грунтовом водоносном горизонте позволяют однозначно оценить направленность и последствия столь интенсивного воздействия на подземную гидросферу: будет происходить дальнейшее ухудшение качества подземных вод, распространение языков прорыва загрязнения достигнет реки Суды и ее левых притоков (и соответственно приведет к загрязнению северной части Рыбинского водохранилища). При этом длительность периода разгрузки загрязненных вод в поверхностные водотоки даже в случае прекращения работы Череповецкого комбината будет составлять десятки лет.

Нормализация экологической ситуации на данной территории возможна только при проведении комплекса рекультивационных мероприятий, изменении технологии утилизации отходов производства, переходе на 100 %-ное обратное водоснабжение и при создании постоянно действующей геoinформационной модели мониторинга состояния природной среды. Одним из возможных направлений по нормализации экологической ситуации является закачка жидких промотходов Череповецкого объединения в глубокие водоносные горизонты. Подобные системы захоронения

протомходов используются достаточно широко, при этом опыт эксплуатации свидетельствует об эффективности метода.

Однако для рассматриваемого нами района характерна низкая степень изученности глубоких горизонтов, поэтому предварительная оценка перспективности возможна только методами детерминированного математического моделирования гидродинамики с многофакторной диапазонной оценкой расчетных параметров состояния среды и режимов нагнетания и вероятностного моделирования направленности химического взаимодействия в системе пластовые воды — горные породы — сточные воды.

Гидродинамическое моделирование. Для обоснования выбора перспективных водоносных горизонтов в протерозойских и палеозойских отложениях нами использовались данные геофизических исследований, описания керна и различных методов опробования Десятовской, Пестовской, Кубенской, Аргуневской, Тарногской, Нюксенской, Вологодской, Череповецкой и ряда других геологоструктурных, поисковых и геологоразведочных скважин разной глубины. В результате выполненного анализа материалов в качестве наиболее перспективных нами были выбраны два водоносных горизонта надежно изолированных от других проницаемых зон мощными пачками глин, мергелей и алевролитов и приуроченных к средневерхнедевонским отложениям суммарной мощностью 90 м и средневерхнекембрийским отложениям — мощностью 130 м, залегающим на глубинах 900 и 1300 м соответственно. Результаты поинтервального опробования скважин и изучения проницаемости пород в лабораторных условиях свидетельствуют о высокой фильтрационной неоднородности перспективных водоносных горизонтов в плане и разрезе. Так, проницаемость средневерхнедевонского горизонта оценивается значениями в диапазоне 0,05—1563 мД (Тарногская и Вологодская скважины), а проницаемость средневерхнекембрийских отложений в диапазоне 40—1256 мД (Пестовская скважина). Различия в методе определения фильтрационных свойств и значительная удаленность скважин друг от друга не позволяют выявить закономерности в изменении параметров, поэтому единственной возможностью являлось многофакторное моделирование гидродинамики с заданием наиболее вероятных минимальных и максимальных значений. При этом в качестве пределов изменения фильтрационных свойств нами приняты значения, предложенные Г. И. Богдановым и в целом соответствующие данным опробования наиболее близко расположенных скважин. Кроме того, на двух уровнях нами задавались: пьезопроводность водоносных горизонтов (1 000 000 — 5 000 000 м²/сут), пористость отложений (по лабораторным данным, 15—25 % в девонском горизонте и 10—20 % в кембрийском), а также наличие или отсутствие зоны повышенной тектонической трещиноватости, отмечаемой по данным геофизических работ на расстоянии 3—5 км к северо-западу от проект-

ного контура нагнетания (во всех вариантах счета данная зона имела водопроницаемость на порядок выше вмещающих пород).

Выполненный анализ диапазонов возможного изменения параметров состояния системы и режимов нагнетания позволил составить план численного эксперимента, в котором выделяется два этапа: решения обратной задачи (10 вариантов) и решения прогнозной задачи (18 вариантов). Один из возможных режимов нагнетания определялся Череповецким ПО «Аммофос» и предполагал ступенчатое изменение расхода с закачкой в первый год 1 000 000 м³ промтоходов, а в последующие — по 300 000 м³/год.

Исходя из гидродинамической схематизации условий в плане (безграничный пласт) и в разрезе (изолированный), а также схем водопроницаемости и проектных схем расположения нагнетательных скважин, вся моделируемая площадь была разбита по прямоугольной сетке 37×51 с изменяющимся шагом (от 1,0 м в центре до 10 000 м на фланговых участках). Начальное распределение пьезометрической поверхности в горизонтах задавалось по данным Ю. В. Мухина. На юго-западной и северо-восточной границах моделируемого участка задавались условия II рода (границы проведены по линиям тока), а на северной и южной — границы I рода (обеспеченного питания с заданием $H_{i,j} = \text{const}$ вне зоны влияния нагнетательного контура). Моделирование осуществлялось по программе ASM [3].

Результаты выполненного математического моделирования процессов и их анализ позволили сделать ряд выводов.

1. Практически все варианты прогнозной задачи гидродинамики с заданием ступенчатого расхода захоронения промстоков характеризуются сложной динамикой изменения устьевых давлений на контуре с максимальными значениями избыточных давлений или напоров в первый год работы системы с последующим постепенным снижением напоров в течение 3—5 лет, а затем медленным ростом давлений (рис. 1).

2. Абсолютные значения избыточных давлений на контуре нагнетания в первую очередь определялись значениями водопроницаемости в пределах заложения нагнетательных скважин, достигая своего максимума в 1,50—2,80 МПа в наиболее неблагоприятных условиях. Введение поправок, учитывающих плотность нагнетаемой жидкости и абсолютные отметки устьев скважин и середины водоносных горизонтов, дополнительный рост давлений за счет схем расположения скважин и их реального диаметра, позволило перейти к реальным технологическим давлениям нагнетания промстоков, которые однозначно свидетельствуют о целесообразности выбора в качестве наиболее перспективного — водоносного комплекса кембрийских отложений. Особенности данного комплекса позволят производить захоронение жидких промстоков в режиме простого налива с динамическим уровнем, залегающим на глубине 4—16 м.

3. Во всех вариантах решения задач массопереноса результаты расчетов изменения концентраций за 25 лет эксплуатации практически не удается интерпретировать, так как область гидрoхимического воздействия несоизмеримо мала по сравнению с общей площадью модели. Аналитические расчеты по схеме поршневого вытеснения свидетельствуют, что область растекания прорывов за 25 лет составит не более 100—300 м.

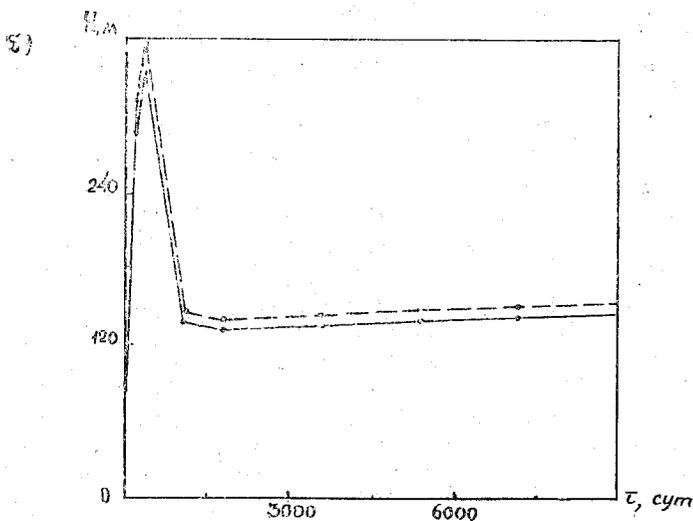
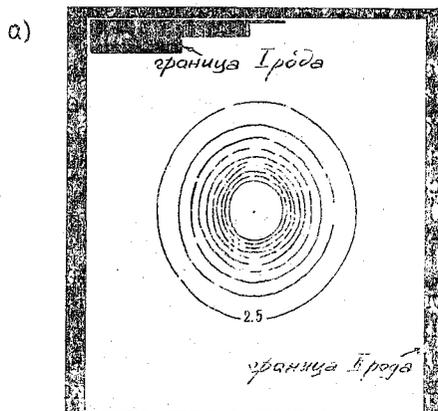


Рис. 1. Схема распределения напоров в девонском водоносном комплексе (а) и динамика изменения напоров в контрольных точках модели (б) при нагнетании прорывов по варианту Д—Пр—4.

Термодинамическое моделирование процессов. При решении задач термодинамики методами вероятностного моделирования кроме данных лабораторных определений нами использовались и некоторые априорные предположения. Воды шламохранилищ и различных промстоков Череповецкого ПО «Аммофос» имеют очень сложный химический состав, значительную минерализацию и находятся в неравновесном состоянии. Чтобы оценить степень неравновесности этих вод по отношению к подземным водам и горным породам водоносных горизонтов, описать процессы взаимодействия и охарактеризовать формы нахождения и миграции компонентов в водной фазе, была проведена серия расчетов по программе «СЕЛЕКТОР». Суть программы и ее возможности описаны в работе [1].

Закачка промстоков в горизонты подземных вод представляет собой сложную гидрогеохимическую систему, в которой протекают различные процессы взаимодействия между компонентами системы. Можно выделить три основных компонента системы: сточные воды, пластовые воды и водовмещающие породы.

При нагнетании сточных вод в коллектор через некоторое от начального момента время в пласте можно выделить отдельные зоны, в которых существуют своеобразные гидрогеохимические системы [3]. Непосредственно к точке сброса сточных вод (скважине) примыкает участок водоносного горизонта — зона 1, где сточные воды взаимодействуют с породой, а пластовые воды вытеснены в следующую зону. Гидрогеохимическая система в зоне 1 является неравновесной, поскольку в нее постоянно поступают новые порции сточных вод, но процессы (в основном растворение — осаждение), по-видимому, можно считать стационарными ввиду постоянства состава сточных вод.

Зона 2 включает в себя также неравновесную систему взаимодействия сточных вод с пластовыми водами и породами. Эта система сложнее первой — в ней происходит вытеснение промстоками пластовых вод, смешение сточных и пластовых вод в различных пропорциях и взаимодействие образующихся смесей с породой. Границы этой зоны постоянно перемещаются и процессы, протекающие в ней, нестационарны.

Зона 3 расположена с внешней стороны зоны 2, но по существу тождественна ей и граница между ними, конечно, условная. Здесь также развита система сточные воды — пластовые воды — породы, но она уже ближе к равновесной и процессы протекают в стационарных условиях. Сказывается буферная роль больших объемов сточных вод и пород. Границы зон меняют свое положение в пространстве, но направленность и интенсивность процессов взаимодействия внутри каждой зоны не должны изменяться.

Основные параметры состояния моделируемых систем и результаты термодинамических расчетов по программе «Селектор» приведены в табл. 1.

Результаты моделирования процессов гидрохимического взаимодействия сточных и пластовых вод с породами

Возраст слоя	Параметры состояния вод		Направленность химических реакций		
	сточных	пластовых	в зоне 1	в зоне 2	в зоне 3
Девонский	$P=0,1$ МПа $T=15$ °С $pH=2,0$ $Eh=0,21$ Техногенные воды сульфатной группы натриево-железистые с высоким содержанием Mg	$P=9$ МПа $T=25$ °С $pH=7,19$ $Eh=-0,1935$ Воды хлоридной группы натриево-кальциевые	При взаимодействии происходит незначительное изменение состава сточных нагнетаемых вод с примерно равной интенсивностью растворения и осаждения при резком увеличении растворенного алюминия и углекислого газа. $pH=4,066$, $Eh=0,075$	По сравнению с зоной 1 происходит существенное увеличение концентраций железа, натрия и магния при снижении концентраций кальция и сульфат-ионов, что приводит к выпадению в осадок гипса (17 г/кг) и каолинита. $pH=4,047$, $Eh=0,0794$	Состав водной фазы приближается к составу пластовых вод и характеризуется повышенным содержанием сульфат-ионов. Интенсивность осаждения гипса и каолинита снижается более чем в два раза. $pH=5,097$, $Eh=0,0019$
Кембрийский	То же	$P=13$ МПа $T=25$ °С $pH=6,89$ $Eh=0,0765$ Воды хлоридные натриево-кальциевые	Процессы, аналогичные вышеприведенным, однако концентрация алюминия достигает 527 мг/л, количество растворенного углекислого газа также возрастает. $pH=3,2197$, $Eh=0,1215$	По сравнению с зоной 1 снижаются концентрации алюминия и сульфат-иона, увеличиваются концентрации кальция, железа, натрия и магния с выпадением в осадок гипса (около 17,5 г/л) при отсутствии осадки каолинита. $pH=3,936$, $Eh=0,0585$	Процесс осаждения гипса полностью прекращается, идет интенсивное разбавление сточных вод. $pH=5,1242$, $Eh=-0,0287$

Результаты термодинамического моделирования закачки вод шламонакопителя в девонский и кембрийский водоносные горизонты показали значительное сходство в результатах этого процесса. Основное осадкообразование с образованием гипса происходит на некотором удалении от нагнетательных скважин. Незначительное количество первичных минералов породы растворяется. Концентрация основной части загрязняющих веществ — железа и сульфатов — долго остается в движущемся растворе высокой.

По результатам гидрогеохимического моделирования с учетом физико-химических и гидрогеологических предпосылок, предпочтение в выборе горизонта нагнетания также отдается средне-верхнекембрийскому. Термодинамические параметры этого горизонта и химический состав пластовых вод (более кислая среда и высокое содержание NaCl) увеличивают растворимость наиболее распространенных вторичных минералов — гипса и кальцита, отсутствует процесс осаждения каолинита.

Исходя из анализа результатов численного моделирования были разработаны практические рекомендации по методике проведения дополнительных опытно-технологических работ и созданию контура нагнетательных скважин захоронения промстоков Череповецкого ПО «Аммофос». Однако следует отметить еще один косвенный, но важный результат выполненного моделирования.

При многофакторном моделировании прогнозной задачи нагнетания промстоков нами использовались материалы 60-х — 70-х годов, поэтому вся проделанная авторами работа могла и должна была быть выполнена еще до строительства Череповецкого ПО «Аммофос», на стадии экспертной экологической оценки проекта, что позволило бы избежать всех негативных последствий, отраженных в начале данной статьи. При этом совершенно очевидна необоснованность концепции «контролируемого загрязнения» и необходимость широкого внедрения метода независимых экспертных экологических оценок проектов строительства и развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии: — Новосибирск: Наука, 1981.
2. Мироненко В. А., Ломакин Е. Л. Численное моделирование геофильтрации. — Л.: Недра, 1989.
3. Kinzelbach A. System modelling of hydrodynamic. M., 1988.

В. Г. ОРЛОВ (РГГМИ)

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ РЕК СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО РЕГИОНА РОССИИ

Как известно, водные ресурсы любого региона являются главным фактором в водохозяйственной политике страны. Поверхностные воды рек и водоемов — вот та основа, которая характеризует возможные к использованию водные ресурсы. Однако в связи с невозможностью изучить водный режим всех рек в практике гидрологических расчетов широко используется метод географической интерполяции основных характеристик стока, основанный на законе географической зональности, установленном еще В. В. Докучаевым.

Используя этот метод применительно к большим и средним рекам, водный режим которых зависит от климатических (зональных) факторов, мы можем с достаточной точностью определить на неизученных или слабо изученных реках такую характеристику водных ресурсов, как норма годового стока. Знание этой характеристики необходимо в оценке водных ресурсов.

В работе для решения поставленной задачи — оценки водных ресурсов на реках Северо-Западного региона (норма стока) — использованы все имеющиеся ряды наблюдений за стоком на реках района, по которым возможно ее определение. Таких пунктов наблюдений с достаточно длинными рядами оказалось 79. Ряды наблюдений взяты по 1985—1988 гг. Площади водосборов рек колеблются от 50 до 22 тыс. км², средняя высота водосборов меняется в незначительных пределах — 50—220 м. Водосборы имеют небольшую озерность, до 5 %, заболоченность до 20—25 % и залесенность 30—80 % (в основном 50—70 %). Приведенные характеристики указывают на общие условия подстилающей поверхности на водосборах района, что говорит об отсутствии каких-либо аномальных условий, влияющих на формирование водного режима. Исключение составляет Ижорское плато, где довольно значительно развит карст, оказывающий влияние на водный режим рек этого района.

На общие условия формирования стока рек в рассматриваемом регионе указывает выполненный анализ разностных интегральных кривых годового стока. Анализ интегральных кривых показал на синфазность колебания стока, т. е. мы имеем на всех реках Северо-Запада одновременное прохождение фаз водности, но, естественно, соотношение средних расходов за эти фазы меняются. В пределах рассмотренного района колебания водности малых, средних и больших рек почти полностью синхронны, что опять же указывает на общие факторы формирования речного

Рис. 1. Пример колебаний годового стока (разностные интегральные кривые) на реках Северо-Запада.

стока (рис. 1). Общий анализ кривых указывает, что с 1980 г. на реках региона наблюдается повышение водности.

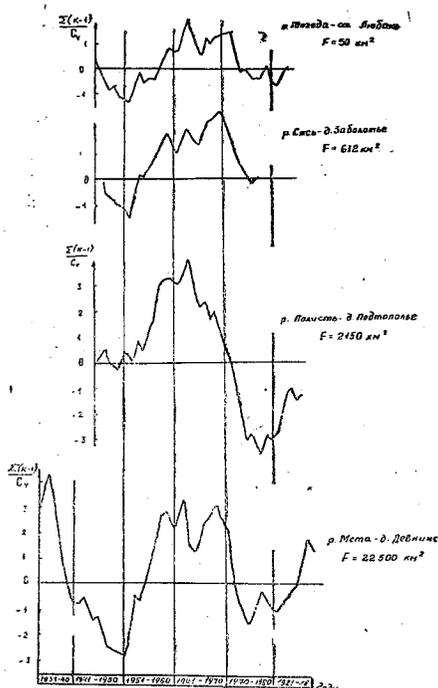
Для оценки нормы стока использованы пункты с достаточными для ее определения рядами наблюдений. В целом территория Северо-Запада равномерно освещена наблюдениями за стоком — на один пункт приходится порядка 600 км². Обработка рядов годового стока позволила получить основные статистические характеристики Q_0 , C_v , которые в дальнейшем легли в основу анализа. Так, полученные значения C_v показали, что коэффициент изменчивости незначительно меняется по территории (0,20—0,35) и практически не зависит от площади, что дало возможность построить схематическую карту его распределения по территории (рис. 2).

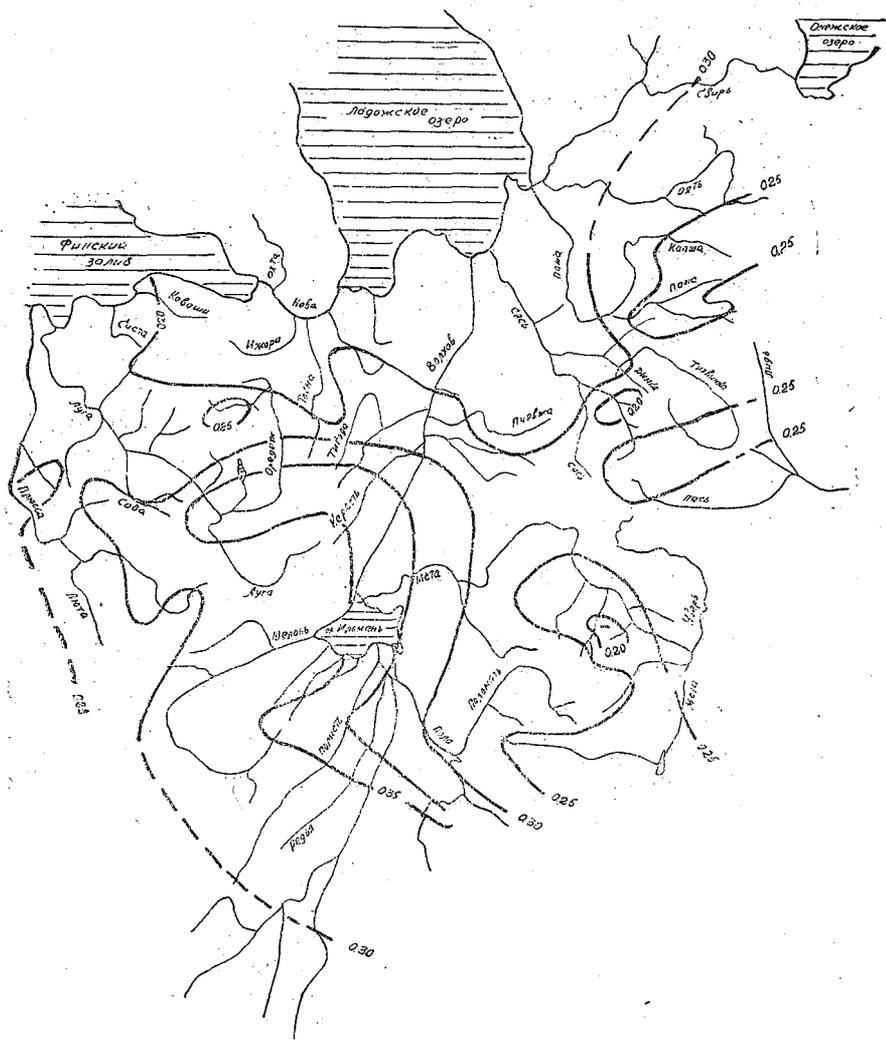
Коэффициент асимметрии, согласно СНиП 2.01.14—83, рекомендуется принимать исходя из его среднего соотношения для группы соседних рек с наиболее продолжительными рядами наблюдений, но в целом для рек региона может быть принято соотношение $C_s=2C_v$.

Величины M_0 легли в основу построенной для региона схематической карты нормы годового стока, которая является наиболее точной по сравнению с ранее полученными и может быть рекомендована к практическому использованию на реках с площадью водосборов от 200 до 20 000 км² (см. рис. 2).

Значительный интерес представляет анализ распределения годового стока в регионе по картам, полученным ранее, но с использованием значительно меньшей гидрологической информации. Таких карт для Северо-Западного региона было несколько.

Одной из первых карт можно считать карту, приведенную в [7]. По всей видимости, для построения этой карты автор использовал не только ряды наблюдений за годовым стоком, а их в то время было очень мало и они были не продолжительны, но и уравнение водного баланса. С учетом этого карта Чеботарева





и ее коэффициента вариации (справа) на реках Северо-Запада.

кументов СН 435—72 и СНиП 2.01.14—83. Последние две карты, несмотря на значительное увеличение гидрологической информации, дают довольно схематическое распределение (3—4 изолинии), что, естественно, уменьшает их точность.

На основе указанных карт была проведена оценка их точности по отношению к значению нормы стока в пунктах с длинными рядами наблюдений. Были подсчитаны относительные ошибки,

которые в среднем охарактеризовали точность карт. Средняя относительная ошибка оказалась следующей:

- для карты Чеботарева (1958 г.)— 12,3 %,
- Воскресенского (1960 г.)— 18,4 %,
- «Ресурсы...» (1972 г.)— 14,7 %,
- СН 435—72 (1972 г.)— 18,4 %,
- СНиП 2,01.14—83 (1983 г.)— 16,6 %,
- полученная в РГГМИ (1991 г.)— 4,9 %.

Анализ этих значений указывает, что полученное распределение нормы стока в 1991 г. (РГГМИ) наиболее детально отражает ее распределение с наименьшей относительной ошибкой, что позволяет рекомендовать ее для практической работы.

В работе использованы материалы дипломного проекта Е. В. Шульца, выполненного в 1991 г. под руководством В. Г. Орлова.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Владимиров А. М.* Гидрологические расчеты. — Л.: Гидрометеиздат, 1990. — 364 с.
2. *Воскресенский К. П.* Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 545 с.
3. *Ресурсы* поверхностных вод суши СССР. Т. 2, ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 525 с.
4. *Указание* по определению расчетных гидрологических характеристик (СН 435—72). — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 19 с.
5. *Определение* расчетных гидрологических характеристик (СНиП 2.01.14—83). — М., 1983. — 36 с.
6. *Орлов В. Г., Соколов И. П.* Большие проблемы малых рек Северо-Запада. — Л.: Знание, 1989. — 15 с.
7. *Чеботарев В. И.* Гидрологические и водохозяйственные расчеты сельских ГЭС. — Л.: Гидрометеиздат, 1958. — 442 с.

Г. С. АРСЕНЬЕВ (РФГМИ),
В. Л. ТРУШЕВСКИЙ (СПБГУ)

ГИДРОЛОГО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

В настоящее время на территории Карельского перешейка интенсивно развивается химическая и деревообрабатывающая промышленность, эксплуатируется целая сеть звероводческих хозяйств, идет освоение садоводческих участков. Немалая антропогенная нагрузка падает на перешеек в летний период, так как рассматриваемая территория является рекреационной зоной.

Мощный экологический прессинг ведется зачастую без должного учета состояния водной среды (рек и озер) и ее способности к самоочищению от возрастающего объема сточных вод.

Поэтому авторами прежде всего дается оценка водных ресурсов (в истоке и устье) важнейших рек перешейка.

С наличными водными ресурсами связано такое понятие, как демографическая емкость территории (тыс. человек), которая ориентировочно подсчитывается по формуле:

$$E = Q_{\text{пр}} / (Q_{\text{уд}} R \cdot 1000),$$

где $Q_{\text{пр}}$ — суммарный приток речных вод на границах территории, м³/сут; $Q_{\text{уд}}$ — объем воды, необходимый одному жителю, принимаемый для рассматриваемой территории равным 1 м³/сут; R — оптимальная кратность разбавления сточных вод (10—30). Данный параметр в увязке с фактической численностью региона позволяет выделить различные зоны перешейка по степени их водообеспеченности.

Для примера в табл. 1 дана демографическая емкость основных речных бассейнов перешейка при кратности разбавления сточных вод $R=10$. Анализ таблицы показывает, что в пределах речных бассейнов с площадью водосбора около 600 км² может проживать до 70 тыс. человек в условиях средневодных лет. При наступлении маловодья эта цифра снижается до 40 тыс. человек, т. е. на 40 %. В целом на рассматриваемой территории речных бассейнов демографическая емкость изменяется в зависимости от водности года от 5000 до 3 млн. человек.

Карельский перешеек богат озерами, которые неразрывно переплетаются с речными системами. При этом озера являются накопителями сточных вод. Фильтрация воды из озер-накопителей является одной из основных причин загрязнения подземных вод.

С точки зрения оценки качества воды и в целом гидробиологического режима озер важнейшей гидрологической характери-

**Демографическая емкость некоторых речных бассейнов
Карельского перешейка при $R=10$**

Район, река	Площадь во- досбора, км ²	Годовой объем воды, млн. м ³			Демогра- фические емкости, тыс. чел. (С/М)
		С/М (брутто)	безвоз- вратные потери	С/М (нетто)	
Выборгский					
Селезневка (устье)	623	180/103	0,921	179,1/102,1	49/28
Перовка (исток)	96,6	28,6/14,3	0,169	28,4/14,1	7,8/3,9
Перовка (устье)	760	254/165	1,47	252,5/163,5	69,2/44,8
Исток из оз. Краснохолм- кого	780	261/169	11,8	249/157	68,2/43,0
Черкасовка	—	—/19,8	—	—/19,8	—/5,4
Исток протоки из оз. Пи- онерское	172	56/51,9	1,23	54,8/50,7	15,0/13,9
Гороховка (исток)	208	67,7/62,8	1,23	66,5/61,6	18,2/16,9
Гороховка (устье)	731	195/127	15,35	180/112	49,3/30,7
Петлянка (устье)	247	80,4/74,6	0,33	80,1/74,3	21,9/20,4
Великая (исток)	85,5	29,4/20,5	0,18	29,2/20,3	8,0/5,6
Черная (устье)	—	241/169	2,73	238/166	65,2/45,5
Сестрорецкий					
Сестра (устье)	349	132/85,0	—	132/85,0	36,0/23,2
Всеволожский					
Охта (устье)	768	225/155	—	225/155	61,6/42,5
Приозерский					
Вуокса (устье)	61 500	16 900/10 660	35,4	16 865/10 625	4620/2910

Примечание. С/М — в числителе С — средний по водности год; в знаменателе М — маловодный год обеспеченностью 95 %.

стикой является интенсивность водообмена, или, иными словами, подвижность водных масс озер и их обновления.

Интенсивность водообмена оценивается коэффициентом водообмена, который представляет собой отношение среднего за многолетний период годового объема поверхностного притока воды в озеро из бассейна ($\bar{W}_{пр}$) к статическому объему воды в озере ($V_{оз}$), т. е.

$$K = \bar{W}_{пр} / V_{оз}$$

Если, например, $K=0,2$, то за год речной водой заменяется лишь 20 % водной массы озер. Если же $K=5$, то за год водная масса меняется пять раз. Чем больше K , тем больше способность озера к самоочищению, и, следовательно, такое озеро может иметь более значительную антропогенную нагрузку.

В табл. 2 дана характеристика некоторых озер перешейка. Анализ ее показывает, что такие относительно крупные озера перешейка, как Пионерское и Нахимовское с площадью зеркала

Таблица 2

Характеристика некоторых озер
Выборгского района Карельского перешейка

Озеро	Объем озера, млн. м ³	Площадь водной поверхности, км ²	Годовой объем притока, млн. м ³	Коэффициент водообмена
Б. Кирилловское	4,4	4,16	28,6	6,5
Пионерское	105	13,6	56,0	0,53
Александровское	24,0	4,8	67,7	2,80
Нахимовское	107	14,3	29,4	0,27
Красавица	15,1	5,7	96,0	6,36

около 15 км², обладают замедленным водообменом. Именно такие озера могут явиться отстойниками или накопителями загрязняющих веществ. Поэтому сброс неочищенных стоков в такие озера может впоследствии привести к экологическим бедствиям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Том 1. РСФСР, вып. 5.—Л.: Гидрометеоздат, 1986.
2. Нежиховский Р. А. Гидролого-экологические основы водного хозяйства.—Л.: Гидрометеоздат, 1990.—229 с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 2. Карелия и Северо-Запад, ч. 1.—Л.: Гидрометеоздат, 1974.

Ю. В. КАРПЕЧКО (Петрозаводский ГУ)

ВЛИЯНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕСА НА ВОДНОСТЬ РЕК КАРЕЛИИ

Проблема рационального использования лесных и водных ресурсов требует изучения функционирования лесного биогеоценоза и взаимосвязи характеристик леса с факторами его жизнеобеспечения. Поэтому вопросам гидрологической роли леса посвящено много исследований. Однако сложность задач обуславливает наличие и в настоящее время противоречивых выводов о влиянии леса и проводимых в нем хозяйственных мероприятий на жидкий сток с водосбора. Это свидетельствует об актуальности исследований связей характеристик леса с условиями формирования стока и в целом с водностью рек.

Карелия относится к регионам, где одним из основных компонентов ландшафта является лес. В большинстве случаев он занимает 70—80 % площади водосборов. Поэтому для данной территории проблемы оценки влияния естественных и вызванных хозяйственной деятельностью процессов в лесу на водные ресурсы приобретают особую значимость.

Чтобы оценить зависимость стока от отдельных характеристик леса, для 37 речных водосборов средней подзоны тайги на территории Карелии были получены данные о распределении покрытой лесом площади и запасов насаждений по преобладающим породам, классам возраста и бонитета. Лесистость исследуемых водосборов изменяется от 23 до 94 % и в среднем составляет 73 %. К основным породам относятся сосна, занимающая в среднем 33 % от общей площади водосбора, ель — 20 % и береза — 17 %. На долю других пород, среди которых большую часть составляют осина и ольха, приходится не более 3 % водосборной площади. Такое же соотношение древесных пород характерно для всей Карелии. С. С. Зябченко отмечает, что сосна занимает 55,5 % лесопокрытой площади, ель — 32,0 % и береза — 11,0 % [3].

При анализе использовались осредненные за три года значения годового слоя стока и атмосферных осадков (данные КЗГМО). Суммарное испарение за год определялось по уравнению водного баланса.

Влияние леса на водные ресурсы в ряде случаев оценивают, сравнивая сток рек с разной лесистостью [4]. Для условий Карелии на исследуемых водосборах отмечается тенденция увеличения суммарного испарения ($r=0,36$) по 2 мм на каждый 1 % лесистости. Очевидно, что такая связь не может служить бесспорной оценкой роли леса в формировании водности рек. Кроме того, известно, что влагопотребление лесных биоценозов изме-

няется во времени [6, 8], поэтому нами были рассмотрены связи коэффициентов стока и эвапотранспирации с лесистостью дифференцированного по породному составу и возрасту древостоев.

Анализ показал, что рост суммарного испарения и понижение стока в сравнении со среднерайонными значениями отмечается при увеличении площади хвойных и лиственных древостоев IV—VIII классов возраста. Наибольшее количество влаги независимо от породного состава потребляет лес VI класса возраста.

Меньше испаряют влаги молодые, I—III классы возраста, и перестойные, в возрасте более IX класса, леса, что, видимо, и обуславливает рост коэффициента стока при увеличении их площади на водосборе:

$$\alpha = 0,53 - 1,44f_{VI}, \quad r = -0,70; \quad (1)$$

$$\alpha = 0,52 - 0,17f_{\Sigma(IV-VIII)}, \quad r = -0,50; \quad (2)$$

$$\alpha = 0,41 + 0,16f_{\Sigma(I-III, IX-XI)}, \quad r = 0,50; \quad (3)$$

где α — коэффициент годового стока; f_{VI} ; $f_{\Sigma(IV-VIII)}$; $f_{\Sigma(I-III, IX-XI)}$ — площадь хвойных и лиственных лесов соответственно VI; с IV по VIII и общая площадь молодых (с I по III) и перестойных (с IX по XI) классов возраста.

Уравнения (1)—(3) убедительно свидетельствуют о степени влияния возраста леса на сток. Кроме того, они показывают, что при определенном соотношении различных по породе и возрасту древостоев колебания в лесистости могут не отражаться на стоке. Но увеличение приспевающих и спелых лесов на водосборе при постоянстве лесистости вызовет снижение в среднем по I мм слоя годового стока на каждый 1 % площади древостоев данных возрастных групп (650 мм осадков). Такое же изменение речного стока, но с обратным знаком будет отмечаться при увеличении площади лесов I—III и IX—XI классов возраста.

Транспирация древесной растительности, наиболее существенная составляющая суммарного испарения, зависит от таксационных и биометрических показателей леса [6, 8, 9]. По данным А. А. Молчанова и О. И. Крестовского, максимальные значения транспирации и эвапотранспирации наблюдаются во II и III классах возраста, что соответствует наибольшему приросту стволовой древесины. В условиях Карелии максимальное снижение стока рек отмечается при увеличении на водосборе площади леса VI класса возраста, который характеризуется низким приростом, но более высоким запасом древесины по сравнению с молодыми и средневозрастными лесами. С увеличением возраста деревьев уменьшаются затраты влаги на формирование прироста биомассы, но возрастает физиологическое водопотребление на поддержание жизни растений. Сравнительно низкие лесорастительные условия Карелии способны, видимо, изменить приоритетность влагозатрат. Следует также отметить, что расхождения между выводами названных авторов и результатами наших исследова-

ний могут объясняться неравномерным распределением однородных по качественным показателям лесов среди различных возрастных групп. Вместе с тем условия произрастания в значительной степени влияют на испарение.

Для соснового леса

$$E = 628 - 64K_6, \quad r = -0,66; \quad (4)$$

для елового леса

$$E = 633 - 65K_6, \quad r = -0,64; \quad (5)$$

для березового леса

$$E = 603 - 68K_6, \quad r = -0,64, \quad (6)$$

где E — суммарное испарение леса, мм; K_6 — класс бонитета.

Улучшение лесорастительных условий на I класс бонитета сопровождается снижением на 64—68 мм слоя годового стока. Амплитуда колебаний годовых значений испарения в пределах водосборов из-за различий условий произрастания растительности составляет около 200 мм.

Важным этапом в оценке гидрологической роли леса является разработка методов вычисления испарения. По мнению С. Ф. Федорова [9] и О. И. Крестовского [6], наиболее универсальным показателем транспирации является масса листвы (хвой). Одним из возможных источников ошибок расчета при этом является низкая точность определения фитомассы. Г. Ф. Хильми [10] для вычисления транспирации древостоя предложил формулу, учитывающую потребности растений во влаге на поддержание жизни и на формирование прироста биомассы. Эта формула связывает испарение растений непосредственно с потребителями воды, что уменьшает причины накопления ошибок:

$$E_{\text{тр}} = \mu m + \rho \Delta m, \quad (7)$$

где $E_{\text{тр}}$ — транспирация древостоем, мм; μ — норма расхода влаги для поддержания жизнедеятельности единицы объема биомассы; m — запас стволовой древесины, м³/га; ρ — потребление влаги на прирост единицы объема древесины; Δm — прирост запаса древесины, м³/га за год.

Для сосняка-брусничника Хильми получил значения коэффициентов $\mu = 0,25$, $\rho = 43$.

Существующие методы для определения суммарного испарения, учитывающие характеристики леса, достаточно трудоемкие. В определенных условиях для решения этой задачи формула Хильми может оказаться более удобной. Предпосылкой для ее использования является то, что стволовая древесина составляет основную часть биомассы леса, а транспирация древесной растительности вместе с испарением задержанных ее кронами осадков — большую долю эвапотранспирации. При этом коэффициенты μ и ρ возрастут за счет дополнительного расходования влаги

наземной растительностью и в большей степени будут зависеть от соотношения составляющих частей эвапотранспирации. Основными, определяющими значения коэффициентов факторами, по видимому, являются полнота древостоев, тип леса.

Осредненные для условий Карелии значения μ и ρ определялись по зависимости эвапотранспирации, вычисленной по уравнению водного баланса, от запаса и прироста стволовой древесины на водосборе. Коэффициенты корреляций связей равнялись 0,6. Запасы древесины изменялись от 60 до 200 м³/га, а прирост — не превышал 2,4 м³/га за год.

Потребность 1 м³ древесины во влаге составляет 1,8 мм, а на прирост 1 м³/га затрачивается 90 мм. По данным исследований Братцева [1], последняя величина для республики Коми составляет около 100 мм. Хорошее соответствие данных свидетельствует об их достоверности.

С учетом коэффициентов формула Хильми для расчета испарения принимает вид:

$$E = 1,8m + 90\Delta t. \quad (8)$$

Выполненные для 21 водосбора Карелии расчеты показали, что расхождения между определенными по формуле (8) и уравнению водного баланса значениями суммарного испарения составили в среднем 23 %.

Формулу (8) можно использовать для расчета суммарного испарения лесов III и IV классов бонитета. Применение ее для лесов других бонитетов приводит к значительным ошибкам, что свидетельствует о необходимости дифференциации коэффициентов формулы по типам леса.

Природный состав и запас древостоев можно получить по результатам лесоустройств, а для упрощения определения прироста древесины предложена следующая формула [7]:

$$\Delta t = at \exp(-bt), \quad (9)$$

где a и b — коэффициенты, зависящие от породы древостоев; t — возраст древостоев, число лет.

Возраст древостоев определяется при лесоустройствах и представляется в таксационных описаниях.

Возможность использования данного метода определения прироста стволовой древесины показана в [5] и подтверждается в [2]. Параметры формулы, определенные на основании данных бонитировочной шкалы ВНИИЛМа [7], представлены в табл. 1.

Выводы

При оценке влияния леса на водность рек необходимо учитывать возраст древостоев и лесорастительные условия. Естественные и антропогенные изменения этих характеристик в Карелии

Коэффициент формулы (9)

Коэффициент	Сосна	Ель	Береза
<i>a</i>	0,0813	0,0943	0,118
<i>b</i>	0,0228	0,0205	0,0347

обуславливают значительные преобразования процессов формирования стока.

Метод Хильми можно использовать для расчета суммарного испарения с залесенной территории, определяя коэффициенты его формулы с учетом типа леса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Братцев С. А. Влияние вырубок леса на водный баланс территории Коми АССР. — Труды Коми фил. АН СССР, 1982, № 50, с. 45—47.
2. Бузыкин А. И., Исмаилов А. М., Суворова Г. Г., Щербатюк А. С. Оценка продуктивности деревьев и древостоев. — Лесоведение, 1991, № 6, с. 16—25.
3. Зябченко С. С. Сосновые леса Европейского Севера. — Л.: Наука, 1984. — 244 с.
4. Идзон П. Ф., Пименова Г. С. Влияние леса на сток рек. — М.: Наука, 1975. — 112 с.
5. Карпечко Ю. В., Кондрачев С. А., Логинова Л. Ф., Филатов Н. Н. Оценка качества вод водоемов с помощью дистанционных методов изучения водосбора. Препринт доклада на заседании Ученого совета Института водных проблем Севера. — Петрозаводск, 1991. — 24 с.
6. Крестовский О. И. Влияние вырубок и восстановления лесов на водность рек. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 120 с.
7. Лесотаксационный справочник. — М.: Лесная промышленность, 1980. — 288 с.
8. Молчанов А. А. Гидрологическая роль леса. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 187 с.
9. Федоров С. Ф. Исследование элементов водного баланса в лесной зоне Европейской территории СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 264 с.
10. Хильми Г. Ф. Теоретическая биогеофизика. — М.: Изд-во АН СССР, 1957. — 220 с.

И. М. НЕСТЕРЕНКО, Л. М. КОНОВАЛОВА
(Карельский научный центр АН)

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ОСУШАЕМЫХ ЗАБОЛОЧЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ В ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ

Более трети осушаемых сельскохозяйственных угодий Карелии расположены на заболоченных и болотных почвах озерно-ледниковых равнин южных мелиоративных районов. Среди них и объект «Корзинская низина» площадью более 2 тыс. га, расположенный на расстоянии 70 км к западу от Петрозаводска. Дерново-подзолисто-глеевые тяжелосуглинистые, песчаные и торфяные почвы различной мощности осушались с 1959 г. открытой, а с 1962 г. преимущественно закрытой сетью. В 1962 г. здесь был организован Корзинский научный стационар Института биологии Карельского филиала АН СССР с постановкой комплексных исследований по программе географо-мелиоративного мониторинга [2].

Непрерывные наблюдения за температурой воздуха и почвы (метеостанция расположена на осушенном торфянике, наблюдательные пункты — на неосушенном болоте и минеральных почвах) проводятся с 1965 г., что позволило получить обоснованные выводы о формировании и особенностях температурного режима и микроклимата на осушаемых землях.

Особенности характеристик температурного режима воздуха на Корзинской низине наглядно проявляются при сравнении их с подобными характеристиками, полученными на расположенной вблизи (около 30 км) на повышенном моренном рельефе метеостанции Пряжа (табл. 1). Отмечено наличие очень тесных связей между двумя станциями — коэффициенты корреляции средних ме-

Таблица 1

Среднемесячные и среднегодовые температуры (°C) воздуха на Корзинской низине (1) и ГМС Пряжа (2) за 1965—1987 гг.

Температура	XI—III		IV—V		VI—VIII		IX—X		Год	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Средняя суточная	-8,6	-7,7	4,1	5,2	14,0	14,7	5,3	5,8	1,5	2,4
Максимальная суточная	1,4	1,1	11,4	12,8	18,4	20,4	10,8	11,9	8,9	9,7
Минимальная суточная	-24,4	-23,1	-1,9	-1,0	8,5	10,1	-1,7	-1,3	-14,2	-13,3

Примечание. Среднемесячные минимальные за VI—VIII в расчет среднегодовых не включались.

сячных температур 0,7—0,99. Так, для августа получены следующие зависимости:

$$\text{среднесуточная температура } t_k = 0,854t_n + 1,39, \quad r = 0,86; \quad (1)$$

$$\text{средняя минимальная } t_k = 1,01t_n - 1,88, \quad r = 0,80; \quad (2)$$

$$\text{абсолютный минимум } t_k = 1,06t_n - 2,8, \quad r = 0,81, \quad (3)$$

где t_k — температура воздуха на Корзинской низине, t_n — на ГМС Пряжа.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что расположенные в понижениях рельефа участки сельскохозяйственных угодий в среднем за год на 0,9 °С холоднее повышенных моренных, в летне-осенний период эта разница снижается до 0,7—0,5 °С.

Разница в средних за месяц максимальных суточных температурах достигает 2 °С летом, а абсолютный минимум в середине лета (июль) ниже на 4 °С. Соответственно и важнейшие показатели теплообеспеченности сельскохозяйственных культур — сумма активных температур > 10 °С и температур > 5 °С на осушаемых, преимущественно торфяных почвах, на 50—120 °С ниже, чем на моренных минеральных участках (рис. 1).

Осушение и освоение болот ведет к существенному изменению тепловых свойств торфяных почв — повышению коэффициентов теплопроводности и объемной теплоемкости, что в свою очередь вызывает снижение температуры почвы зимой и увеличение глубины промерзания в среднем на 15 см (табл. 2).

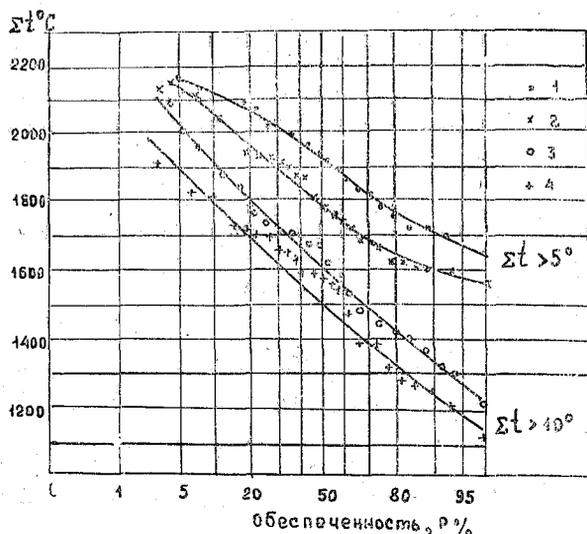


Рис. 1. Обеспеченность Р суммы температур Σt более 5 °С и более 10 °С по ГМС Пряжа (1, 3) и Эссойле (2, 4).

Таблица 2

Среднемесячная минимальная температура за зиму (XI—III)
и глубина промерзания почвогрунтов на Корзинской низине за 1963—1989 гг.

Характеристика	Почвы		
	осушенные торфяные	неосушенные торфяные	тяжелые минеральные
Температура на глубине 20 см, °С			
средняя	—1,2	—0,2	—1,3
минимальная	—3,0	—1,3	—3,1
Глубина промерзания, см			
средняя	39	24	48
минимальная	12	1	5
максимальная	61	48	85
Коэффициент вариации	0,30	0,43	0,58

Изменения температурного режима торфяников в вегетационный период определяются как изменением теплофизических характеристик, так и влиянием предшествующего сезона. Более глубоким промерзанием осушенных торфяников в значительной степени объясняется их замедленное прогревание в начале вегетации. Переход температуры почвы в корнеобитаемом слое (0,2 м) через 5 и 10 °С на неосушенном болоте наблюдается в среднем на 2—3 дня раньше, соответственно 20 мая и 9 июня, а на неосушенном — 22 мая и 12 июня.

К середине вегетационного периода интенсивность прогревания корнеобитаемого слоя осушенного торфяника увеличивается, и среднемесячные температуры почвы за июль и август, в среднем за многолетний период, становятся на 0,2 °С выше, чем на неосушенном болоте. В августе разница температур вероятностью превышения 1 и 5 % составляет уже 0,6 и 0,5 °С соответственно (табл. 3).

Как видно из табл. 3, более существенно различие в сумме температур $>5^{\circ}\text{C}$ для лет малой вероятности повторения. В среднем же $\sum t > 5^{\circ}\text{C}$, как и сумма температур $>10^{\circ}\text{C}$, мало изменяется после осушения болота.

Температурный режим торфяных почв с глубиной резко ухудшается, что неблагоприятно сказывается на формировании корневой системы. На глубине 0,4 м в мае температура редко бывает выше 5 °С, в июне в среднем обычно ниже 10 °С. В этот период идет активный рост и формирование урожая основной культуры — многолетних трав и развитие корневой системы их ограничивается температурными условиями на глубине 0,2—0,3 м. В июле, когда почва прогревается и на глубине 0,4 м устойчиво выше 10 °С, рост трав практически прекращается, идет созревание их и первый укос, который обычно растягивается на два месяца. Период формирования второго урожая (отава многолетних

Таблица 3

Среднемесячные температуры почвы за июнь (t_{VI}), август (t_{VIII}) и суммы температур >5 и $>10^{\circ}\text{C}$ на глубине 0,2 м осушенного (МП) и неосушенного (НП—4) торфяников различной обеспеченности

Участок	Характеристика	Обеспеченность, %						
		1	5	20	50	70	90	95
МП	t_{VI}	13,9	12,0	11,5	10,2	9,4	8,2	7,6
	t_{VIII}	16,1	15,3	14,3	13,4	12,9	12,3	12,0
	$\Sigma t > 5^{\circ}\text{C}$	2160	1973	1768	1570	1453	1298	1228
	$\Sigma t > 10^{\circ}\text{C}$	1883	1664	1432	1218	1097	943	878
НП—4	t_{VI}	14,4	13,3	12,0	10,7	9,9	8,6	8,1
	t_{VIII}	15,5	14,8	14,0	13,2	12,7	11,9	11,6
	$\Sigma t > 5^{\circ}\text{C}$	2333	2078	1820	1599	1485	1349	1296
	$\Sigma t > 10^{\circ}\text{C}$	1835	1655	1445	1225	1039	890	795

трав) непродолжителен, а сам урожай обычно не больше 100 ц зеленой массы с 1 га. При более благоприятном температурном режиме и неглубокой корневой системе недостаток влаги и питания растений уже чаще сказывается на урожайности многолетних трав.

В Южной Карелии как на осушенных, так и на неосушенных болотах практически в течение всего вегетационного периода могут наблюдаться заморозки (табл. 4).

Регрессионный анализ выявил достаточно надежные связи средних минимальных температур поверхности почвы осушенного (t_o) и неосушенного (t_n) болота:

$$\text{для июля} \quad t_o = 1,85t_n - 4,54, \quad r = 0,756; \quad (4)$$

$$\text{для августа} \quad t_o = 0,935t_n - 0,37, \quad r = 0,8. \quad (5)$$

Вместе с тем было показано [5], что на опасность заморозков в большей степени, чем осушение, влияет высотное местоположение участка. На осушенных тяжелосуглинистых почвах Корзинской низины, расположенных на более низких отметках, число и интенсивность заморозков на поверхности почвы мало отличались, а иногда и превышали таковые на выше расположенных осушенных торфяных почвах.

Общая продолжительность безморозного периода на болотах в среднем на 13—18 сут меньше, чем на повышенных моренных участках Южной Карелии.

Приведенные данные многолетних наблюдений свидетельствуют о некотором ухудшении микроклиматических условий после осушения болот и более существенном отличии их температурного режима от такового на суходолах. Однако преимущественное использование осушенных торфяных почв под многолетние травы обеспечивает их высокую продуктивность — в среднем на Корзинской низине урожайность многолетних трав на сено соста-

Характеристики заморозков в июне — августе
на осушенном и неосушенном торфянике, 1974—1987 гг.

Участок	Месяц	Абсолютный минимум, °С	Средняя минимальная температура, °С		Среднее число заморозков	Средняя продолжительность безморозного периода, сут
			поверхности почвы	воздуха на высоте 2 м		
Осушенное болото	Июнь	-6,0	4,6	7,3	5	122
	Июль	-5,5	6,7	9,2	1	
	Август	-11,0	6,1	8,2	2	
Неосушенное болото	Июнь	-5,0	6,3	—	3	127
	Июль	-3,1	8,0	—	1	
	Август	-11,0	6,8	—	2	
ГМС Пряжа	Июнь	-2,0	8,0	9,0	1	140
	Июль	2,0	10,5	11,8	—	
	Август	-2,0	9,0	9,8	1	

вила 40 ц/га, второй укос в различные годы дает зеленой массы от 50 до 100 ц/га. При этом замедляются процессы трансформации торфяных почв и снижается отрицательное влияние на окружающую среду [4]. Для более эффективного использования, особенно в условиях северных районов Карелии и других областей, необходимо применение комплекса тепловых мелиораций [3].

В условиях Севера наиболее эффективно осушение и использование мелкозалежных торфяников (мощность торфа до 1 м) с пескованием верхнего слоя за счет вынимаемого грунта при устройстве открытой сети или запахиваемого подстилающего минерального грунта с одновременным улучшением тепловых и фильтрационных характеристик почвогрунтов. Это обеспечивает более раннее оттаивание почвы весной, повышение температуры верхнего слоя почвы на 1—3 °С в период вегетации [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Германов В. П., Нестеренко И. М. Тепловой режим осушаемых торфяных почв Северной Карелии. — Экспресс-информация ЦБНТИ Минводхоза СССР, серия 2, вып. 9. Осушение и осушительные системы. М., 1979, с. 7—9.
2. Нестеренко И. М. Мелиорация земель Европейского Севера СССР. — Л.: Наука, 1979. — 358 с.
3. Нестеренко И. М., Козлов Л. Г., Германов В. П., Клыуго В. С. Климат осушаемых торфяных почв Карелии и урожайность многолетних трав. — В кн.: Климат почв. Пушино, 1985, с. 102—105.
4. Нестеренко И. М., Синькевич Е. И., Курапцева С. В. Осушение болот Севера и изменение выноса взвешенных и растворенных веществ в водоприемники. — В кн.: Пути повышения эффективности мелиораций. Петрозаводск, 1990, с. 51—62.
5. Синькевич Е. И., Нестеренко И. М., Клыуго В. С. Агроклиматическое обоснование подбора сельскохозяйственных культур для возделывания на торфяных почвах. — В кн.: Почвенно-биологические факторы продуктивности сеяных лугов на торфяных почвах. Петрозаводск, 1979, с. 5—48.

**ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫЙ БАЛАНС
ОЗЕР УДОМЛЯ И ПЕСЬВО
В УСЛОВИЯХ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
В КАЧЕСТВЕ ВОДОХРАНИЛИЩА-ОХЛАДИТЕЛЯ
КАЛИНИНСКОЙ АЭС**

В качестве прудов-охладителей Калининской атомной электростанции (КАЭС) намечено использовать озера Удомля и Песьво, соединенные между собой протокой. При запроектированной оборотной системе охлаждения из этих же озер намечено осуществлять забор воды для компенсации безвозвратных потерь воды на испарение. Кроме того, дополнительно намечено осуществлять экологические попуски в р. Съезу объемом $0,5 \text{ м}^3/\text{с}$. С этой целью предусматривается регулирование стока озер Удомля и Песьво. Для этого путем подпора естественных уровней озер создается полезный (регулирующий) объем. Он заключен в слое озер высотой $h_{\text{срб}}$ между уровнем мертвого объема (УМО), равным $254,0 \text{ м}$, и нормальным подпорным уровнем (НПУ), составляющим $256,25 \text{ м}$ (уровни даны в условной системе). Величина $h_{\text{срб}}$ превышает максимальную годовую амплитуду колебаний уровней озер в $2,5$ раза. Площадь озер при этом изменяется от $16,5 \text{ км}^2$ при УМО до $21,2 \text{ км}^2$ при НПУ. Объем воды в озерах будет колебаться соответственно от $111,8$ до $155,5 \text{ млн. м}^3$. Полезный объем составит $43,7 \text{ млн. м}^3$.

Строительство КАЭС намечено осуществить в две очереди (по два блока в каждой). В настоящее время уже введены в эксплуатацию два блока КАЭС. Ввод двух блоков второй очереди пока отложен на неопределенное время по экологическим соображениям.

Целью составления водохозяйственных балансов озер является установление возможных дефицитов притока воды по отношению к объемам безвозвратных потерь воды из них.

К безвозвратным потерям воды в данном случае относятся все виды потерь воды на испарение, за вычетом осадков, выпавших на водную поверхность озер, а также санитарные попуски в р. Съезу.

Расчет водохозяйственных балансов производился на основе данных о суммарном притоке воды в озера Удомля и Песьво обеспеченностью по годовому стоку 50 и 95% вариантно применительно к работе двух и четырех блоков КАЭС. Внутригодовое распределение суммарного притока воды в озера также принималось вариантно — по результатам его расчетов методом Андреенова и по моделям реальных маловодного и средневодного лет.

Параметры кривой распределения вероятностей суммарного

Параметры кривой распределения вероятностей
суммарного притока речных вод к озерам Удомля и Песьво

Период наблюдений n , число лет	Площадь водосбора F , км ²	Среднегогодечный объем притока $\overline{W}_{пр}$, млн. м ³	Модуль, притока \overline{M} , л/(с.км ²)	C_{v_r}	C_{s_r}	C_{s_r}/C_{v_r}	r_1
59	383,4	111	9,2	0,38	0,17	0,45	0,43

притока воды в озера Удомля и Песьво, подсчитанные в ГГИ по удлинённому 59-летнему ряду (по водохозяйственным годам с 1 апреля по 31 марта), приведены в табл. 1.

При приведенных в табл. 1 параметрах объемы суммарного притока в озера Удомля и Песьво обеспеченностью 95 и 50 % составят соответственно 43,6 и 109 млн. м³.

Соотношение C_{s_r}/C_{v_r} и первый коэффициент автокорреляции r_1 , подсчитанные по удлинённым рядам притока, значительно отклоняются от зональных их значений, принятых в действующем СНиПе 2.01.14—83. Так, по карте изолиний значений C_{s_r}/C_{v_r} , помещенной в работе [2], для данного района $C_{s_r}/C_{v_r} = 2,0$, а по табл. 5а работы [2] $r_1 = 0,23$. Учитывая различие значений соотношения C_{s_r}/C_{v_r} и коэффициента r_1 , подсчитанных по натурным данным и рекомендованных СНиПом, в дальнейшем расчеты выполнены вариантно при $C_{s_r}/C_{v_r} = 0,45$ и 2,0; $r_1 = 0,4$ и 0,2. Кроме того, с некоторым запасом расчеты выполнены и при осредненном по России коэффициенте $r_1 = 0,3$.

В случае принятия $C_{s_r}/C_{v_r} = 2,0$ объемы притока речных вод в озера обеспеченностью 95 и 50 % составят соответственно 52,4 и 106 млн км³. По отношению к аналогичным объемам при $C_{s_r}/C_{v_r} = 0,45$, приведенным ранее, первый увеличится на 20,2 %, а второй уменьшится на 2,8 %.

Водохозяйственный баланс состоит из приходной и расходной частей. В качестве приходной части баланса принимался суммарный естественный приток в озера. Расходная часть водохозяйственного баланса включает все виды потерь воды на испарение и расходы попусков в р. Съезу.

Уравнение водохозяйственного баланса озер Удомля и Песьво имеет следующий вид:

1) для первой очереди КАЭС (работа двух блоков)

$$W_{пр} = W_{потр} = W_{исп, ест} + \Delta W_{исп. АЭС} - W_{ос} + W_{с. п.};$$

2) для второй очереди КАЭС (работа четырех блоков)

$$W_{\text{пр}} = W_{\text{потр}} = W_{\text{исп. ест}} + \Delta W_{\text{исп. АЭС}} - W_{\text{ос}} + W_{\text{исп. гр}} + \\ + W_{\text{исп. бр}} + W_{\text{с.п.}}$$

где $W_{\text{пр}}$ и $W_{\text{потр}}$ — объемы соответственно притока и потребления; $W_{\text{исп. ест}}$ и $W_{\text{исп. АЭС}}$ — объемы испарения с поверхности озер в естественном состоянии и дополнительного испарения за счет подогревания водами АЭС; $W_{\text{исп. гр}}$ и $W_{\text{исп. бр}}$ — объемы испарения из градирен и с поверхности брызгальных бассейнов; $W_{\text{ос}}$ — объем осадков, выпавших на зеркало озер; $W_{\text{с.п}}$ — объем санитарных пусков в р. Съезжу.

Все виды потерь на испарение и осадки принимались по материалам ГГИ для маловодного года по условиям засушливого года, а для средневодного года — для средних климатических условий. С целью представления динамики этих величин в табл. 2 даны их значения за год.

Результаты расчетов водохозяйственных балансов озер для различных рассмотренных вариантов параметров годового притока в озера и его внутригодового распределения в условиях средневодного и маловодного года сведены в табл. 3.

Анализ данных, приведенных в табл. 3, показывает следующее:

1) наибольшие объемы дефицита притока при прочих равных условиях наблюдаются при внутригодовом распределении, оцененном по реальному самому маловодному году в ряду наблюдений за притоком в озера;

2) увеличение соотношения C_{s_r}/C_{v_r} приводит к снижению объема дефицита притока;

3) при работе четырех блоков АЭС для покрытия объемов безвозвратных потерь и санитарного пуска необходим переход к многолетнему регулированию притока в озера, так как годовой

Таблица 2

Годовые объемы осадков, потерь на испарение и экологических пусков в р. Съезжу, млн. м³

Элемент баланса	Средневодный год, $P=50\%$	Маловодный год, $P=95\%$
Осадки на зеркало водоемов	12,08	10,12
Санитарный пусок	15,77	15,77
Испарение с водной поверхности в естественном состоянии	10,74	10,85
Дополнительное испарение с водной поверхности за счет подогревания сточными водами КАЭС		
I очереди (2 блока)	17,57	17,57
II очереди (4 блока)	20,14	20,40
Испарение с градирен II очереди	26,36	26,85
Испарение с брызгальных бассейнов II очереди	0,70	0,78

Таблица 3

Результаты расчетов водохозяйственных балансов озер Удомля и Песью

Год	Число блоков АЭС	Обеспеченность притока, %	C_{sr}/C_{vT}	Годовой объем притока, млн. м ³	Объем сезонных избытков притока, млн. м ³	Объемы дефицита притока, млн. м ³	
						сезонного	годового
Метод Андреянова							
Средневодный	2	50	0,45	109	77,0	0,04	—
	4	50	0,45	109	67,3	9,97	—
Маловодный	2	95	0,45	43,6	22,5	13,0	—
	4	95	0,45	43,6	16,5	37,4	20,9
Модель реального года							
Маловодный	2	95	0,45	43,6	30,2	20,7	—
	2	95	2,00	52,3	37,2	19,0	—
	4	95	0,45	43,6	24,2	45,1	20,9
	4	95	2,00	52,3	31,2	43,4	12,2

объем дефицита в маловодном году превышает объем годового суммарного притока в озера данного года.

Для покрытия выявленного объема сезонного дефицита суммарного притока в озера при работе двух блоков КАЭС необходимо проведение его сезонного регулирования. При этом полезный объем озер будет численно равен возможному максимально-му объему дефицита притока из рассмотренных вариантов, т. е. 20,7 млн. м³. В диапазоне проектных сработок озер от НПУ до УМО полезный объем озер равен 43,7 млн. м³, что более чем в два раза превышает объем дефицита притока I очереди АЭС.

Что касается покрытия дефицита притока при работе четырех блоков КАЭС, то здесь необходим переход к многолетнему регулированию.

Для расчета полезного объема водохранилища многолетнего регулирования притока в озера была рассчитана и построена зависимость коэффициента регулирования стока α от полезного объема $V_{\text{полез}}$.

В зоне сезонного регулирования стока ($\alpha \leq k_{95}$, где k_{95} — модульный коэффициент суммарного годового притока обеспеченностью 95 %, т. е. $k_{95} = W_{95}/W_T$) полезный объем водохранилища рассчитывался по внутригодовому распределению притока воды реального маловодного года, предварительно приведенного к расчетному значению годового стока, как объем дефицита притока воды по отношению к объему ее потребления.

В зоне многолетнего регулирования ($k_{95} < \alpha < 1,0$) полезный объем водохранилища условно делился на две составляющие — сезонную ($V_{с.с.}$) и многолетнюю ($V_{\text{мн}}$).

Сезонная составляющая полезного объема определена следующим образом:

— при годовичном регулировании ($\alpha = k_{95} \%$) полезный объем был заимствован из предыдущего случая;

— в зоне многолетнего регулирования при $\alpha = k_{50} \%$, где $k_{50} \%$ — модульный коэффициент годового притока обеспеченностью 50%, т. е. $k_{50} \% = W_{50} \% / \bar{W}_T$, сезонная составляющая определена как объем дефицита притока средневодного года по отношению к объему потребления в данном году. Промежуточные значения $V_{с.с}$ определялись интерполяцией между рассчитанными двумя величинами.

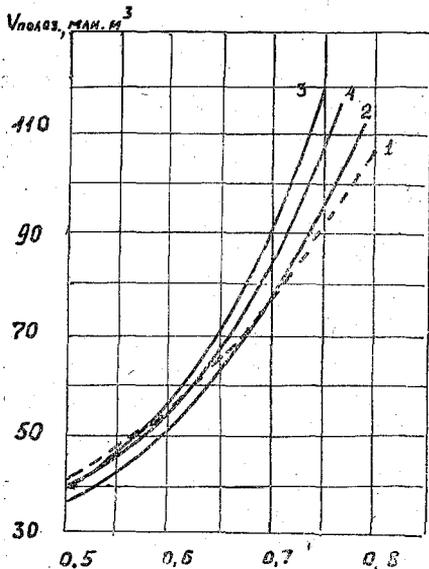
Многолетняя составляющая полезного объема определена по номограммам института «Энергосетьпроект» (при $C_{s_r}/C_{v_r} = 2,0$ и $r_1 = 0,20; 0,30$ и $0,40$) и номограммам Г. П. Иванова (при $C_{s_r}/C_{v_r} = 0,45$).

Рассчитанная таким способом зависимость $\alpha = f(V_{\text{полез}})$ в необходимом диапазоне α приведена на рис. 1.

Годовой объем потребления воды в маловодных условиях при работе четырех блоков КАЭС составляет (см. табл. 2):

$$W_{\text{потр}} = W_{\text{исп. ест}} + W_{\text{исп. АЭС}} - W_{\text{ос}} + W_{\text{исп. гр}} + W_{\text{исп. бр}} + W_{\text{с. п}} = 10,85 + 20,40 - 10,12 + 26,85 + 0,78 + 15,77 = 64,53 \text{ млн. м}^3.$$

Коэффициент регулирования стока $\alpha = W_{\text{потр}} / \bar{W}_T = 64,53 / 111 = 0,58$.



Полезный объем озер, необходимый для обеспечения заданного $\alpha = 0,58$ и снятый с зависимости $\alpha = f(V_{\text{полез}})$, составляет 54 млн. м³ при вариантах $C_s/C_v = 0,45$ и $r_1 = 0,2$; $C_s/C_v = 2,0$ и $r_1 = 0,4$, снижаясь до 48 млн. м³ при варианте $C_s/C_v = 2,0$ и $r_1 = 0,2$.

Сопоставление результатов оценок, полученных для рассмотренных вариантов, приведено в табл. 4.

Рис. 1. Зависимость $\alpha = f(V_{\text{полез}})$.

- 1) $C_{s_r}/C_{v_r} = 0,45; r_1 = 0,20;$
- 2) $C_{s_r}/C_{v_r} = 2,00; r_1 = 0,20;$
- 3) $C_{s_r}/C_{v_r} = 2,00; r_1 = 0,40;$
- 4) $C_{s_r}/C_{v_r} = 2,00; r_1 = 0,30.$

Таблица 4

Сопоставление рассмотренных вариантов расчетов по обеспечению объемов водопотребления КАЭС

Характеристика	Варианты параметров годового притока воды в озеро			
	$C_s/C_v=0,45,$ $r_1=0,20$	$C_s/C_v=2,0,$ $r_1=0,40$	$C_s/C_v=2,0,$ $r_1=0,20$	$C_s/C_v=2,$ $r_1=0,3$
Полезный объем обеспечения $\alpha=0,58$, млн. м ³	54,0	54,0	48,0	52,0
Полезный объем озер в диапазоне уровней от НПУ до УМО, млн. м ³	43,7	43,7	43,7	43,7
Необходимый дополнительный полезный объем, млн. м ³	10,3	10,3	4,3	8,3
Объем потребления четырех блоков КАЭС, млн. м ³	64,53	64,53	64,53	64,53
α и зарегулированный объем при $V_{\text{полез}}=43,7$, млн. м ³	$0,52 \cdot 111 =$ $= 57,72$	$0,53 \cdot 111 =$ $= 58,83$	$0,55 \cdot 111 =$ $= 61,02$	$0,53 \cdot 111 =$ $= 58,83$
Дополнительный объем переброски стока для обеспечения работы четырех блоков КАЭС, млн. м ³ /год	6,81	5,70	3,51	5,7

Примечание. Расчеты выполнены с использованием следующих данных: $\bar{W}_r=111$ млн. м³, $C_{v_r}=0,38$; НПУ=156,2 м; УМО=154,0 м.

Из этой таблицы видно, что покрытия безвозвратных потерь воды на все виды испарения, за вычетом осадков, выпадающих на зеркало озер, и санитарных попусков в р. Съезу, при работе четырех блоков КАЭС в маловодный год обеспеченностью по годовому стоку 95 % необходимо создание дополнительного полезного объема 0,3—4,3 млн. м³ или обеспечение переброски стока из других бассейнов рек в размере 6,81—3,51 млн. м³/год в зависимости от вариантно рассмотренных параметров суммарного годового притока воды в озеро Удомля и Песьво.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсеньев Г. С. Практикум по водному хозяйству и водохозяйственным расчетам. — Л.: Изд. ЛГМИ, 1989. — 195 с.
2. Определение расчетных гидрологических характеристик. СНиП 2.01.14—83. — М.: Стройиздат, 1985. — 35 с.

А. М. ВЛАДИМИРОВ (РГГМИ),
Ф. А. ИМАНОВ (Бакинский ГУ),
В. М. САКОВИЧ (РГГМИ)

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕТОДОВ РАСЧЕТА МИНИМАЛЬНОГО СТОКА

В практике гидрологических расчетов при удовлетворении задач строительного проектирования и разработке способов охраны водных ресурсов данные о минимальных расходах воды относятся к категории основных характеристик. При этом для расчета минимального стока в случае отсутствия данных наблюдений, согласно нормативным документам [10, 14], применяется метод переходных коэффициентов, разработанный А. М. Владимировым [3]. Этот метод уже на протяжении 20 лет применяется в практике строительного проектирования и является базой для большинства исследований, посвященных вопросам расчетов минимального стока. В то же время периодически появляются работы, например [7, 9], в которых, как и до выхода СН 435—72, исследуются возможности применения для описания многолетних колебаний минимального стока и соответственно для расчетов полной вероятностно-статистической схемы (метода параметризации) с пространственными обобщениями параметров функций распределения вероятностей.

Если сравнивать эти две расчетные схемы, то следует отметить, что метод переходных коэффициентов является не только более простым, но и более надежным, поскольку обобщению подлежат всего два параметра: минимальный сток опорной обеспеченности (чаще 80 %-ной) и переходные коэффициенты к значениям расчетной обеспеченности. По этому методу устанавливаются значения минимального стока лишь больших обеспеченностей, что обычно соответствует требованиям строительного проектирования.

Для применения метода параметризации необходимо разрабатывать более сложную расчетную схему с определением уже трех параметров: нормы, коэффициентов вариации и асимметрии. Необходимо также решить вопрос о функции распределения вероятностей. В этом случае могут быть получены значения стока любой обеспеченности. Однако применительно к минимальному стоку большого опыта по обобщению характеристик изменчивости и асимметрии, а также исследований по соответствию эмпирических и аналитических кривых обеспеченности не имеется. В тех же случаях, когда такие исследования проводились, их результаты не всегда можно признать удовлетворительными.

Как правило, наибольшие сложности возникают при выявлении закономерностей изменения коэффициентов вариации, установлении вида функций распределения вероятностей и принятия значения коэффициента асимметрии. Это явилось основной причиной замены полной схемы [2, 13] методом переходных коэффициентов [3, 14].

В данной статье на примере горных (Забайкалье, зона БАМ, Кавказ) и равнинных (Северо-Запад и Карелия) рек осуществлена сравнительная оценка точности расчета обеспеченных величин минимального летне-осеннего стока по различным схемам, а также исследуется возможность использования в полной схеме вместо аналитических функций распределения вероятностей обобщенных эмпирических кривых обеспеченности.

Этой работе предшествовали исследования по анализу и обобщению закономерностей изменения статистических параметров минимального стока, необходимых для определения обеспеченных значений: среднемноголетнего модуля q_{\min} (л/(с·км)) или расхода Q_{\min} (м³/с), модуля или расхода 80 %-ной обеспеченности $q_{80\%}$ (л/(с·км)), $Q_{80\%}$ (м³/с), коэффициента вариации C_v , соотношения коэффициентов асимметрии и вариации C_s/C_v и переходных коэффициентов к значениям стока различной обеспеченности λ_p %.

Расчет нормы минимального летне-осеннего стока неизученных горных рек в большинстве случаев можно осуществить по районным зависимостям модуля от средней высоты водосбора: $q_{\min} = f(H)$. Для рек многих районов Восточного Кавказа хорошие результаты дает зависимость расхода от площади водосбора и его средней высоты: $Q_{\min} = f(F, H)$ [4].

Для равнинных территорий (Северо-Запад и Карелия) в качестве основных факторов, определяющих норму минимального стока, использовались показатели глубины эрозионного вреза реки и озерности водосборов. Дополнительно учитывались длина реки и ее уклон. Применение этих характеристик позволило установить достаточно надежные районные зависимости для определения модуля 30-суточного стока, причем полученные связи являются едиными для малых и средних рек [11, 12].

Опыт исследований показывает, что если в относительно однородном гидрологическом районе существует зависимость среднемноголетнего минимального стока q_{\min} от одного или нескольких факторов, то зависимости аналогичной структуры могут быть получены и для q . При этом погрешности расчета $q_{80\%}$ для отдельных створов могут быть несколько больше, чем q_{\min} . Это связано с влиянием факторов, обуславливающих формирование стока в самые маловодные годы и сезоны на конкретных реках. При устойчивых значениях C_v и C_s/C_v в пределах однородных районов существуют достаточно тесные связи $q_{80\%} = f(q_{\min})$ [3].

Относительно изменчивости минимального стока следует отметить, что в большинстве горных районов наблюдаются связи C_v с одним или несколькими факторами: обычно средней высотой водосбора и его площадью, а также нормой минимального стока. Имеются районы, где флуктуации C_v пока не могут быть объяснены иначе как случайными факторами и для них принято среднее районное значение C_v [5].

На территории Северо-Запада и Карелии изменчивость минимального летне-осеннего стока можно установить по зависимостям от среднего многолетнего модуля соответствующего стока. Районные зависимости $C_v = f(\bar{q}_{\min})$ достаточно надежны для использования в качестве расчетных [12].

При исследовании пространственного распределения отношения C_s/C_v основным является метод группового анализа. Наряду с этим, необходимо отметить, что для многих районов Кавказа характерно уменьшение величины C_s с высотой. Аналогичная картина наблюдается и для соотношения C_s/C_v . В ряде районов, например южный склон Большого Кавказа, северо-восточный склон Малого Кавказа и др., использование связи $C_s/C_v = f(H)$ может повышать точность расчетов обеспеченного минимального стока.

Для исследуемых территорий был выполнен анализ эмпирических кривых обеспеченностей минимального летне-осеннего стока, а также осуществлена оценка их соответствия трехпараметрическому гамма-распределению. Эмпирические кривые строились по данным пунктов с периодом наблюдения более 30 лет. Таких пунктов было использовано 67 на территории зоны БАМ и Забайкалья, 200 — на Кавказе и 120 пунктов на Северо-Западе и в Карелии. Для рек Кавказа кривые строились по суточным, 10-суточным и месячным расходам воды, а для остальных рек — по данным суточных и 30-суточных расходов.

Анализ эмпирических кривых рек зоны БАМ и Забайкалья показал, что они хорошо согласуются с кривыми трехпараметрического гамма-распределения. Исключение составляет лишь самая верхняя зона ($P < 10-20\%$) кривых, где имеет место резкое отклонение нескольких точек, которые располагаются выше теоретической кривой.

Иная картина была получена при анализе эмпирических кривых обеспеченности минимального стока рек Кавказа, Северо-Запада и Карелии. В этих районах большая группа кривых (до 30% от общего числа) имеет сложную форму. В горных районах такие кривые обычно характеризуются изгибом в нижней части. На Северо-Западе и в Карелии соответствие между эмпирическими и аналитическими кривыми наблюдается для рек с площадями водосборов более 3000 км² в северных районах и более 5000 км² в южных или при повышенной зарегулированности стока. С уменьшением площади водосбора плавность эмпирических

кривых нарушается, их форма становится более сложной и во многих случаях существенно отличается от кривой обеспеченности Крицкого — Менкеля.

Результаты проведенных исследований указывают на необходимость проверки вывода авторов работы [7] о том, что при разработке методов расчета минимального стока неизученных рек наиболее подходящей основой региональных обобщений является метод параметризации.

В целях проверки по рекам Забайкалья и Кавказа произведено сопоставление точности расчета минимальных летне-осенних расходов воды обеспеченностью 75, 80, 90, 95 и 97 % по двум различным схемам: параметризации и переходных коэффициентов. При сопоставлении использовался подход, аналогичный принятому в работе [1]. По каждому из двух методов вычислялись значения минимальных расходов воды указанных обеспеченностей и определялись их относительные ошибки δ_m (%) по соответствующим «наблюденным» значениям. Последние снимались со сглаженных эмпирических кривых обеспеченностей. Далее по данным об относительных ошибках на всех пунктах строились пространственные эмпирические кривые обеспеченности ошибок расчета.

По данным 49 рек Забайкалья (из них 23 относятся к категории малых и 26 — средних) сравнивалась методика В. М. Евстигнеева и А. В. Христофорова [7] (метод параметризации) с официально принятой методикой СНиП 2.01.14—83 (метод переходных коэффициентов). Эти результаты приведены в табл. 1. Как видно, они не подтверждают преимущества метода параметризации и, даже наоборот, в целом указывают на его меньшую точность. Вероятность больших погрешностей (≥ 40 %) при расчетах по этому методу во всех случаях оказалась выше.

Говорить о высокой точности методики, изложенной в СНиПе, тоже не приходится. Так, при расчете расходов воды 80 и 97 %-ной обеспеченностей только для 38 % рек получены погрешности, не превышающие ± 20 %.

Как уже отмечалось, эмпирические кривые обеспеченности минимального стока рек Забайкалья достаточно хорошо согласуются с кривыми трехпараметрического гамма-распределения. Следовательно, можно предположить, что большие погрешности расчетов обеспеченного минимального стока по методу параметризации связаны с точностью определения параметров функций распределения. Действительно, дальнейший анализ показал, что если вместо средних районных значений C_v , установленных авторами [7], использовать связь $C_v = f(\bar{q}_{\min})$, то можно существенно уменьшить максимальные погрешности для всех значений обеспеченности.

Результаты, полученные для 38 рек северо-восточного склона Малого Кавказа, также приведены в табл. 1. Из нее следует, что

Пространственная вероятность относительных ошибок δ_m (%) при вычислении обеспеченных минимальных летне-осенних расходов воды рек Забайкалья и северо-восточного склона Малого Кавказа двумя методами

δ_m %	$Q_{\min, 75\%}$		$Q_{\min, 80\%}$		$Q_{\min, 90\%}$		$Q_{\min, 95\%}$		$Q_{\min, 97\%}$	
	МПК	МП								
Забайкалье										
<10	22	20	16	14	10	10	8	4	6	4
<20	35	31	24	31	18	24	16	10	14	8
<40	69	57	61	55	49	39	43	33	35	31
<100	96	90	92	88	88	82	78	73	78	73
<200	98	94	96	94	92	90	92	88	90	90
Малый Кавказ										
<10	29	34	29	29	34	29	26	32	39	29
<20	50	47	45	47	47	45	47	50	53	39
<40	74	74	68	68	74	68	66	61	61	55
<100	89	89	89	89	87	84	84	82	84	71
<200	95	92	95	92	92	92	92	89	92	87

Примечание. МПК — метод переходных коэффициентов, МП — метод параметризации.

при расчетах минимальных расходов воды обеспеченностью 75, 80, 90 и 95 % результаты использования сравниваемых методов практически одинаковы. Однако для расходов воды 97 %-ной и большей обеспеченности преимущество метода переходных коэффициентов очевидно. Здесь необходимо заметить, что для рек Восточного Кавказа установлено закономерное изменение коэффициентов с высотой [5]. Это было учтено при расчетах по методу переходных коэффициентов.

Из табл. 1 также видно, что точность расчетов минимального стока рек Кавказа существенно выше таковой для рек Забайкалья. Это обусловлено гораздо лучшей освещенностью рек Кавказа гидрометрическими пунктами, что позволило получить более надежные зависимости различных параметров минимального стока.

Выше отмечалось, что особенностью эмпирических кривых обеспеченности минимального стока часто является своеобразие их формы, не характерное для других величин речного стока. Причины сложной конфигурации части эмпирических кривых объясняются в [3].

При описании закономерностей многолетних колебаний стока вместо аналитических функций распределения вероятностей могут использоваться обобщенные эмпирические кривые обеспеченности, отражающие особенности формирования минимального

стока группы рек в районе с однородными климатическими и гидрологическими условиями.

Возможность использования обобщенных кривых обеспеченности при расчетах стока проверялась на реках Северо-Запада и Карелии. Построение кривых производилось по схеме, предложенной Г. П. Калининым* [8], применимость которой к различным характеристикам речного стока исследована в работе [6].

Ординаты обобщенных кривых устанавливались по зависимостям модульных коэффициентов при фиксированном значении обеспеченности (k_p) от коэффициента вариации. Коэффициенты k_p определялись по индивидуальным сглаженным кривым обеспеченности для 10 значений P : от 5 до 97 %.

В результате анализа зависимостей $k_p = f(C_v)$ было получено шесть обобщенных кривых и произведено соответствующее районирование территории.

Обобщенные кривые обеспеченности сопоставлены с кривыми трехпараметрического гамма-распределения, для которых были установлены соотношения коэффициентов вариации и асимметрии (C_s/C_v) в каждом из выделенных районов. Принятые районные значения отношения C_s/C_v изменяются от 2,0 до 4,0. Результаты сопоставления для трех значений обеспеченности $P=5, 50, 95$ % представлены в табл. 2.

Проведенный анализ показал, что при расчетах минимального летне-осеннего стока рек Северо-Запада и Карелии целесообразно использовать обобщенные кривые обеспеченности. Особенно это касается малых рек с большой изменчивостью стока. В то же время при небольших значениях коэффициента вариации различия между обобщенными кривыми и распределением Крицкого — Менкеля становятся незначительными. Это выражается, в частности, в сходимости кривых $k_p = f(C_v)$ к 1,0 при C_v , стремящемся к нулю. Поэтому при значениях $C_v \leq 0,5$ в расчетах можно использовать трехпараметрическое гамма-распределение, которое, как отмечалось выше, хорошо аппроксимирует кривые обеспеченности рек с площадью водосбора более 3000—5000 км². Этим объясняется и тот факт, что для трех районов при разных координатах обобщенной кривой обеспеченности принято одно и то же значение отношения $C_s/C_v = 2,5$. В этом случае различия в распределении минимального стока, вызванные своеобразием условий формирования, начинают проявляться лишь на малых реках, что и обусловило необходимость выделения отдельных районов.

Использование обобщенных кривых обеспеченности в сочетании с методом определения среднего многолетнего модуля минимального стока (\bar{q}_{\min}) по величине эрозионного вреза реки [11, 12] и оценкой коэффициента вариации по зависимостям $C_v = f(\bar{q}_{\min})$ дало ощутимое повышение точности расчетов стока.

Так, для обеспеченности $P=95$ и 97 % средние относительные

Таблица 2

Относительные отклонения (%) ординат распределения Крицкого — Менкеля от обобщенных кривых обеспеченности

Район	C_s/C_v	P %	C_v					
			0,20	0,40	0,60	0,80	1,00	1,20
Восточная возвышенная часть Карелии, Онежско-Ладожский перешеек (бассейн рек Оять, Паша)	3,0	5	-2,2	-4,4	-7,8	-11,9	-15,9	
		50	3,3	4,4	7,1	9,5	15,5	
		95	2,6	1,4	-6,8	19,2	-35,5	
Прибеломорская низменность (бассейн р. Суны и севернее)	2,0	5	-1,0	1,2	2,4	0,2	-4,4	
		50	1,0	1,2	2,0	6,6	18,5	
		95	11,4	21,1	4,4	-27,3	-43,3	
Южная часть Прибеломорской низменности, Ветреный пояс (бассейн р. Водлы и северная часть бассейна оз. Онежского)	2,5	5	-6,2	-7,4	-7,3	-7,6	-8,4	
		50	2,5	2,0	4,2	8,6	14,9	
		95	2,5	1,5	-3,9	-1,8	16,2	
Бассейн р. Сясь и притоков р. Волхова	2,5	5	-4,2	-5,0	-4,0	-2,7	-1,7	-1,5
		50	1,0	1,0	3,6	4,9	3,0	0,0
		95	8,8	7,4	-0,7	-4,4	3,0	15,0
Бассейн рек Плюссы, Шелони, Мсты — верхняя часть, Кунья; южная часть бассейна оз. Онежского	4,0	5	-5,5	-6,9	-8,6	-10,5	-12,8	-15,4
		50	2,7	4,0	3,4	4,8	7,1	8,5
		95	-1,0	0,0	-7,0	-11,5	-14,3	13,6
Карельский перешеек, Ижорская возвышенность (бассейн р. Луги; бассейн рек Великой, Полисти, Ловати, Поломети, Мсты — нижняя часть)	2,5	5	-4,2	-5,9	-7,7	-9,9	-13,3	-17,9
		50	2,5	3,1	-2,4	3,6	8,6	20,0
		95	-2,4	-3,7	2,8	27,4	166,0	820,0

погрешности расчетов составили 14—18 %, в то время как по методике [10] достигли 36—59 %. Различие в максимальных погрешностях оказалось еще более выраженным.

Проведенные исследования показали, что отдать явное предпочтение той или иной схеме расчета с точки зрения ее надежности при существующем способе определения переходного коэффициента [10] довольно трудно. С одной стороны, использование метода переходных коэффициентов позволяет избежать ошибок, связанных с вычислением каждого из параметров, несоответствия эмпирических и аналитических законов распределения, большого (по значению обеспеченности) «перехода» от нормы стока к расчетным значениям (обеспеченность 75—97 %). С другой — хотя значения переходных коэффициентов λ_p % получены в результате обобщения большого фактического материала, но принимаются постоянными для значительных территорий и для разных рек, что стирает своеобразие многолетних колебаний минимального стока, выражающееся через значения изменчивости и асимметрии, вид функции распределения вероятностей.

Однако при дифференциации переходных коэффициентов по территории и с учетом размеров рек надежность этого метода, несомненно, повысится. Для тех районов, где эмпирические кривые обеспеченности хорошо согласуются с теоретическими, при наличии достаточно густой сети гидрометрических пунктов наблюдений надежность методов параметризации и переходных коэффициентов почти одинакова. Однако последний проще в практическом использовании. В этом случае возможность уточнения переходного коэффициента (например, по зависимости от высоты водосбора) или возможность замены среднего районного коэффициента вариации на индивидуальный (по связи с нормой стока) может существенно повысить точность расчета по какой-либо из схем, что и должно обусловить соответствующий выбор.

Если эмпирические кривые обеспеченности имеют сложную форму, то метод переходных коэффициентов позволяет производить расчеты с большей точностью. При этом использование в полной вероятностной схеме обобщенных кривых обеспеченности может способствовать повышению точности расчета минимального стока неизученных рек, особенно малых.

Возможности построения обобщенных кривых в первую очередь определяются сочетанием гидрологической изученности территории и пространственной общности условий формирования стока на ней. При значительной пространственной пестроте условий для надежного установления кривых требуется высокая степень гидрологической изученности. Иначе в процессе обобщения будет происходить сглаживание индивидуальных особенностей и соответственно снижение точности расчетов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А., Адерихин В. В. Методы и примеры объективной сравнительной оценки качества и точности формул для расчета гидрологических характеристик. — Метеорология и гидрология, 1987, № 12, с. 84—85.
2. Владимиров А. М. Минимальный сток СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 214 с.
3. Владимиров А. М. Сток рек в маловодный период года. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 295 с.
4. Владимиров А. М., Иманов Ф. А. Оценка величины и изменчивости минимального стока горных рек. — В кн.: География и практика. Л.: Наука, 1988, с. 199—208.
5. Владимиров А. М., Иманов Ф. А. Определение расчетного минимального стока неизученных рек Восточного Кавказа. — Сборник работ Гидрометцентра Армянской УГКС, 1988, № 4, с. 26—35.
6. Евстигнеев В. М., Жук В. А., Калинин Г. П., Никольская Н. В. Расчет речного стока по обобщенным кривым обеспеченности. — М.: Изд. МГУ, 1975. — 127 с.
7. Евстигнеев В. М., Христофоров А. В. О методическом подходе к расчетам минимальных летне-осенних расходов воды средних рек при отсутствии материалов наблюдений (на примере Забайкалья). — Водные ресурсы, 1983, № 5, с. 17—25.
8. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 377 с.

9. *Комлев А. М., Минов А. Г.* Минимальный сток рек Пермской области. — В кн.: Комплексные исследования рек и водохранилищ Урала. Пермь, 1983, с. 102—108.
10. *Определение* расчетных гидрологических характеристик. СНИП 2.01.14—83. — М.: Стройиздат, 1985. — 36 с.
11. *Сакович В. М.* Использование величин эрозионного вреза рек при пространственных обобщениях минимального стока. — В кн.: Расчетные гидрологические характеристики. Сбор. науч. трудов. — Л.: Изд. ЛГМИ, 1991, вып. 110, с. 122—126.
12. *Сакович В. М.* Расчет минимального летне-осеннего стока рек Северо-Запада и Карелии. — См. наст. сб.
13. *Указания* по определению расчетных минимальных расходов воды рек при строительном проектировании СН 346—66. — Л.: Гидрометеониздат, 1966. — 17 с.
14. *Пособие* по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеониздат, 1984.

В. М. САКОВИЧ (РГГМИ)

РАСЧЕТ МИНИМАЛЬНОГО ЛЕТНЕ-ОСЕННЕГО СТОКА РЕК СЕВЕРО-ЗАПАДА И КАРЕЛИИ

При исследовании минимального стока рек большое внимание уделяется методам его расчета при отсутствии данных наблюдений. Необходимость в таких методах обычно возникает при оценке стока средних и особенно малых рек, сведения о котором очень часто отсутствуют. Следует отметить, что точность имеющихся методов не всегда удовлетворяет требованиям, предъявляемым практикой. Поэтому актуальность исследований, направленных на совершенствование имеющихся и разработку новых методов расчета минимального стока, не уменьшается.

В настоящее время в основе методов определения обеспеченных значений минимального стока лежат две расчетные вероятностно-статистические схемы: полная схема (метод «трех параметров», или «параметризации») и метод переходных коэффициентов. Эти две схемы отличаются набором статистических характеристик, которые необходимо установить для определения расчетной величины. Каждая из схем имеет свои достоинства и недостатки, преимущество же какой-либо схемы определяется надежностью пространственного обобщения тех или иных параметров стока в определенных физико-географических условиях [3].

В данной статье рассматриваются результаты исследований (без рассмотрения частных моментов) по разработке метода расчета минимального летне-осеннего стока рек Северо-Запада и Карелии.

В основе исследований была положена полная вероятностно-статистическая схема, предусматривающая определение статистических параметров и функции распределения вероятностей.

Предварительный качественный и количественный анализ [6] с применением статистических методов позволил отобрать 213 пунктов наблюдений, сток в которых можно считать естественным или условно естественным и период наблюдений на которых позволяет определить статистические параметры с достаточной для целей анализа точностью.

Гидрометрические пункты достаточно равномерно освещают данными наблюдений всю исследуемую территорию, за исключением северо-западных и западных районов Карелии. Все реки относятся к категории средних, малых и очень малых. В целом площади водосборов изменяются от 6,81 км² (р. Оксочка — с. Оксочи) до 22 500 км² (р. Мста — д. Девкино). Большинство створов (45—50 %) соответствуют водосборам с площадями 200—1000 км².

Характеризуя продолжительность используемых рядов, следует заметить, что наблюдения за стоком на территории Карелии и Северо-Запада в 40-е годы были прерваны. Поэтому оценка статистических параметров и анализ проводились по периоду наблюдений начиная с конца 40-х — 50-х годов по 1984 г. включительно. Конечно, предварительно пришлось убедиться, что маловодный период 30-х годов несущественно изменяет значения параметров и вид функции распределения вероятностей. По рекам, на которых имелись сведения о стоке этого периода, различия в оценках параметров оказались в пределах точности их вычисления.

Средняя по всем рекам продолжительность рядов составила 29—30 лет при изменении от 12—14 лет (3 ряда) до 50—53 лет (р. Кереть и р. Паша). Короткие ряды наблюдений использовались в работе после проверки репрезентативности соответствующих периодов по отношению к различным характеристикам стока. Решение об использовании принималось по результатам анализа статистической структуры рядов, оценки водности периодов, точности расчета параметров и сопоставлении их значений за различные промежутки времени по наиболее продолжительным рядам в районах синхронных колебаний стока. Частично результаты этого анализа были опубликованы в [6].

При изучении закономерностей изменения минимального стока в качестве основной его характеристики использовалась норма стока, выраженная в модулях \bar{q}_{\min} (л/(с·км)). Обычно модуль применяется при описании пространственных изменений стока средних рек путем построений соответствующих карт изолиний. Для малых рек, не полностью дренирующих водоносные горизонты зоны активного водообмена, чаще всего используются зависимости минимального расхода Q_{\min} (м³/с) от площади водосбора: $Q_{\min} = \varphi(F)$. Обоснование этих связей и причины их использования подробно изложены в работах [1, 2].

Надо отметить, что связи $Q_{\min} = \varphi(F)$ отражают в первую очередь объемную сторону процесса формирования стока, когда количество стекающей с водосбора воды находится в естественной зависимости от размеров поверхности этого водосбора, являющегося приемником атмосферной влаги. При построении зависимостей $Q_{\min} = \varphi(F)$ происходит существенное осреднение условий формирования стока в пределах выделенного района, что часто ведет к погрешностям при расчетах, причем иногда значительным.

В отличие от расхода модуль характеризует интенсивность процесса формирования стока, определяемую не размерами водного объекта, а комплексом условий, в которых происходит стокообразование. Поэтому неизбежно для повышения точности расчетных зависимостей следующим после зависимостей $Q_{\min} = \varphi(F)$ шагом является изучение закономерностей изменения модуля стока, которые отражают изменение условий формирования.

В то же время в работах [1, 2, 5] отмечается, что площадь водосбора используется лишь как косвенная характеристика размеров дренируемой рекой почво-грунтовой толщи. Главным же фактором применительно к минимальному стоку следует считать объем дренируемых рекой водоносных горизонтов $W_{др}$, т. е. объем речного бассейна.

В этом случае минимальный расход воды следует рассматривать в зависимости от объема дренируемой толщи: $Q_{min} = \varphi(W_{др})$. В свою очередь объем можно оценить через произведение площади водосбора F (км²) на среднюю мощность дренируемой рекой почво-грунтовой толщи $h_{др}$ (м): $W_{др} = Fh_{др}$. Тогда при условии линейности зависимости минимальных расходов от площади водосбора модуль минимального стока в пределах однородных районов является функцией мощности дренируемой толщи: $q_{min} = \varphi(h_{др})$.

Такой подход к изучению закономерностей изменения модуля минимального летне-осеннего 30-суточного стока был использован в наших исследованиях. При этом главная трудность заключается в определении величины $h_{др}$, поскольку данные для ее непосредственного вычисления отсутствуют. Этот момент исследований уже частично излагался в [7]. Здесь лишь отметим, что в качестве косвенных характеристик дренируемой толщи $h_{др}$ использовались различные показатели глубины эрозионного вреза рек.

В результате была установлена расчетная зависимость для нормы летне-осеннего 30-суточного стока \bar{q}_{30} (л/(с·км²))

$$\bar{q}_{30} = a(h_{вр} - \beta L)^n, \quad (1)$$

где a , β , n — расчетные параметры; $h_{вр}$ — глубина вреза, определяемая как приращение средней высоты водосбора над отметкой среднего наименьшего уровня воды в расчетном створе (за период открытого русла), м; L — расстояние от створа до наиболее удаленной точки речной сети, км.

Зависимость (1) можно использовать для расчета нормы минимального стока как малых, включая водосборы с $F < 50$ км², так и средних рек территории Северо-Запада в пределах Русской платформы. На этой территории выделено девять районов (три подрайона), отличающихся значениями параметров. Причем в некоторых районах параметры a и β изменяются пропорционально средневзвешенному уклону реки. В пяти районах изменяется параметр β , в двух — параметр a , и еще в двух — значения параметров от уклона не зависят.

Средние, без учета знака, относительные погрешности расчета по уравнению (1) оказались в пределах 20 %, что говорит о высокой надежности установленной зависимости. Лишь в одном подрайоне средняя ошибка составила 25 %. Максимальные относительные погрешности в двух случаях превысили 40 % и в од-

ном достигли 59 %. Однако следует иметь в виду, что такие относительные погрешности связаны с малыми значениями стока, когда даже незначительная по абсолютной величине ошибка соответствует большой относительной величине.

При анализе закономерностей изменения минимального стока рек северной части территории (в пределах Балтийского щита) было установлено, что главным фактором, определяющим минимальный сток, является не глубина эрозионного вреза, а озерность водосборов.

В пределах этой части территории по характеру зависимостей модуля летне-осеннего 30-суточного стока от озерности водосборов было выделено пять районов. Для каждого из них установлена зависимость модуля как от общей $f_{оз}$ (%), так и от средневзвешенной $f'_{оз}$ (%) озерности. На рис. 1 приведен пример таких зависимостей для одного из районов.

В пределах однородных районов зависимости имеют следующий аналитический вид:

$$\bar{q}_{30} = c(1 + df_{оз}), \quad (2)$$

$$q = c_1(1 + d_1f'_{оз})^n, \quad (3)$$

где c , c_1 , d , d_1 , n — постоянные районные параметры.

Анализ показал, что при расчетах могут использоваться зависимости обоих видов, хотя большая точность уравнения (2) позволяет рекомендовать его как основное. Уравнение (3) целесообразно использовать при больших значениях озерности водосборов ($f_{оз} \geq 25\%$). Средние относительные погрешности расчета по этим

уравнениям не превысили 15 %, а максимальные — 36 % для уравнения (3) и 46,5 % для уравнения (2).

Следует обратить внимание, что использование уравнений (2) и (3) в качестве расчетных предполагает принять за постоянную величину модуль минимального стока безозерных рек в каждом из выделенных районов. В условиях существенно избыточного увлажнения при водообильной, достаточно равномерно насыщенной влагой почвогрунтовой толще, залегающей на кристалличе-

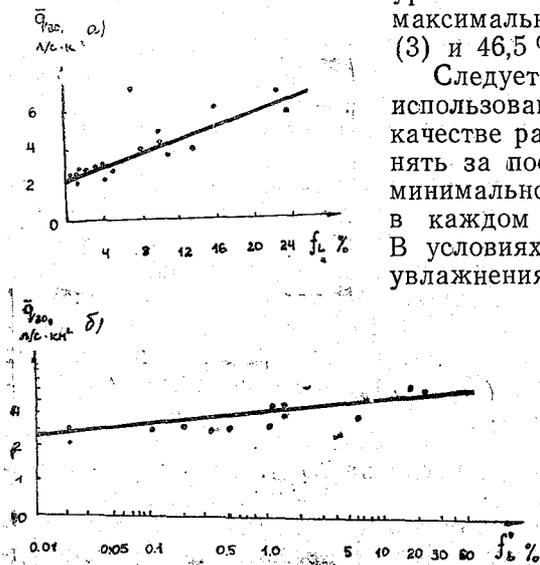


Рис. 1. Зависимость модуля минимального стока рек Онежско-Ладожского перешейка от общей (а) и средневзвешенной (б) озерности водосборов.

ском фундаменте, такое допущение правомерно. Это подтверждает и характер зависимостей $Q_{\min} = \varphi(F)$ для рек этой территории [1, 2], в которых значения параметров принимаются постоянными, а показатель степени площади водосбора близок к 1,0. Тем не менее этот момент, несомненно, требует дополнительных исследований.

Анализ изменчивости минимального стока показал, что наиболее надежно коэффициент вариации может определяться по его зависимости от модуля минимального стока

$$C_v = A/\bar{q}_{30}^m + C, \quad (4)$$

где A , C , m — районные параметры, постоянные в каждом из восьми выделенных на исследуемой территории районов. Точность этих уравнений вполне позволяет использовать их как расчетные. Средние относительные ошибки не превысили 15%, а максимальные — 45%.

При изучении эмпирических функций распределения вероятностей было установлено, что многие из них имеют более сложный вид, чем обычно используемые в гидрологии. Это проявляется в наличии областей перегиба кривых обеспеченности (рис. 2), что является следствием генетической неоднородности рядов минимального летне-осеннего стока [3]. Чаще всего это проявляется на реках с площадью водосборов менее 3000—5000 км². Причем по мере уменьшения площади несоответствие эмпирических и аналитических кривых становится все более очевидным.

В этих условиях для расчета предлагается использовать обобщенные кривые обеспеченности [3], форма которых отражает особенности формирования стока. Построение обобщенных кривых производилось по схеме, предложенной в [4]. По характеру зависимостей модульных коэффициентов от коэффициентов вариации при фиксированных значениях обеспеченности произведено районирование исследуемой территории. Выделено шесть районов. Для каждого определены ординаты обобщенных кривых обеспеченности

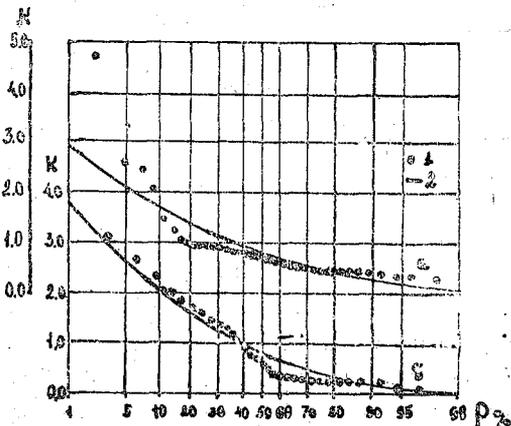


Рис. 2. Кривые обеспеченности минимального летне-осеннего 30-суточного стока.

а) р. Ловать — г. Холм ($C_v = 0,59$; $C_s = 2,5C_v$); б) р. Нюхча — п. Нюхча ($C_v = 0,80$; $C_s = 2,5C_v$); 1 — эмпирические точки, 2 — кривая Крицкого — Менкеля.

печенности, которые могут использоваться для определения значений стока вероятностью превышения от 5 до 97 %.

Результатом проведенных исследований является методика расчета минимального летне-осеннего 30-суточного стока рек Северо-Запада и Карелии. Схема расчета состоит из определения среднего многолетнего значения модуля минимального стока — уравнения (1), (2) или (3), — определения коэффициента вариации — уравнение (4) — и определения расчетных значений стока по обобщенным кривым обеспеченности или трехпараметрическому гамма-распределению, которое может использоваться для рек с изменчивостью менее 0,5. На каждом из этапов для определения расчетного уравнения, значений его параметров, закона распределения используется соответствующее районирование.

Оценка точности расчетов по разработанному методу проводилась как по зависимым, так и по независимым данным. В последнем случае использовались материалы наблюдений в 21 пункте с диапазоном площадей от 41,7 до 16 900 км² и максимальной озерностью 18 %. При этом также было произведено сравнение с методикой, рекомендуемой действующим нормативным документом (СНиП 2.01.14—83).

Результаты оценки точности и сравнения для минимальных 30-суточных расходов обеспеченностью $P=95\%$ представлены в табл. 1 и 2. Разделение контрольных расчетов по трем группам водосборов в зависимости от их площади связано с тем, что при малых значениях стока относительные значения ошибок не всегда информативны.

Проверка показала, что разработанный метод по точности превосходит метод, рекомендуемый СНиП 2.01.14—83. Средние относительные погрешности не превосходят 20 %, что полностью

Таблица 1

Оценка точности расчетов
минимальных 30-суточных расходов обеспеченностью $P=95\%$

F км ²	Ошибка	Зависимые данные		Независимые данные	
		разработанный метод	СНиП	разработанный метод	СНиП
> 500	$ \bar{\delta} $ %	15,1	57,6	18,0	53,3
	δ_{\max} %	+36,4	+330,4	+36,4	+225,0
100—500	$ \bar{\Delta} $ м/с	0,07	0,26	0,10	0,28
	$ \delta_1 $ %	15,9	51,9	15,6	43,8

Примечание. $|\bar{\delta}|$ — средняя относительная ошибка без учета знака; δ_{\max} — максимальная относительная ошибка; $|\bar{\Delta}|$ — средняя абсолютная ошибка без учета знака; $|\delta_1|$ — отношение средней абсолютной ошибки ($|\bar{\Delta}|$) к среднему для группы рек расходу.

Оценка точности расчетов для рек
с площадью водосбора $F < 100 \text{ км}^2$ (независимые данные).

Река — Пункт	F км ²	Расходы обеспеченностью P=95 %			Погрешность	
		по кривой обеспечен- ности	по разра- ботанному методу	по СНиП	Δ _{р. м}	Δ _{сн}
Пузта — Кемь	64,9	0,015	0,06	0,101	-0,009	+0,038
Норви-йоки — Калевала	61,6	0,190	0,180	0,300	-0,010	+0,110
руч. Лесной — Шомба	41,7	0,000	0,001	0,065	+0,001	+0,065
Велия — Велия	42,6	0,000	0,000	0,020	0,000	+0,022

Примечание. Δ_{р. м} и Δ_{сн} — абсолютные значения отклонений расходов, определенных по разработанному методу (р. м) и методу СНиП (сн) от «фактических» (полученных по сглаженной эмпирической кривой).

отвечает требованиям, предъявляемым к расчетам минимального стока. В то же время средние ошибки по методу СНиП превосходят 50 %. Еще более существенное различие наблюдается в значениях максимальных ошибок. Следует отметить также, что разработанный метод позволяет достаточно надежно оценить близкие к нулю и даже нулевые значения расходов воды (см. табл. 2), что обеспечивается соответствующей формой обобщенных кривых обеспеченности. Незначимые различия в точности контрольных расчетов по зависимым и независимым данным говорят об устойчивости выявленных в ходе исследований зависимостей.

Отличительной чертой разработанного метода является единство способа оценки минимального стока малых и средних рек. Это достигнуто в первую очередь за счет общности форм описания закономерностей пространственного изменения модуля минимального стока в широком диапазоне изменения площадей водосборов. Положительные результаты, полученные при этом, косвенно подтверждают правомерность использованного подхода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А. М. Минимальный сток рек СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 214 с.
2. Владимиров А. М. Сток рек в маловодный период года. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 295 с.
3. Владимиров А. М., Иманов Ф. А., Сакович В. М. Сравнительный анализ методов расчета минимального стока. — См. наст. сб.
4. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 377 с.
5. Норватов А. М. Минимальный сток малых рек Европейской территории СССР. — Труды ГГИ, 1956, вып. 52(106), с. 112—137.

6. Сакович В. М. Репрезентативность рядов минимального стока рек Карелии и Северо-Запада. — Труды Гидрометцентра СССР, 1990, вып. 308, с. 129—136.

7. Сакович В. М. Использование величин эрозионного вреза рек при пространственных обобщениях минимального стока. — В кн.: Расчетные гидрологические характеристики. Сбор. науч. трудов. — Л.: Изд. ЛГМИ, 1991, вып. 110, с. 122—126.

А. М. ВЛАДИМИРОВ (РГГМИ),
Ф. А. ИМАНОВ (Бакинский ГУ)

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ МЕЖЕННЫХ ПЕРИОДОВ НА РЕКАХ

В годовом цикле водного режима рек выделяются меженные периоды, которые могут наблюдаться в летне-осенний и зимний сезоны и иметь общую продолжительность до 9—10 месяцев. Водность рек в меженный период невелика и составляет 10—40 % годового речного стока [3]. Поэтому в течение года довольно длительное время водопользователи могут испытывать большие ограничения в воде.

Данные о стоковых и временных характеристиках меженного периода необходимы при проектировании оросительных и осушительных систем, для водоснабжения городов и населенных пунктов, энергетики. Эти сведения имеют важное значение при решении проблем рационального использования водных ресурсов, а также вопросов охраны вод от истощения и загрязнения.

Меженный период характеризуется наличием относительно малых (или очень малых) и устойчивых по величине расходов воды. Питание рек в этот период осуществляется преимущественно подземными водами. При этом на малых реках [3] меженный сток формируется практически лишь подземными водами из верхних водоносных горизонтов. На средних реках в его формировании могут принимать частичное участие (до 10—15 %) и поверхностные воды за счет включения незначительных паводков. Однако основное питание реки обычно получают из глубоких водоносных горизонтов зоны интенсивного водообмена. На больших реках в формировании меженного стока значительное участие могут принимать поверхностные воды в результате распластывания паводков и длительного времени добегания стока по русловой сети. Вследствие этого гидрограф стока может иметь весьма плавные и устойчивые очертания, несмотря на наличие паводков на притоках.

Различные виды питания рек в меженный период определяют различные формы гидрографа стока, что существенно затрудняет выделение этого периода, поскольку отсутствуют обоснованные количественные критерии по определению начала и конца межени. Это не позволяет использовать ЭВМ при массовых расчетах. В работах [1, 7, 8] предлагается устанавливать продолжительность межени в зависимости от соотношения минимальных месячных расходов воды за разные интервалы времени; беря за предельный двойной минимальный месячный [1], наибольший из минимальных [7], среднегодовалый минимальный месячный [8]

расходы воды. Подобные критерии могут быть лишь условными, так как они весьма относительно учитывают генезис межени и существенно искажают меженный сток.

При выделении меженного периода необходимо стремиться к получению генетически однородной характеристики, что существенно облегчит обобщения. Одновременно будут получены значения стока за действительно маловодный период, а не его часть, как в [1, 7, 8]. При этом исключение существенных паводков из меженного периода, в соответствии с [3], не позволит завысить меженный сток. Правильное выделение меженного периода обуславливает одновременно и верное назначение дат начала и конца межени, а следовательно, и ее продолжительность.

Дату перехода рек с поверхностного на подземное питание можно установить с помощью кривых истощения стока. Этот способ наиболее соответствует поставленной задаче, хотя и имеет определенные ограничения в своем применении.

Основная трудность обычно заключается в определении начала меженного периода, поскольку он приходится на спад половодья или паводка, которые имеют пологий вид гидрографа. Конец межени связан с началом половодья или паводка, которые обычно четко выражены на гидрографе стока.

Наиболее разнообразные виды гидрографов стока наблюдаются в горных районах, поскольку там в формировании речного стока в разной мере участвуют снеговые, дождевые, ледниковые и подземные воды. Поэтому способ выделения меженного периода разрабатывался на примере рек Кавказа.

Решение поставленной задачи базируется на учете естественной зарегулированности стока, которая обусловлена объемом подземного бассейна, точнее его аккумулирующей способностью и водоотдачей. В количественной форме она выражается коэффициентом естественной зарегулированности стока и характеризует базисный сток.

Трудности в выделении меженных периодов, помимо вышеуказанного, связаны с водностью многоводного и маловодного сезонов, т. е. в целом с водностью года. В многоводный год выделение меженных сезонов на гидрографе стока значительно сложнее, чем в маловодный, но зато последний является показателем характера межени и ее наибольшей продолжительности. Поэтому анализ временных характеристик межени можно осуществлять по характерным годам.

За начало летне-осенней межени принимается дата, когда на спаде весеннего половодья расход воды равняется среднему значению базисного стока, т. е. произведению среднего годового значения стока Q_0 на коэффициент естественной зарегулированности ϕ .

Для 78 рек были построены гидрографы речного стока для следующих по водности лет: многоводный (обеспеченностью 25%), средний (50%) и маловодный (75%).

Характерные по водности годы выбирались из условий равенства обеспеченностей стока за год и за календарный месяц с наименьшим стоком в летне-осенний и зимний сезоны. Гидрографы строились для водохозяйственного года (начало года 1 мая), поскольку последний полностью включает летне-осенний и зимний меженные периоды изучаемых рек.

Анализ построенных гидрографов рек, бассейны которых расположены в различных районах и высотных зонах, показал хорошее совпадение дат начала летне-осенней межени, установленных по предлагаемому способу и по методике Владимирова [3, 5].

Некоторым недостатком предлагаемого способа является то, что среднее значение базисного стока, по которому устанавливается дата начала летне-осенней межени, формируется не только подземными водами, но в какой-то мере и поверхностными. Поэтому подобное назначение начала летне-осенней межени может приводить к некоторому увеличению продолжительности меженного периода, следовательно, и стока за этот период. Однако расчеты показали, что такое допущение слабо сказывается на характеристиках меженного периода. Увеличение продолжительности меженного периода для большинства рек составляет 2—11 % от его общей продолжительности, а меженный сток увеличивается лишь на 2—13 %, что находится в пределах точности измерения минимальных расходов воды.

Предлагаемый метод определения начала меженного периода значительно упрощает обработку исходных данных, особенно при использовании ЭВМ и, несмотря на сделанное допущение, позволяет получить достаточно точные и надежные результаты.

Следует отметить, что значения коэффициента естественной зарегулированности, используемые при определении даты начала летне-осенней межени, были рассчитаны за водохозяйственный год. Для 10 рек за характерные по водности годы эти коэффициенты рассчитывались и за календарный год. Сопоставление значений коэффициентов естественной зарегулированности, полученных за календарный и водохозяйственный годы, показало, что они практически не отличаются и наибольшее расхождение составляет всего 4 %.

Это объясняется двумя причинами: во-первых, расхождение между значениями среднего годового расхода воды за календарный и водохозяйственный годы исследуемых рек незначительное и изменяется от 1 до 5 %. Во-вторых, доля стока за период с января по апрель в годовом также небольшая и составляет в среднем 15—25 %, поскольку этот период включает основную часть зимней межени, сток которой формируется, как правило, подземными водами и поэтому характеризуется небольшой изменчивостью в многолетнем разрезе.

Таким образом, при установлении даты начала летне-осенней межени по предлагаемому способу можно использовать значение

коэффициента естественной зарегулированности, рассчитанного как за календарный год, так и за водохозяйственный.

На примере 10 рек выполнена оценка расхождений значений коэффициента естественной зарегулированности, рассчитанных за характерные по водности годы, от их среднееголетнего значения. Анализ данных показывает, что в большинстве случаев эти расхождения практически незначительны. Это объясняется тем, что внутригодовое распределение стока исследуемых рек слабо зависит от водности года. По данным М. С. Торгомяна [6], коэффициенты вариации значений коэффициентов естественной зарегулированности рек Армении изменяются от 0,06 до 0,22 и в среднем составляют 0,12.

В целом этот вопрос требует дополнительных исследований. Тем не менее, при массовом анализе гидрографов с целью установления даты начала летне-осенней межени в первом приближении можно пренебречь возможной зависимостью коэффициента естественной зарегулированности от водности года и использовать в практических расчетах среднееголетнее значение коэффициента естественной зарегулированности, сведения о которых имеются в «Ресурсах поверхностных вод СССР».

Конец летне-осенней межени и начало зимней обычно рекомендуется определять по датам появления ледовых явлений на реках, при отсутствии последних — по дате устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C [2, 3, 5].

В данном случае за начало зимней межени принята дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C . Дело в том, что ледовые явления на реках исследуемой территории отличаются значительной неустойчивостью. Наблюдаются они не ежегодно, лишь в суровые зимы отмечаются забереги, шуга и донный лед. Вследствие больших скоростей течения ледостава на этих реках обычно не бывает.

В низкогорных районах Восточного Кавказа в отдельные годы в течение всей зимы температура воздуха может быть только положительной. В этих случаях за начало зимней межени принимается средняя многолетняя дата устойчивого перехода температура воздуха через 0°C , которая может быть установлена по ее связи со средней высотой местности.

Анализ построенных гидрографов показал, что после установления устойчивых отрицательных температур воздуха реки переходят исключительно на подземное питание. В дальнейшем в течение всей зимы происходит постоянное истощение запасов подземных вод, интенсивность которого определяется в первую очередь регулирующей способностью водовмещающих пород. Период истощения стока, как правило, продолжительный и составляет основную часть зимнего сезона. Реки Восточного Кавказа практически не перемерзают, поэтому истощение зимнего меженного стока происходит до значения минимального среднесуточного

расхода воды, который обычно наблюдается ближе к концу меженного периода.

Для количественной оценки истощения зимнего меженного стока исследуемых рек проанализировано соотношение расходов воды, наблюдаемых в первый день меженного периода и минимальных среднесуточных расходов воды, характеризуемое коэффициентом K . Эти расходы воды в рассматриваемом сезоне генетически однородны, поскольку в их формировании участвуют одни и те же воды. Поэтому между исследуемыми характеристиками стока должна существовать тесная взаимосвязь, причем не только для конкретной реки, но и для районов, однородных по степени влияния климатических факторов на продолжительность меженного периода и воздействия других факторов на формирование зимнего меженного стока.

На территории Восточного Кавказа выделено четыре таких района, в пределах которых существуют тесные линейные связи расходов воды, наблюдаемых в первый день зимней межени, и минимальных среднесуточных расходов воды.

Наименьшее значение коэффициента K , равное 1,33, наблюдается на реках бассейна Аракса. Для левобережных притоков Куры его значение также невелико и составляет 1,50. Сравнительно небольшие значения коэффициента связаны с тем, что в указанных районах в зимний меженный период реки получают устойчивое подземное питание из постоянных водоносных горизонтов. К тому же зимнему меженному периоду предшествует продолжительная летне-осенняя межень, во время которой в реки разгружаются наиболее динамические составляющие подземного стока. Этим объясняется и то, что значения K практически не зависят от водности года, т. е. кривая истощения постоянна во времени.

Наиболее резкое истощение зимнего стока характерно для рек Дагестана, для которых значение K равно 2,92. Это связано с тем, что конец половодья на большинстве рек этого района приходится на октябрь и практически сразу же начинается зимняя межень, за первые месяцы которой происходит интенсивное истощение бассейновых запасов подземных вод.

Выполненный анализ истощения зимнего меженного стока рек показал, что разница между расходом воды, наблюдаемым в первый день меженного периода, и минимальным среднесуточным расходом воды в целом небольшая, особенно для рек бассейна Куры (включая бассейн р. Аракс). Поэтому представляется, что за конец зимней межени исследуемых рек можно принять дату, когда расход воды в реке равняется расходу воды первого дня зимней межени.

Анализ гидрографов рек показал очень хорошее совпадение дат конца зимней межени, установленных по предлагаемому способу, и дат перехода от зимних устойчивых расходов воды к ве-

сепному резкому увеличению расходов воды. Расчеты показали, что разница между этими датами для рек бассейна р. Куры и северных, юго-восточных склонов Большого Кавказа находится в пределах 5 сут, лишь в одном случае достигает 23 сут, что составляет 3—5 % (при наибольшей 15 %) общей продолжительности зимней межени, а для рек Дагестана 2—9 дней (1—6 %). Изменение же меженного стока составляет чаще всего 0—7 %.

При массовом анализе гидрографов с целью выделения зимнего меженного периода можно использовать установленные значения K , показывающие соотношения расхода воды первого дня межени и минимального среднесуточного расхода воды. Зная минимальный среднесуточный расход воды и используя районное значение K , можно рассчитать расход воды на дату начала (и конца) зимней межени. Этот способ существенно упростит и позволит получить достаточно точные результаты.

Таким образом, схема расчета временных характеристик меженного периода заключается в следующем:

1) начало летне-осенней межени определяется по среднему значению базисного стока, т. е. $Q_{\text{нач}} = Q_{0\text{Ф}}$;

2) при отсутствии существенных паводков в конце осени окончание летне-осенней межени (D_i) совпадает с началом зимней (D_{i+1}) и устанавливается по значению стока, вычисленному из соотношения расходов воды первого дня зимней межени и минимальных среднесуточных расходов воды за зимнюю межень, т. е. $Q_{\text{нач. з}} = Q_{\text{сут}} K$;

3) за конец зимней межени принимается дата с расходом воды, равным расходу воды в первый день межени;

4) из меженного периода исключаются паводки с расходами воды, превышающими расходы в первый день межени.

Предложенный метод выделения летне-осеннего и зимнего меженного периодов на горных реках значительно упрощает обработку исходных данных за указанные периоды, позволяет перевести сбор данных о меженном стоке и временных характеристик межени на ЭВМ и получить достаточно точные для практических целей результаты с меньшими затратами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В. Д. и др. Применение количественных критериев при классификации и районировании рек по типам межени (на примере Кавказа). — В кн.: Расчеты речного стока. М., Изд-во МГУ, 1984, с. 149—159.
2. Владимиров А. М. Минимальный сток рек СССР. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 214 с.
3. Владимиров А. М. Сток рек в маловодный период года. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 295 с.
4. Коллеж А. М. Исследования и расчеты зимнего стока рек. — М.: Гидрометеоздат, 1973. — 200 с. (Труды Зап.-Сиб. регион. НИГМИ, вып. 9).

5. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 444 с.

6. *Торгомян М. С.* Характеристика водных ресурсов горных рек с точки зрения их энергетического использования. — Изв. АН Арм.ССР, 1955, т. 8, № 2, с. 111—119.

7. *Zielinska M.* Statystyczne metody opracowywania niżówek. — Przegląd geof., 1963, vol. 8 (16), № 1—2.

8. *Tlatka Alicja.* Metoda ustalania letnich na przykładzie rzek w dorzeczu górnej wisty. — Folia geogr. Ser. geogr.-phys., 1984, № 16, s. 39—51.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ МИНИМАЛЬНОГО СТОКА ГОРНЫХ РЕК

В настоящее время расчет минимальных расходов воды в диапазоне обеспеченностей 75—97 % при отсутствии данных гидрометрических наблюдений осуществляется через переходные коэффициенты от стока опорной обеспеченности (обычно 80 %-ной).

Значения минимального расхода воды любой обеспеченности могут быть определены с помощью традиционного метода трех параметров кривых распределения вероятностей (Q_0 , C_v и C_s). Для неизученных рек горных районов значения этих параметров вычисляются методом гидрологической аналогии, с использованием эмпирических зависимостей или же по картам изолиний или картограммы.

На примере горных рек восточной части зоны БАМ и Кавказа в настоящей работе исследованы пространственно-временные закономерности распределения одного из этих параметров — коэффициента вариации минимального стока рек.

При наличии данных гидрометрических наблюдений приемлемая практическая точность расчетных значений коэффициента вариации минимального стока составляет 10 % [1]. Однако это требование представляется излишне жестким, поскольку не всегда согласуется с точностью измерения расходов воды в периоды минимального стока, которая составляет в среднем 15 % [2].

При географическом обобщении значений коэффициента вариации обычно используются их выборочные оценки, полученные по рядам минимального стока длиной 10 лет и более. Однако при длине ряда 10 лет и значении коэффициента вариации от 0,3 до 1,0 относительная средняя квадратическая ошибка моментных оценок этих коэффициентов составляет 22—32 % [3]. Максимальные же ошибки могут превышать средние в 2—3 раза [4].

Хотя вероятность больших ошибок в целом мала, но она увеличивается для коротких выборок в тех районах, где многолетние ряды минимального стока рек содержат длиннопериодные циклические составляющие или являются нестационарными по дисперсиям.

Выполнена оценка репрезентативности коротких рядов при вычислении по ним коэффициентов вариации: по 34 рядам минимального 30-суточного летне-осеннего стока рек зоны БАМ и 61 ряду минимального летне-осеннего и зимнего месячного стока рек Кавказа, сопоставлены моментные оценки коэффициента вариации, рассчитанного по скользящим 10, 15 и 20-леткам, и соответствующие значения, полученные за весь период наблюдений

($n \geq 30$ лет). Эти пункты наблюдения распределены равномерно по территории исследуемых регионов и высотным зонам, расположены на реках с различной площадью водосбора. Около 30 % рядов являются нестационарными по дисперсиям (по критерию Фишера) при $\alpha = 5\%$, остальная часть — стационарными.

В зоне БАМ в 60 % случаев коэффициенты вариации 10-леток отличаются от их среднемноголетних значений не более чем на 15 %. Для 15-леток число случаев составляет 78 %, а для 20-леток — 87 %.

Следует отметить, что для 10-леток общее количество отклонений коэффициентов вариации, не превышающих 20 %, составляет 81 %, т. е. даже 10-летние ряды минимального 30-суточного летне-осеннего стока рек зоны БАМ в большинстве случаев являются репрезентативными для оценки коэффициента вариации. Это позволяет использовать для расчетов и обобщений существенно больший объем информации, что очень важно для данного региона, где число гидрометрических пунктов наблюдений невелико и большинство из них являются короткопериодными.

Для рек Кавказа обобщение отклонений коэффициента вариации осуществлено для стационарных и нестационарных рядов отдельно.

Установлено, что распределения этих отклонений в оба маловодных сезона идентичны.

Отклонения коэффициентов вариации, не превышающие 20 %, за 10, 15 и 20-летние периоды встречаются соответственно для нестационарных рядов в 34, 43 и 54 %, для стационарных — в 56, 69 и 77 % и для всей совокупности исследуемых рядов — в 49, 60 и 70 % случаев. Следовательно, для нестационарных рядов даже 20-летний период практически является недостаточным для надежного определения выборочных коэффициентов вариации.

Однако нестационарные ряды распределены по территории относительно равномерно и их число в 3—4 раза меньше, чем стационарных. Учитывая это, а также степень гидрологической изученности Кавказа, при исследовании пространственных закономерностей изменения коэффициента вариации целесообразно использовать выборочные оценки, полученные по рядам длиной не менее 20 лет.

Исходя из возможных ошибок вычисления параметров функций распределения вероятностей минимального стока, в частности коэффициента вариации, которые вызваны неточностью исходных данных, Д. Л. Соколовский [4] рекомендует строить кривые обеспеченности при $n \geq 20$ —30 лет.

Значения коэффициента вариации, определенные за более короткие периоды ($n < 20$ лет), могут быть использованы по мере необходимости лишь в районах со слабой гидрологической изученностью, например в высокогорной зоне, при расширении границ допустимых отклонений до 25—30 %.

Для дальнейшего анализа отобраны ряды минимального сто-

ка длиной не менее 10 лет по восточной части зоны БАМ и 20 лет по Кавказу, общее число которых составило 95 и 360 соответственно. Значения коэффициента вариации рассчитаны методом моментов. Для 85 % рядов минимального зимнего стока и 80 % летне-осеннего значения коэффициента вариации не превышает 0,50. Для подавляющего числа рядов относительные средние квадратические ошибки коэффициентов вариации составляют 10—20 %.

Разработка расчетных схем для определения коэффициента вариации минимального стока неизученных рек связана прежде всего с определением влияния на эту характеристику основных физико-географических факторов. Известно, что из-за инерционности подземных вод изменчивость подземной составляющей речного стока меньше изменчивости поверхностной. Поэтому коэффициент вариации минимальных расходов воды зависит прежде всего от типа формирующих их вод. Реки исследуемых регионов характеризуются очень сложным генезисом минимального стока: в одних районах он формируется только подземными водами, в других — имеет место смешанное питание, причем доля поверхностных и подземных вод изменяется как по районам, так и от года к году.

В летне-осенний сезон наибольшей изменчивостью ($C_v > 0,50$) минимального стока характеризуются реки бассейна Зеи, а также Западного Кавказа и Ленкорани, имеющие паводочный режим. Наименьшие значения коэффициента вариации ($C_v = 0,15—0,25$) отмечаются на реках среднегорной зоны Северного Кавказа зимой, когда минимальный сток формируется исключительно подземными водами, и на реках правобережной части нижнего течения р. Селемджи в летне-осенний период.

На территории горных районов условия формирования подземных вод, основного источника питания рек в периоды минимального стока, а также дождевых и снеговых вод (во время оттепелей) определяются в первую очередь климатическими факторами, которые изменяются с высотой местности.

В качестве косвенного показателя климатических условий формирования минимальных расходов воды, а следовательно и их изменчивости, может быть использована норма минимального стока, что следует из самого определения C_v .

Среди факторов, определяющих изменчивость минимальных расходов воды, необходимо отметить бассейновое регулирование стока, влияние которого возрастает с увеличением размеров бассейна. Аналитическое подтверждение характера влияния площади водосбора на коэффициент вариации стоковых характеристик приведено в [4]. На изменчивость минимального стока горных рек влияет и ряд других факторов: многолетняя мерзлота, ледники, карстовые породы, озера и др.

Для исследования географических закономерностей пространственного распределения значений коэффициента вариации мини-

мального стока проанализирована его зависимость от средней высоты и площади водосбора, а также нормы минимального стока. На территории восточной части зоны БАМ и Кавказа выделено соответственно 4 и 25 районов, границы которых проведены, как правило, по водоразделам, с учетом условий формирования минимального стока рек.

Для большинства районов установлены связи коэффициента вариации с каждым из указанных факторов. Все они обратно пропорциональны, линейны или нелинейны. Для каждого из выделенных районов выявлена наиболее тесная расчетная связь.

Среди анализируемых связей наибольший интерес представляет $C_v = f(H_{cp})$, которая является расчетной для половины выделенных районов. На территории восточной части зоны БАМ эти районы включают реки верхней и средней части бассейна р. Зеи, а также бассейны рек Бира, Урми и Кур.

С увеличением средней высоты водосбора изменчивость минимального стока повместно уменьшается. Эта закономерность обусловлена уменьшением изменчивости климатических элементов с повышением высоты местности.

В бассейнах рек Кубани, Кумы и Терека уменьшение значений коэффициента вариации минимального летне-осеннего и зимнего стока с увеличением средней высоты водосбора происходит до $H_{cp} = 2000 - 2100$ м абс. При дальнейшем возрастании средней высоты водосбора до 2600 м значения коэффициента вариации практически не изменяются. На высоте более 2600 м наблюдается, наоборот, увеличение коэффициента вариации, особенно зимой (рис. 1). Эта закономерность обусловлена прежде всего небольшими размерами бассейнов рек в высокогорной зоне, вследствие чего здесь относительно велика роль локальных природных условий, а также потерь стока на ледообразование.

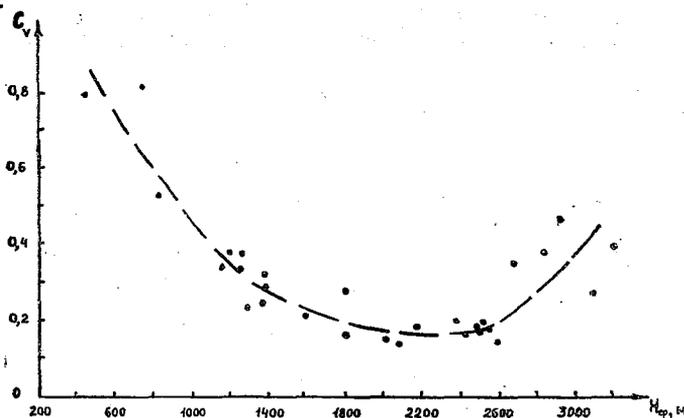


Рис. 1. Зависимость коэффициента вариации C_v минимального месячного зимнего стока от средней высоты водосбора H_{cp} для бассейнов рек Терека и Кумы.

Только в двух районах Кавказа для высокогорной зоны получена зависимость $C_v = f(F)$. На остальной территории влияние размера бассейна реки на коэффициент вариации ослабляется влиянием его высотного положения.

Практически во всех районах, где обнаружена зависимость $C_v = f(H_{\text{ср}})$, выявляется также связь $C_v = f(M_{\text{мин}})$. Чаше всего связь $C_v = f(M_{\text{мин}})$ выражена слабее, чем $C_v = f(H_{\text{ср}})$, и в качестве расчетной может быть рекомендована только для четырех районов Кавказа, характеризующихся сложными гидрогеологическими условиями. Имеется ряд районов, где зависимость коэффициента вариации от рассмотренных факторов практически не выражена. В этих районах флуктуации значений коэффициента вариации могут быть объяснены случайными факторами, и для них принято среднее расчетное значение коэффициента вариации, отклонения от которого находятся в пределах 20—25 %.

Среднее отклонение фактических значений коэффициента вариации от рассчитанных по установленным зависимостям изменяется от 9 до 25 %. Для отдельных постов ошибка оценок коэффициента вариации превышает 40 %.

По мере накопления данных о стоке рек имеющиеся в настоящее время относительно короткие ряды (до 10 лет для зоны БАМ и до 20 лет Кавказа) в дальнейшем могут быть дополнены, и рассчитанные по ним выборочные оценки коэффициента вариации использованы для уточнения полученных зависимостей.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* — Л.: 1984. — 444 с.
2. *Владимиров А. М. Минимальный сток рек СССР.* — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 214 с.
3. *Рождественский А. В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик.* — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 270 с.
4. *Соколовский Д. Л. Речной сток.* — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 439 с.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ МИНИМАЛЬНОГО ЗИМНЕГО СТОКА РЕК СЕВЕРНОГО КИТАЯ

Интерес к изучению характеристик минимального стока рек во времени и пространстве возрастает с каждым годом. Это объясняется необходимостью использования данных по минимальному стоку рек при решении различных задач строительного проектирования и при разработке водоохранных мероприятий. Закономерности пространственно-временной изменчивости минимального стока рек Китая практически не изучены. В данной статье сделана попытка частично восполнить эту проблему. На примере рек горных и полугорных районов Северного Китая рассматривается вопрос синхронности многолетних колебаний минимальных зимних месячных расходов воды, а также анализируется статистическая структура рядов минимального стока.

Район исследований охватывает бассейны рек Луаньхэ, Яньхэ, Санганьхэ, Футухэ и часть бассейнов рек Чжабэйхэ, Дацинхэ и др.

Для анализа были отобраны данные по минимальным зимним месячным расходам воды 64 гидрологических пунктов с периодом наблюдений 20 лет и более, включая 1986—1987 гг. На долю рядов продолжительностью более 30 лет приходится 44 %. Площади водосборов рек изменяются от 100 до 20 000 км².

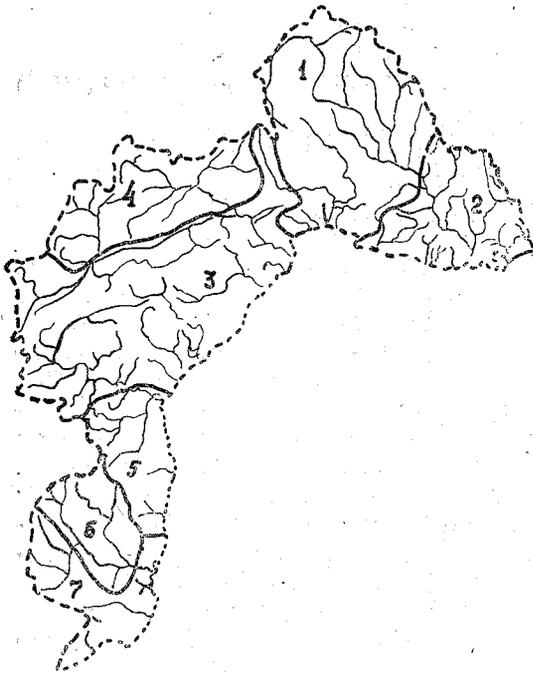
Для анализа синхронности колебаний минимального стока рек использованы данные о стоке 54 пунктов, по которым была рассчитана корреляционная матрица [1]. Ее анализ позволил выделить на территории Северного Китая семь районов с синхронными колебаниями минимальных зимних расходов воды (рис. 1).

В табл. 1 приведены средние районные значения коэффициентов корреляции, изменяющиеся от 0,60 до 0,83, что свидетельствует о достаточно высокой степени синхронности колебаний минимального стока рек в пределах каждого из выделенных районов. Это имеет важное практическое значение, заключающееся в возможности приведения коротких стоковых рядов к репрезентативному расчетному периоду.

С помощью статистических критериев проверки гипотез ряды минимальных расходов воды исследованы на случайность и независимость их формирования, стационарность и внутривременную связанность.

Проверка гипотезы о случайности и независимости формирования многолетних рядов минимальных зимних среднемесячных расходов производилась с помощью критериев общего числа и

Рис. 1. Районирование территории Северного Китая по синхронности колебаний минимального зимнего стока.



максимальной длины серий [4]. Серии различной водности были оценены по отношению к медиане многолетнего ряда.

Результаты анализа повторяемости и длительности серий различной водности показали, что на всей территории исследований наиболее часто встречаются двухлетние серии. Повторяемость серий закономерно убывает с увеличением их длительности. Характерно, что короткие серии с длиной 1—3 года встречаются чаще (70%

от общего числа), чем длинные серии (более 3 лет).

В колебаниях минимального зимнего стока рек очень длинные серии (более 10 лет) различной водности преобладают на реках районов 3, 4, 5 и их число равно 11. Средняя длина серий различной водности на реках районов 3 и 5 составляет около 4 лет, других районов — около 2 лет.

Проверка рядов по критериям общего числа и максимальной длины серий основана на нулевой гипотезе об отсутствии внутри-

Таблица 1

Средние районные и межрайонные значения коэффициентов корреляции. Зима

Район	1	2	3	4	5	6	7
1	0,65						
2	0,46	0,73					
3	0,47	0,20	0,69				
4	0,22	0,26	0,08	0,60			
5	0,10	0,08	0,50	-0,09	0,83		
6	-0,10	0,06	-0,03	0,02	0,32	0,64	
7	-0,14	-0,22	0,29	-0,33	0,53	0,40	0,67

рядных связей. В качестве основного был принят уровень значимости 5 %, но дополнительно производилась оценка и при $\alpha=1\%$.

Нулевая гипотеза опровергается для 27 рядов по критерию общего числа серий и для 15 рядов по критерию максимальной длины серий. Причем в основном это реки районов 3—5.

Так, из 27 рядов, для которых нулевая гипотеза опровергнута по критерию общего числа серий, 18 приходится на реки вышеуказанных районов. В случае, когда проверка рядов по этому критерию производилась при $\alpha=1\%$, число рядов, для которых гипотеза о случайности и независимости опровергается, сократилось незначительно и составило 14, из которых 12 рек относятся к районам 3, 4, 5. Все неслучайные ряды по критерию максимальной длины серий встречаются лишь на реках этих районов.

В связи с тем, что гипотеза о случайности и независимости временных рядов минимального зимнего стока рек для значительной части пунктов была опровергнута, была осуществлена оценка внутрирядной связанности путем анализа автокорреляционных функций.

Оценка значимости коэффициентов автокорреляции между смежными членами ряда $r(1)$ производилась по критерию Фишера с применением t -распределения при $(n-2)$ степенях свободы [2].

Анализ результатов расчета показывают, что 34 ряда (53 %) имеют значимую связь между смежными членами ряда, причем в 23 случаях (36 %) весьма значимую (с вероятностью 99 %). Для всех рядов рек района 6 отсутствует внутрирядная связь. Число неслучайных рядов на реках районов 3—5 составляет 22, для 19 из которых коэффициенты автокорреляций значимы и при $\alpha=1\%$.

При дальнейшем анализе автокорреляционных функций до их седьмых ординат использованы два приема: 1) группирование $r(\tau)$ по оценке их значимости; 2) осреднение значений $r(\tau)$ по группировкам и анализ средних автокорреляционных функций. Группирование $r(\tau)$ производилось по критерию, рекомендуемому Евджевичем [5]:

$$r_{\alpha}^{\tau}(\tau) = \frac{-1 \pm U_{\alpha/2} \sqrt{n - \tau - 1}}{n - \tau},$$

где n — число членов ряда; $U_{\alpha/2}$ — нормированное отклонение от средней случайной величины, распределенной по нормальному закону при $\alpha/2\%$ -ном уровне значимости; $r_{\alpha}(\tau)$ — критическое значение $r(\tau)$ при уровне значимости $\alpha\%$.

Для первых 7 значений $r(\tau)$ всех построенных автокорреляционных функций (АКФ) была проведена оценка значимости по вышеуказанному критерию. На основании анализа результатов оценки значимости коэффициентов автокорреляции в рядах минимального зимнего стока были выделены следующие три типа АКФ:

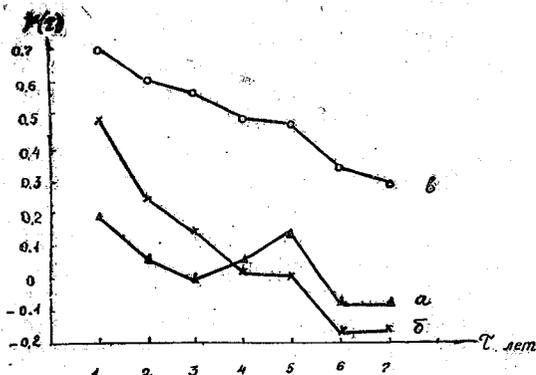


Рис. 2. Типы АКФ.

а) АКФ, для которых связь между смежными и более удаленными членами ряда была незначимой;

б) АКФ со значимой связью между смежными и отсутствием связи при сдвиге более года;

в) АКФ со значимой связью при сдвиге на 2 года и более.

Общий вид полученных различных типов АКФ приведен на рис. 2.

Свойство установленных типов АКФ детально описано в работе [3]. Отмечается, что АКФ типа *а* свойственны процессы, корреляционно слабо связанные или не связанные во времени; процессы с АКФ типа *б* могут быть описаны моделью простой цепи Маркова, поскольку $r(\tau) = r(1)^\tau$; для описания процессов с АКФ типа *в* возможно принять модель сложной цепи Маркова или другие автокорреляционные модели.

Анализ распределения пунктов с АКФ трех типов по исследуемой территории (рис. 3) показал, что пункт с АКФ типа *в* встречается в основном в районах 3, 5 и частично в районе 4. АКФ типа *б* характерны для остальных рек района 5 и части районов 3, 4, а также для левобережья р. Луаньхэ (район 2) и части рек района 1. В большинстве случаев ряды минимального стока рек изучаемой терри-

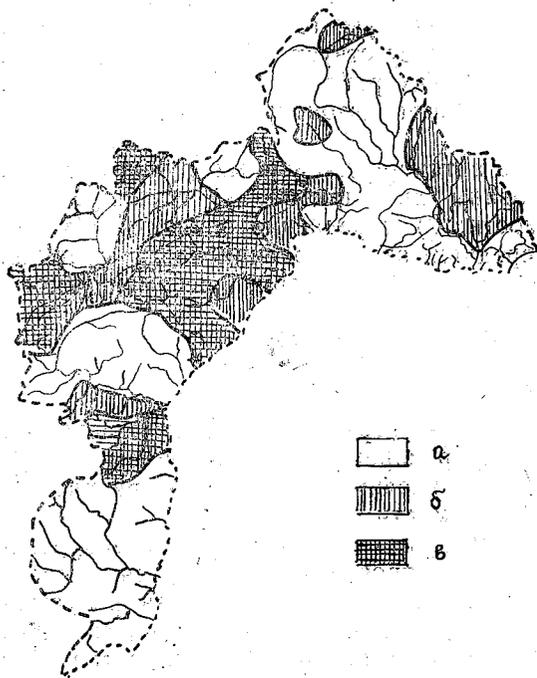


Рис. 3. Распределение различных типов АКФ по территории Северного Китая.

тории соответствуют АКФ типа *a*. Это полностью согласуется с результатами предшествующего анализа случайности рядов по критерию числа и максимальной длины серий.

Известно, что для использования теоретических кривых распределения вероятности максимального стока выборки должны быть образованы из качественно однородных и независимых элементов. Поэтому осуществлена оценка временной однородности рядов данных наблюдений за минимальным зимним стоком.

Ряды минимального зимнего стока рек были исследованы на однородность по среднему и по дисперсиям, с использованием критериев Стьюдента и Фишера соответственно [4].

В результате проверки гипотезы об однородности средних и дисперсий оказалось, что для всех анализируемых рек 45 % рядов являются нестационарным по средним и около 42 % по дисперсии при $\alpha=5\%$.

Для рек районов 3, 5 все ряды, за исключением 4, оказались неоднородными по среднему (84 %). Из общего числа рядов, для которых гипотеза однородности опровергнута, 72 % по среднему и 48 % по дисперсии приходятся на реки районов 3, 5.

При оценке однородности при $\alpha=1\%$ установлено, что 25 рядов (39 %) не удовлетворяют гипотезе однородности по средним. Причем 21 ряд соответствует рекам районов 3, 5. Для всей территории исследований число рядов, являющихся неоднородными по дисперсиям, составило 12 (19 %), причем шесть встречаются в районе 3.

Полученные результаты в целом свидетельствуют о том, что для рек большей части исследуемой территории ряды минимальных среднемесячных зимних расходов воды являются однородными совокупностями, состоящими из случайных и независимых величин. Однако имеется группа рек для рядов минимального стока, для которых гипотезы об однородности и случайности опровергаются.

В целом из числа причин нарушения однородности может быть исключена хозяйственная деятельность, поскольку подавляющее большинство случаев опровержения гипотезы об однородности встречаются в районах, где имеются высокие значения средних районных коэффициентов пространственной корреляции. Так, в районах 3 и 5 средние значения коэффициентов корреляции составляют 0,69 и 0,83 соответственно.

Представляется, что основной причиной неоднородности является генетическая неоднородность минимальных среднемесячных расходов воды, формирующих анализируемые ряды. Зимой в отдельные многоводные годы в результате деятельности муссонов выпадают частые жидкие осадки, вследствие этого продолжительность периода минимального стока становится короче месяца. В такие годы в формировании минимальных месячных расходов воды доля поверхностных вод резко возрастает. Для от-

дельных пунктов число таких выдающихся членов ряда достигает 4—6.

Как уже отмечалось, практически все неоднородные и неслучайные ряды приходятся на реки районов 3 и 5, где имеется ряд крупных родников. Ясно, что минимальный сток рек этих районов формируется главным образом за счет вод родников, т. е. подземных вод, характеризующихся значительной инерцией во времени. Это одна из вероятных причин повышенной внутрирядной связанности и неслучайности рядов минимального стока рек.

Из-за ограниченного числа пунктов наблюдений и их неравномерного распределения по территории, а также из-за недостаточности длины исследуемых рядов полученные в данной статье результаты о синхронности колебаний и статистической структуры рядов минимальных зимних расходов воды рек Северного Китая являются предварительными. В дальнейшем, по мере накопления данных и увеличения продолжительности рядов наблюдений, установления закономерности пространственно-временной изменчивости минимального стока изучаемых рек должна уточняться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жук В. А., Скорняков В. А. Оценка синхронности многолетних колебаний годового стока на основе анализа корреляционной матрицы. — В кн.: Расчеты речного стока (методы пространственного обобщения). — М.: Изд-во МГУ, 1984, с. 6—21.
2. Закс Л. Статистическое оценивание. — М.: Статистика, 1976, 598 с.
3. Пространственно-временные колебания стока рек СССР / Под ред. А. В. Рождественского. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 376 с.
4. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 424 с.
5. Yevjevich V. Stochastic process in engineering. — Water Resources Publications, Colorado, 1972.

В. С. ДРУЖИНИН (РГГМИ)

**ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА «ГРАДЕКСА»
ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАСЧЕТНЫХ ДОЖДЕВЫХ
МАКСИМУМОВ МАЛЫХ ВОДОТОКОВ
ПРИ НЕДОСТАТОЧНОСТИ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Расчет максимальных расходов дождевых паводков на малых водотоках до настоящего времени является задачей, требующей своего разрешения. Сложность расчетов обусловливается прежде всего тем, что систематические наблюдения на таких водных объектах весьма ограничены. Это обстоятельство в свою очередь затрудняет экстраполяцию эмпирических кривых распределения вероятностей максимальных расходов с целью получения их расчетных значений. Использование метода аналогии, позволяющего продлевать короткие ряды наблюдений, в данном случае далеко не всегда возможно. Наиболее продолжительные ряды имеют, как правило, реки, относящиеся к категории средних и больших, которые чаще всего не могут служить аналогами по причине того, что формирование максимальных расходов на них и малых водотоках имеют различный генезис. На малых водосборах дождевые паводки формируются ливнями и ливневыми дождями, имеющими значительную интенсивность, короткую продолжительность и локальное распространение. На средних и больших — формирование максимума происходит в основном за счет обложных дождей, имеющих меньшую интенсивность, но большую продолжительность и охватывающих обширные территории.

В связи с этим определенным интерес представляет метод «градекса», предложенный французскими учеными Гийо и Дюбаном [1], позволяющий проводить экстраполяцию кривых распределения вероятностей максимальных расходов по данным об осадках.

Основой метода является простое, но достаточно логически обоснованное предположение, что в период значительных паводков, проходящих при состоянии бассейна, близком к насыщению, увеличение максимального слоя осадков за время формирования максимума ΔR вызывает увеличение стока ΔQ , которое в пределе стремится стать равным ΔR . Это положение иллюстрируется рис. 1, на котором приведена зависимость $Q=f(R)$ при различном состоянии подстилающей поверхности водосбора. Как следует из этого рисунка, при приближении момента насыщения подстилающей поверхности бассейна все выпавшие осадки стремятся превратиться в сток, кривые выпрямляются, чтобы в пределе стать параллельными биссектрисе $Q=R$. Положение каждой кривой зависит от первоначального увлажнения бассейна.

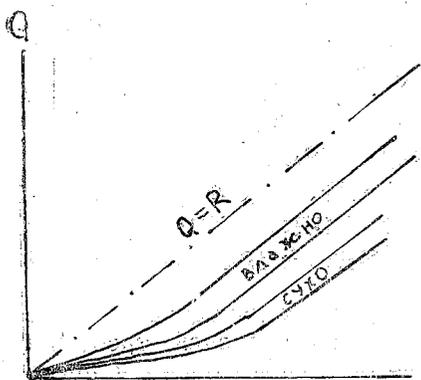


Рис. 1. Графики зависимости $Q = f(R)$ при различном состоянии подстилающей поверхности водосбора.

Данное положение можно обосновать и теоретически исходя из генетической теории, точнее, формулы предельной интенсивности стока, которая широко используется у нас в стране при расчетах максимальных расходов дождевых паводков на малых неизученных водосборах.

В общем виде эту формулу можно записать

$$Q = k_p \bar{a}_\tau \alpha A,$$

где k_p — коэффициент размерности, \bar{a}_τ — предельная интенсивность осадков за время формирования максимального расхода τ , α — коэффициент, учитывающий потери стока, A — площадь водосбора.

Как видно из данной формулы, при стабилизировавшихся потерях стока ($\alpha \approx \text{const}$) величина $Q \sim \bar{a}_\tau$. Для конкретного водосбора значение τ , с определенным допущением, может быть принято постоянным. Отсюда следует, что $Q \sim R_\tau$, где R_τ — максимальный слой осадков за время формирования максимума, поскольку $R_\tau = \bar{a}_\tau \tau$.

Таким образом, для применения метода необходимо иметь данные наблюдений за максимальными расходами длительностью 10—12 лет и достаточно продолжительные ряды наблюдений за ходом осадков. Экстраполяция кривой распределения вероятностей максимальных расходов производится по наклону кривой распределения стокообразующих осадков, который и был назван авторами метода «градекс».

Необходимо отметить, что обработка методики производилась его авторами в основном на материалах средних рек [1]. Однако в связи с допущениями, на которых базируются основные положения метода, наиболее обоснованно его, очевидно, можно применять именно для малых водотоков. Это связано прежде всего с тем, что на достаточно крупных водосборах в формировании максимума весьма существенную роль играет их трансформирующая способность. В этом случае правомерность допущений, положенных в основу метода, становится сомнительной.

В данной работе проверка возможности такой экстраполяции сделана на примерах водосборов Бомнакской и Приморской сток-овых станций. Выбор станций был обусловлен тем, что они на-

ходятся в географических зонах, характеризующихся довольно частыми и интенсивными ливнями, вызывающими значительные паводки на малых водотоках, а также наличием необходимых исходных материалов. Всего было взято 12 водосборов, из которых 4 — с диапазоном площадей от 0,20 до 17,8 км² — находятся на территории Бомнакской стоковой станции и 8 — с диапазоном площадей от 17,6 до 755 км² — принадлежат Приморской стоковой станции. Данные об основных морфометрических характеристиках водосборов, периодах наблюдений за осадками и стоком, а также других параметрах приведены в табл. 1.

Для определения слоя осадков за время формирования максимума необходимо знать величину t_c . В качестве этой характеристики обычно используется бассейновое время добегания, определение которого является довольно сложной задачей. В данной работе за время формирования максимума принималось время сдвига или запаздывания (t_c) между максимумом осадков и стока. Эта характеристика ввиду относительной простоты ее определения часто используется при расчетах максимальных расходов. Для периода совместных наблюдений за осадками и стоком t_c определялось как время запаздывания между наибольшей интенсивностью ливня и максимальным расходом на основе материалов записей pluвиографов и данных учащенных наблюдений за стоком. В период, за который эти наблюдения не совпадают, величина t_c оценивалась по эмпирическим зависимостям, полученным И. А. Шикломановым и имеющим следующий вид:

$$t_c = 6,0A^{0,25}/I^{0,50}\sigma_2$$

— для района Приморья;

$$t_c = 7,2A^{0,20}/I^{0,50}$$

— для района Бомнакской стоковой станции.

Здесь A — площадь водосбора, I — уклон водотока, σ_2 — коэффициент, учитывающий заболоченность водосбора.

В этом случае также вводится допущение, что t_c для данного водосбора будет являться величиной постоянной, но, как отмечается в работе [2], неточность определения времени формирования максимума даже с весьма существенной ошибкой влечет за собой незначительную ошибку в конечном результате, т. е. определении Q . Полученные по вышеприведенным формулам величины t_c для исследуемых водосборов приведены в табл. 1.

Построенные кривые распределения вероятностей значений R_c и Q на клетчатке вероятностей Гамбела (рис. 2) показали, что кривая распределения осадков R_c представляется на ней в виде прямой, а кривая распределения максимальных расходов воды, начиная с вероятностей 0,10—0,20, стремится принять положение, соответствующее прямой, параллельной R_c . Это обстоятельство позволяет достаточно легко производить графическую экстрапо-

Основные характеристики водосборов

Река — пункт	A км ²	L км	I %		f _л %	f _б %	Период наблюдений		t _с ч	δ %	
			водо-тока	водо-сбора			Q	R		распре-деление Гамбела	Распре-деление Крицкого-Менкеля
Приморская станция											
р. Раковка — Опытный	755	64	2,7	60,8	41	9	12	32	24	-3,1	-8,9
р. Комаровка — Сахарный завод	616	57	2,4	105	69	0	11	33	20	-1,4	-8,2
р. Комаровка — Садовый	395	37	5,2	206	94	0	17	36	12	+0,8	-3,3
р. Комаровка — Центральный	157	24	7,2	260	99	0	21	37	8	-30,0	-21,7
р. Глуховка — Мостовой	31	5,5	4,0	62,7	99	0	13	32	7	+29,0	+13,5
р. Комаровка — Комаровск	60,3	12	10,5	218	100	0	20	37	5	+10,8	-15,8
р. Волха — Нижний	69,5	10	14,8	192	99	0	17	34	5	-30,8	-7,7
р. Волха — Верхний	17,6	5,4	19,7	204	99	0	19	36	3	-21,9	-28,3
Бомнакская станция											
руч. Холодный	17,8	7,0	15,9	45,6	64	36	14	24	5	—	—
руч. Петровский	3,23	3,0	24,6	46,5	30	70	14	24	3	—	—
руч. Сумгинский	0,72	0,7	50,8	60,8	58	42	14	24	2	—	—
руч. Безымянный	0,20	0,3	125	81,8	12	83	14	24	1	—	—

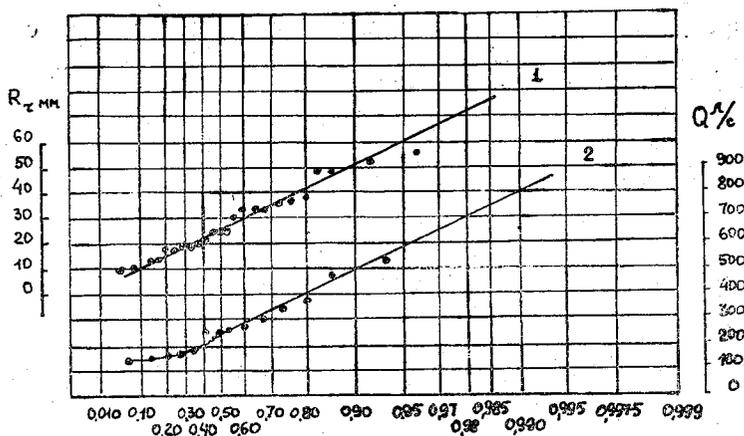


Рис. 2. Распределение вероятностей осадков за время формирования максимума R_{τ} (1) и максимальных расходов Q (2) (Руч. Сумгинский, $A=0,72 \text{ км}^2$, Бомнакская стоковая станция).

лянию кривой распределения Q , имея непродолжительные (10—12 лет) периоды наблюдений.

Распределение Гамбела, широко используемое за рубежом, у нас в стране такого распространения не получило вследствие того, что коэффициент асимметрии в этом распределении является фиксированной величиной. Это обстоятельство делает указанное распределение недостаточно гибким, что в свою очередь ограничивает его применение. Чаще всего применяется распределение Крицкого — Менкеля или трехпараметрическое гамма-распределение. При этом расчетные расходы определяются не по кривой распределения вероятностей, а по кривой вероятности превышения или обеспеченности, что, вообще говоря, не имеет принципиального значения, так как переход от расчетного расхода определенной вероятности не превышения, определяемого по кривой распределения, к расходу той же вероятности превышения (обеспеченности) никакого труда не представляет. С учетом этих особенностей была проведена попытка экстраполяции кривых вероятности превышения максимальных расходов по наклону теоретических кривых обеспеченности осадков R_{τ} , полученных обычным статистическим путем, исходя из наилучшего соответствия эмпирической и теоретической кривых. Следует заметить, что облегчить экстраполяцию в этом случае может использование клетчатки Бровковича при различных соотношениях коэффициентов вариации и асимметрии. На этой клетчатке кривые обеспеченности будут представляться в виде прямой линии.

Сопоставляя полученные методом «градекса» расчетные расходы обеспеченностью 1% с их значениями, рассчитанными по достаточно продолжительным рядам наблюдений на водотоках

Приморской стоковой станции, мы можем видеть, что средняя относительная ошибка их определения δ в большинстве случаев составляет менее 30 % (см. табл. 1). Это свидетельствует о возможности применения данного метода для определения расчетных максимальных расходов дождевых паводков на малых водосборах при недостаточности гидрометрических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гийо П., Дюбан Д. Метод «градекса» для расчета вероятности паводков по данным об осадках. — В кн.: Международный симпозиум по паводкам и их расчетам. — Л.: Гидрометеиздат, 1969.

2. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта / Под ред. А. А. Соколова, С. Е. Рантца, М. Роша. — Л.: Гидрометеиздат, 1978.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РЯДОВ ГОДОВОГО СТОКА ПО СХЕМЕ НЕСТАЦИОНАРНОГО СЛУЧАЙНОГО ПРОЦЕССА

В работе [2] была предложена стохастическая модель, в соответствии с которой последовательность среднегодовых расходов воды может рассматриваться как нестационарный случайный процесс, который воспроизводится уравнением вида:

$$\ln(Q_i) = \psi_1 \left(\sum_{j=1}^i \delta_j + \frac{\psi_2}{\psi_1} \varepsilon_i \right) + \psi_3, \quad (1)$$

где δ_j и ε_i — независимые гауссовские случайные процессы с нулевым средним и единичной дисперсией; ψ_1, ψ_2, ψ_3 — постоянные коэффициенты (параметры модели). При этом член $\left(\sum_{j=1}^i \delta_j \right)$ характеризует инерционные свойства системы и порождает скоррелированность смежных членов ряда, а член $\left(\frac{\psi_2}{\psi_1} \varepsilon_i \right)$ представляет собой «белый шум», который эту скоррелированность снижает. Уровень шума регулируется за счет изменения параметра $\left(\frac{\psi_2}{\psi_1} \right)$.

Оптимизация параметров модели осуществляется на основе метода Монте-Карло [4].

На первом этапе исходный ряд среднегодовых расходов (продолжительностью n лет) преобразуется в ряд логарифмов: $x_i = \ln(Q_i)$. По ряду логарифмов оцениваются три статистических параметра: среднее (\bar{x}), среднеквадратическое отклонение (σ_x) и коэффициент автокорреляции (r_x).

Затем моделируется пара реализаций случайных процессов δ_j, ε_i на интервале от единицы до n и формируется ряд

$$\lambda_i = \sum_{j=1}^i \delta_j + \frac{\psi_2}{\psi_1} \varepsilon_i. \quad (2)$$

При правильном выборе параметра $\left(\frac{\psi_2}{\psi_1} \right)$ значение r_x должно совпадать с коэффициентом автокорреляции ряда (2) — r_λ .

На третьем этапе вычисляются коэффициенты ψ_1 и ψ_3 , которые являются параметрами линейного преобразования ряда λ_i :

$$\begin{cases} \psi_1 \bar{\lambda} + \psi_3 = \bar{x}, & (3) \\ \psi_1 \sigma_\lambda = \sigma_x. & (4) \end{cases}$$

где $\bar{\lambda}$ и σ_λ — соответственно среднее значение и среднеквадратическое отклонение (с.к.о.) ряда λ_i .

Полученная после линейного преобразования ряда λ_i реализация случайного процесса будет совпадать с исходной $\ln(Q_i)$ по статистическим параметрам \bar{x} , σ_x , r_x и ей будут соответствовать параметры модели $(\psi_1)_1$, $(\psi_2)_1$, $(\psi_3)_1$. В качестве расчетных принимаются параметры $\bar{\psi}_1$, $\bar{\psi}_2$, $\bar{\psi}_3$, осредненные по множеству реализаций.

Наиболее важным этапом оптимизации параметров модели (1) является определение параметра $\left(\frac{\psi_2}{\psi_1}\right)$. Для вывода формулы

оценки $\left(\frac{\psi_2}{\psi_1}\right)$ рассмотрим выражение (2) и введем обозначения: $k = \psi_2/\psi_1$; $z_i = \lambda_{i+1} - \lambda_i$. Так как в гидрологической практике при оценке статистических параметров обычно принимается допущение

$$\frac{\sum_1^{n-1} \lambda_{i+1}}{n-1} = \frac{\sum_1^{n-1} \lambda_i}{n-1} = \frac{\sum_1^n \lambda_i}{n} \quad (5)$$

и учитывается, что математическое ожидание λ_i равно нулю (по определению), полагаем $\overline{\lambda_{i+1} - \lambda_i} = 0$. Тогда формулу для с.к.о. ряда z_i можно записать в виде

$$\sigma_z^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (\lambda_{i+1}^2 - 2\lambda_i \lambda_{i+1} + \lambda_i^2)}{n-2} \quad (6)$$

откуда

$$\frac{\sum_{i=1}^{n-1} \lambda_i \lambda_{i+1}}{n-2} = \frac{2\sigma_\lambda^2 - \sigma_z^2}{2} \quad (7)$$

В то же время

$$r_\lambda = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} \lambda_i \lambda_{i+1}}{(n-2) \sigma_\lambda^2} \quad (8)$$

Подставляя (8) в (7), получим

$$r_\lambda = \frac{2\sigma_\lambda^2 - \sigma_z^2}{2\sigma_\lambda^2} \quad (9)$$

Несложно показать, что

$$\sigma_\lambda^2 = \sigma_s^2 + k^2 \sigma_z^2 \quad (10)$$

$$\sigma_z^2 = \sigma_\delta^2 + 2k^2\sigma_\varepsilon^2, \quad (11)$$

где σ_s — с.к.о. ряда, составленного из последовательности частных сумм $\sum_{j=1}^l \delta_j$. Подставив (10) и (11) в (9), получим

$$r_\lambda = \frac{2\sigma_s^2 - \sigma_\delta^2}{2\sigma_s^2 + 2k^2\sigma_\varepsilon^2}. \quad (12)$$

Из выражения (12) следует:

$$k^2 = \frac{2\sigma_s^2 - \sigma_\delta^2}{2\sigma_\varepsilon^2 r_\lambda} - \frac{\sigma_s^2}{\sigma_\varepsilon^2}. \quad (13)$$

Если через R обозначить коэффициент автокорреляции ряда сумм $\sum_{j=1}^l \delta_j$, то формула для параметра k примет вид

$$k^2 = \frac{\sigma_\delta^2 (R - r_\lambda)}{\sigma_\varepsilon^2 2r_\lambda (1 - R)}. \quad (14)$$

В формулах (13) и (14) подразумевается, что величина r_λ принимается равной r_x , а σ_δ , σ_ε и R являются случайными величинами, которые оцениваются для каждой пары реализаций δ_j и ε_i .

На основе анализа (14) с учетом того, что $R = 1 - (\sigma_\delta^2 / 2\sigma_s^2)$, запишем ограничения, которые накладываются на статистические характеристики для каждой пары реализаций δ_j , ε_i :

$$\frac{\sigma_\delta^2}{2\sigma_s^2} < (1 - r_x), \text{ если } r_x > 0, \quad (15)$$

$$\frac{\sigma_\delta^2}{2\sigma_s^2} > (1 - r_x), \text{ если } r_x < 0. \quad (16)$$

Случай, когда $r_\lambda = 0$, следует рассмотреть отдельно. Анализ (12) показывает, что теоретически это возможно, если

$$2\sigma_s^2 = \sigma_\delta^2, \quad (17)$$

и тогда $r_\lambda = 0$ при любом k . Однако вероятность того, что имеет место строгое равенство (17), близка к нулю. И более реальным представляется вариант, который вытекает из анализа (14) — если $R \neq 0$ и $r_\lambda \rightarrow 0$, то $k \rightarrow \infty$, т. е. если значение k достаточно велико, то r_λ близко к нулю.

При практических расчетах, чтобы избежать неопределенности, равенство $r_\lambda = 0$ следует заменить равенством $r_\lambda = \Delta$, где Δ — достаточно малая величина, например $\Delta = 0,1\sigma_r$ (σ_r — среднеквадратическая ошибка r_x).

Полученные соотношения использовались при моделировании

рядов среднегодового стока. При этом если ограничения (15), (16) не выполнялись, то пара реализаций δ_j , ϵ_i выбраковывалась как нерепрезентативная.

На рис. 1 представлены спектральные и автокорреляционные функции для фактического ряда расходов и пяти реализаций случайного процесса, воспроизведенных с использованием изложенной схемы для реки Устья — Шангалы ($F=9730 \text{ км}^2$). Как видно на рисунке, при относительно небольших длинах ряда ($n < 100$), фактический ряд и некоторые искусственные реализации имеют весьма сходную статистическую структуру.

В то же время при данном подходе, по сути, принимается гипотеза о том, что для достаточно крупных рек резервуар медленной сработки (РМС) в течение рассматриваемого периода n не сбрасывался до конца и не переполнялся. Однако при моделировании рядов большой продолжительности этого исключить

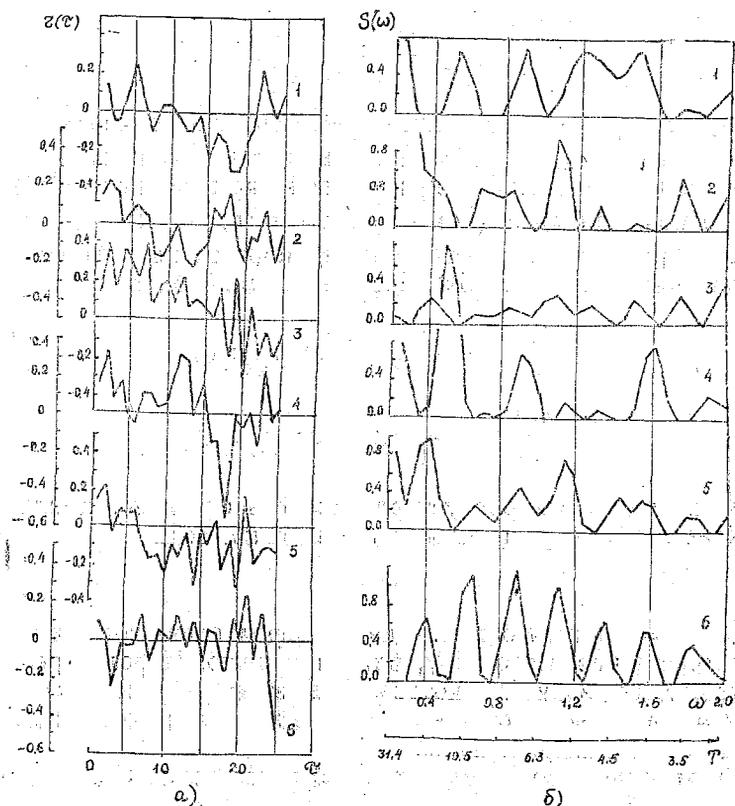


Рис. 1. Выборочные автокорреляционные функции (а) и спектральные плотности (б) фактического (1) и пяти искусственных рядов (2—6) по реке Устья — д. Шангалы; $F=9730 \text{ км}^2$ ($n=52$; $\bar{Q}=84,3$; $C_v=0,25$; $r_1=0,14$).

нельзя. С вычислительной точки зрения здесь нет сложностей. При переполнении РМС весь избыток воды будет сбрасываться через резервуар быстрой сброски (РБС), а при полной сброске РМС дефицит в нем будет компенсироваться за счет РБС. Момент переполнения РМС или его полной сброски наступает, когда величина $\sum_{j=1}^l \delta_j$ достигает своего предельного значения.

В такой постановке случайный процесс $\sum_{j=1}^l \delta_j$ можно рассматривать как одномерное блуждание на отрезке [1, 3]. Разработка методики определения границ этого отрезка является задачей дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карлин С. Основы теории случайных процессов. — М.: Мир, 1971. — 536 с.
2. Сикан А. В. Математическая модель речного стока в виде нестационарного случайного процесса. — В кн.: Расчетные гидрологические характеристики. Сб научных трудов. Л.: Изд. ЛГМИ, 1991, вып. 110, с. 41—51.
3. Скороход А. В. Случайные процессы с независимыми приращениями. — М.: Наука, 1986. — 320 с.
4. Соболев И. М. Метод Монте-Карло. — М.: Наука, 1985. — 80 с.

О ВЫБОРЕ ФОРМУЛЫ ЭМПИРИЧЕСКОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ПРИ ОЦЕНКЕ ПАРАМЕТРОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАФОАНАЛИТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

В Китае для оценки параметров функции распределения максимальных расходов воды широко применяется графоаналитический метод с использованием аналитической кривой Пирсона III типа. Поскольку в этом методе параметры распределения определяются по сглаженной эмпирической кривой, существенное значение имеет выбор формулы для оценки эмпирических обеспеченностей.

В настоящей работе существует два подхода к выбору формулы эмпирической обеспеченности. При первом подходе исходят из того, что истинная обеспеченность m -го члена ряда может быть различной в нескольких выборках одинаковой длины и в качестве оценки можно принять математическое ожидание, моду или медиану этой обеспеченности. При втором подходе вывод формулы базируется на том, что в нескольких выборках одинаковой длины значение m -го члена может колебаться в некотором диапазоне, но можно вычислить математическое ожидание (моду, медиану) этого члена и в качестве эмпирической оценки P принять обеспеченность, соответствующую математическому ожиданию (моду, медиану) m -го члена.

При первом подходе получим следующие формулы:

Вейбул (1939 г.)

$$P = \frac{m}{n+1}, \quad (1)$$

Чегодаев (1955 г.)

$$P = \frac{m-0,3}{n+0,4}, \quad (2)$$

Хазен (1930 г.)

$$P = \frac{m-0,5}{n}, \quad (3)$$

где P — эмпирическая обеспеченность, n — длина исходного ряда, m — номер расхода в ранжированном ряду.

Формула (1) соответствует математическому ожиданию обеспеченности; формула (2) — медиане; формула (3) предполагает замену ступенчатого графика эмпирических частот сглаженной кривой, проходящей через середину интервала.

При втором подходе необходимо знание закона распределения, т. е. формулы эмпирической обеспеченности будут различными для разных аналитических кривых.

Грингортен (1963 г.) предложил обобщенную формулу эмпирической обеспеченности

$$P = \frac{m - a}{n + 1 - 2a}, \quad (4)$$

где a — коэффициент, зависящий от типа кривой обеспеченности и длины ряда.

В частности, для распределения Гумбеля и экспоненциального распределения формула (4) примет вид

$$P_m = \frac{m - 0,44}{n + 0,12}. \quad (5)$$

В настоящей работе выводится формула для кривой Пирсона III типа в случае, когда оценка эмпирической обеспеченности принимается как обеспеченность математического ожидания m -го члена выборки. Для этого запишем формулы для математического ожидания величины x_m :

$$Ex_m = \int_0^1 x dG_m, \quad (6)$$

$$G_m(x) = \frac{n!}{(n-m)!(m-1)!} \int_0^{F(x)} (1-F)^{m-1} F^{n-m} dF. \quad (7)$$

Выражение (6) интегрировалось численно. Для проверки точности интегрирования был также произведен и аналитический расчет для некоторых «удобных» значений статистических параметров:

$$E(x) = 1; \quad C_v = C_s/2, \quad C_s/3, \quad C_s/4 \\ C_s = 1, 2, 3; \quad n = 300, 100, 50, 20$$

m — три первых номера и три последних.

После проверки в расчет вводились поправки. Результаты расчетов представлены в табл. 1.

Как видно из таблицы при $n=m$, параметр C_v не влияет на значение $P[E(x_m)]$, а параметр C_s мало влияет на значение $P[E(x_m)]$. Таким образом, создаются благоприятные условия для вывода формулы на основе выражения (4).

Параметр a получен на основе метода наименьших квадратов и составил 0,45, а формула (4) при использовании кривой Пирсона III типа примет вид

$$P = \frac{m - 0,45}{n + 0,10}. \quad (8)$$

Обеспеченности математического ожидания m -го члена
при различных значениях параметров (данные аналитического расчета)

m	C_s	C_s/C_v	$P(Ex_m)^0$			
			$n = 100$	$n = 50$	$n = 20$	
1	1	4	0,0058	0,0117	0,0290	
		3	0,0058	0,0116	0,0289	
		2	0,0056	0,0116	0,0288	
		4	0,0056	0,0111	0,0280	
		3	0,0056	0,0111	0,0278	
		2	0,0056	0,0111	0,0274	
	2	3	4	0,0054	0,0108	0,0264
			3	0,0054	0,0108	0,0264
			2	0,0054	0,0108	0,0264
		1	4	0,0156	0,0324	0,0782
			3	0,0156	0,0321	0,0777
			2	0,0155	0,0317	0,0772
2	2	4	0,0152	0,0308	0,0748	
		3	0,0152	0,0307	0,0746	
		2	0,0152	0,0302	0,0744	
		4	0,0150	0,0300	0,0726	
		3	0,0150	0,0300	0,0724	
		2	0,0150	0,0299	0,0723	
	1	4	4	0,0254	0,0515	0,1291
			3	0,0253	0,0513	0,1280
			2	0,0259	0,0510	0,1268
		2	4	0,0250	0,0501	0,1236
			3	0,0249	0,0500	0,1231
			2	0,0250	0,0498	0,1227
3	4	4	0,0247	0,0493	0,1201	
		3	0,0247	0,0492	0,1198	
	2	3	0,0247	0,0492	0,1198	
		2	0,0246	0,0492	0,2196	

Данная формула в указанном выше смысле является состоятельной, несмещенной и эффективной, т. е. является наилучшей из всех формул второго типа применительно к кривой Пирсона III типа. Этот тезис подтверждается данными табл. 2 и 3.

Как видно из таблиц, эмпирические точки, полученные по формуле (8) не имеют смещения. Значение $E(x_m)$ практически совпадают с истинным значением x_{P_m} . Отклонение эмпирических точек от истинного значения самое низкое. Вероятность $P(x_P < x_{P'})$ несколько больше, чем $P(x_P > x_{P'})$.

Все сказанное позволяет рекомендовать формулу (8) для практических расчетов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блохинов Е. Г. О выборе формулы для оценки вероятностной повторяемости характеристик речного стока. — В кн.: Сборник работ по гидрологии. Л.: Гидрометеосиздат, 1961, № 2.

2. Гидрологический анализ и расчет / На китайском языке. — Пекин, Промышленность, 1963.

3. *Unbiased plotting positions. A Review*, C. Cunnane (Dublin Ireland). — J. Hydrology, 1978, vol. 37, № 3/4.

Таблица 2

Дисперсия эмпирических точек при использовании различных формул

n	m	Формула				Dx _m
		Хазена	Чегодаева	математическо-го ожидания	этой статьи	
100	1	1,647	1,684	1,962	1,635	1,635
	2	0,635	0,647	0,705	0,635	0,635
	3	0,385	0,390	0,414	0,385	0,385
50	1	1,636	1,675	1,947	1,625	1,625
	2	0,625	0,637	0,693	0,625	0,625
	3	0,375	0,380	0,403	0,375	0,375
20	1	1,604	1,647	1,902	1,596	1,596
	2	0,596	0,609	0,657	0,597	0,596
	3	0,346	0,352	0,369	0,347	0,346

Примечание. $E_x = 1$, $C_v = 1$, $C_s = 2$.

Таблица 3

Вероятность выполнения неравенства $P(x_m < x_{P,m}^{\sim})$

n	m	Принимающая формула				
		Хазена	этой статьи	Чегодаева	математическо-го ожидания	
20	1	0,60	0,57	0,50	0,38	
	2	0,55	0,54	0,50	0,42	
	3	0,54	0,53	0,50	0,44	
	18	0,48	0,47	0,50	0,56	
	19	0,45	0,46	0,50	0,58	
	20	0,40	0,43	0,50	0,62	
	50	1	0,61	0,58	0,50	0,37
50	2	0,56	0,54	0,49	0,41	
	3	0,54	0,53	0,49	0,43	
	48	0,46	0,47	0,51	0,57	
	49	0,44	0,46	0,51	0,59	
	50	0,39	0,42	0,50	0,63	
	100	1	0,61	0,58	0,50	0,37
	2	0,56	0,54	0,49	0,41	
100	3	0,54	0,53	0,49	0,43	
	98	0,46	0,47	0,51	0,57	
	99	0,44	0,46	0,51	0,59	
	100	0,39	0,42	0,50	0,63	

В. Г. ОРЛОВ, МОЯА Б. ХАЙЛЕ (РГГМИ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ ИНДИКАЦИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВОДНОСТИ НЕИЗУЧЕННЫХ РЕК ЭФИОПИИ

Современный период развития экономики всех стран мира требует эффективного, но рационального использования водных ресурсов. Влияние хозяйственной деятельности оказывает негативное влияние как на количество естественных водных ресурсов, так и на их качество. В связи с этим необходимо проводить объективную оценку наличия водных ресурсов при их использовании на объектах народного хозяйства страны. Такая оценка может быть произведена при наличии стационарных пунктов наблюдений за стоком, а при их отсутствии различными косвенными методами, которые применяются в практике гидрологических расчетов.

Одним из таких методов является метод гидрографической индикации, который заключается в установлении закономерностей в строении речной сети и связи основных ее параметров с водностью, которая при отсутствии данных наблюдений может быть получена с карт распределения нормы стока.

Этот прием базируется на использовании схем Хортон и Ржаницына по анализу строения речной сети. Сочетание этих двух схем позволяет выполнить расчеты по осредненным показателям речной системы для различных ее порядков и установить их связь с водностью потоков соответствующего порядка.

Выполненные ранее работы такого плана на кафедре гидрологии суши РГГМИ для различных районов бывшего СССР и некоторых зарубежных стран позволяют рекомендовать этот прием для оценки водных ресурсов по осредненным гидрографическим показателям речной сети с достаточной для предварительной оценки точностью.

В настоящей работе указанный метод применен к рекам Эфиопии, поскольку для Эфиопии вопросы оценки водных ресурсов при отсутствии необходимых данных наблюдений представляет определенный интерес.

Речные системы Эфиопии можно подразделить на три группы:

- 1) реки бассейна Нила;
- 2) реки бассейна Индийского океана;
- 3) реки внутреннего стока.

Площади водосборов колеблются в интервале 6000—135 000 км².

Для оценки водности речных систем использована карта норм стока из атласа «Мировой водный баланс». Обработка картографического материала выполнена по карте масштаба 1:2 500 000, что, естественно, снижает точность определения гидрографических характеристик.

Расчет гидрографических показателей по схеме Хортон — Ржаницына выполнен для всех речных систем Эфиопии в двух вариантах — по каждой речной системе отдельно, а затем по осредненным показателям для всей территории страны с целью получить единые региональные зависимости без выделения речных бассейнов. Такой подход оправдан общими условиями формирования стока и строением речной сети, на что указывает общая для всей территории связь длины реки с ее водосборной площадью:

$$L = 1,12F^{0,57}$$

и незначительное колебание густоты речной сети в регионе.

Были выделены порядки притоков и определены их средние значения в речной системе, затем для каждого порядка по карте были определены нормы стока, которые также осреднялись. Осредненные значения гидрографических характеристик для каждого порядка и их водность легли в основу построения региональных зависимостей, характеризующих связь водности с гидрографическими показателями. Полученные зависимости имеют следующий вид:

$$\bar{L}_N = \bar{L}_1 \cdot \bar{K}_L^{N-1} = \bar{L}_1 \cdot 2,1^{N-1};$$

$$\bar{F}_N = \bar{F}_1 \cdot \bar{K}_F^{N-1} = \bar{F}_1 \cdot 2,8^{N-1};$$

$$\bar{Q}_N = \bar{Q}_1 \cdot \bar{K}_Q^{N-1} = \bar{Q}_1 \cdot 2,7^{N-1},$$

где \bar{L}_N , \bar{F}_N и \bar{Q}_N — средние значения длины водотока, его водосборной площади и водности для соответствующего порядка; \bar{L}_1 , \bar{F}_1 и \bar{Q}_1 — средние значения тех же характеристик, но для I порядка; \bar{K}_L , \bar{K}_F и \bar{K}_Q — средние коэффициенты бифуркации для соответствующих характеристик, осредненные для всей территории; N — номер порядка притока, для которого находится характеристика.

Поверочные расчеты, выполненные по полученным формулам, показали, что средняя ошибка расчета по отношению к характеристикам, определенным по карте, колеблется в пределах 20—35 %, что позволяет рекомендовать эти зависимости для предварительных оценок соответствующих характеристик.

Выполненное исследование имеет определенное значение в гидрологии Эфиопии, где гидрометеорологические исследования только получают свое развитие.

ЛИТЕРАТУРА

1. Орлов В. Г. К вопросу использования закономерностей строения речной сети в гидрологических расчетах. — Труды ЛГМИ, 1982, вып. 79.
2. Орлов В. Г., Смирнова Т. Н. Опыт оценки водности рек по гидрографическим характеристикам речной системы. — В кн.: Изучение, использование и охрана водных ресурсов Сибири. Красноярск, 1982.
3. Орлов В. Г., Панфилова С. Б. Оценка характеристик речной сети и водности рек способом гидрографической индикации (на примере рек Верхнего Енисея). — В кн.: Исследование водных ресурсов Сибири. Красноярск, 1985.
4. Ржанецын Н. А. Морфометрические и гидрологические закономерности строения речной сети. — Л.: Гидрометеоздат, 1960.
5. Хортон Р. Г. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. — М., 1948.

Ю. А. ФЕДОРОВ (РГГМИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТОЯНИЯ И КОЛЕБАНИЙ ЛЕДНИКОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ АЭРОМЕТОДОВ

Существующая сеть наземных наблюдений на стационарных станциях и постах Госкомгидромета не всегда позволяет получить объективную информацию о состоянии ледников и изучать их колебания на больших площадях. Более того точечный характер измерений, неоднородность информации о состоянии снежного покрова на поверхности ледников в конкретный момент времени приводят к появлению как отдельных неточностей, так и грубых промахов.

Одновременность получения однородной аэро- и космической информации на большой территории, увеличение полноты и достоверности результатов гидрометеорологических измерений при значительном сокращении объемов дорогостоящих полевых работ характеризует аэрокосмические съемки местности как наиболее объективные методы исследования ледников, а возможность сопоставления разновременных съемок ледниковой поверхности с применением аэрометодов позволяет исследовать ледники в их динамике и развитии. Гарантией тому служат постоянство наблюдения за ледниковой поверхностью, многократность последовательных спутниковых и аэрофотосъемок, быстрота получения информации.

Важнейшими факторами, влияющими на точность стереоскопических измерений превышений и высот ледниковой поверхности по аэро- и космическим снимкам, являются масштаб фотографирования, фокусное расстояние объектива аэрофотоаппарата (f_h), характер поверхности ледника (его рельефа).

В горных районах Средней Азии с абсолютными высотами от 2000 до 5000 м необходимо поднимать потолок носителя съемочной аппаратуры до 10 000 м и выше. Для производства аэрофотосъемки в этом случае рекомендуются масштабы 1:60 000—1:70 000 АФА с $f_h=70$ мм для открытых районов и 1:50 000 АФА с $f_h=100$ мм для закрытых [1].

В высокогорных районах с абсолютными высотами 5000—7000 м выполнять аэрофотосъемку практически крайне затруднительно из-за ограниченности высоты полета аэрофотосъемочных самолетов. В этом случае для стереофотограмметрических измерений параметров ледников и их колебаний (изменений их длины, толщины, площади и формы поверхности) рекомендуется выполнение космической фотосъемки с орбитальных космических станций и ИСЗ, движущихся по круговым или малоэллиптиче-

ским орбитам с высотой полета 200—220 км. При съемке АФА с $f_h=200$ мм масштаб космических фотоснимков получается равным примерно 1:1 000 000.

С целью картографирования ложа ледников и определения таким образом объема льда производится радиолокационная съемка ледников в сантиметровом диапазоне длин волн. Эта съемка обладает проникающим эффектом, может производиться через облачность в любое время суток, что позволяет считать ее всепогодной. Сочетание материалов фотографических съемок ледников и радиолокационной съемки их ложа позволяет решать практически любые задачи при исследовании колебаний ледников и прогнозирования стока воды с них.

Несмотря на сравнительно медленный массообмен, полный цикл которого колеблется от 10 до 100 лет, горные ледники относятся к динамическим природным объектам (образованиям) и подвержены вековому, циклическому, сезонному и случайным колебаниям. Пульсирующие ледники изменяют свои размеры от сотен метров до нескольких километров. Следовательно, наиболее полные данные об изменениях всех параметров ледников могут быть получены по материалам двукратной (многократной) стереотопографической съемки, выполненной в разные периоды времени. Интервал между последовательными съемками выбирается в зависимости от скорости колебаний ледников.

Если стереотопографическая съемка ледников выполняется по материалам аэросъемок в рекомендованных выше масштабах, то в этом случае выполняется разреженная плано-высотная подготовка аэроснимков (через 8—10 базисов фотографирования) не только на площади ледников, но и на ближайшей внеледниковой территории для точной географической привязки). Сгущение высотного обоснования производится по программам аналитической фототриангуляции с применением ЭВМ до плотности 4—6 высотных точек на стереопару снимков в стандартных зонах их расположения.

Стерескопическая съемка поверхности ледников производится на универсальных стереофотограмметрических приборах: стереографе СЦ, ортофотосистеме «Топомат» и др. Точность стереофотограмметрических измерений высот точек поверхности ледников должна находиться в пределах 1,0 м при съемке в масштабе 1:60 000 АФА с $f_h=70$ мм и 2,0 м — при съемке в масштабе 1:50 000 АФА с $f_h=100$ мм [2].

Стереофотограмметрическая обработка космических фотоснимков на универсальных приборах типа СЦ связана с определенными трудностями, обусловленными прежде всего влиянием кривизны Земли. Строгий учет искажений высот возможен только при обработке фотоснимков на аналитических приборах, сопряженных с ЭВМ.

При использовании аналоговых приборов (стереографов, стереопроекторов, ортофотосистем) мелкомасштабные космические

Фотоснимки должны быть обработаны по зонам, в пределах которых искажения определяемых на снимках из-за влияния кривизны Земли высот точек поверхности ледников не превышали бы заданных величин. Так, например, при соотношении масштабов картографирования ледников и космических фотоснимков более 1:10 остаточное влияние кривизны Земли на высоты точек в пределах зоны размером 1,5×1,5 см не превышает 20 м, а средние ошибки определения высот поверхности ледника 25 м [2]. Для определения размера зоны на космическом фотоснимке, в границах которой ошибки определения высот находились бы в заданных пределах, используется формула

$$\Delta h \approx \frac{d^2}{2R},$$

где Δh — заданная точность стереоскопического измерения высот точек на космическом фотоснимке, м; d — расстояние от главной точки снимка до точки краевой части зоны, см; R — радиус Земли, равный 6371 км.

Методика обработки снимков на универсальных стереофотограмметрических приборах показывает, что для эффективного решения задачи изучения колебаний ледников целесообразно с помощью ЭВМ формировать разновременные цифровые модели рельефа (ЦМР) поверхности ледников и ближайшей внеледниковой территории [3]. В этом случае рельеф отображается отметками точек в узлах регулярной сетки квадратов. Размер стороны квадрата определяется в зависимости от крутизны поверхности ледника, масштаба картографирования, заданной точности результатов измерений и может колебаться от 20 до 100 м. Чем меньше размер стороны квадрата регулярной сетки, тем выше точность ЦМР и тем больше расход машинного времени. Для каждого из узлов сетки квадратов, кроме ее высотной отметки, указываются тип поверхности (ледник, морена, ледниковое озеро) и номера ледников, если их несколько.

Совмещенные между собой разновременные ЦМР используются для составления на графопостроителе оригиналов карт изменений высоты поверхности и подсчета изменений объемов ледников. С помощью этих карт анализируется распределение изменений объема ледников по высотным интервалам и средних изменений высоты поверхности. Разновременные ЦМР поверхности и ложа ледников используются для прогнозирования оледенений и их реконструкции, для производства специальных гидрологических расчетов, позволяющих планировать хозяйственную деятельность территориально-природных комплексов Средней Азии, которая определяется с учетом стока воды со снежников и ледников расположенных рядом гор. ЦМР ледников можно использовать при разработке и проведении мероприятий по предотвращению и ликвидации последствий селевых потоков, снежных лавин и обвалов, их паспортизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Федоров Ю. А. Аэрофотогеодезические исследования водных объектов суши. — Л.: Изд. ЛГМИ, 1991. — 173 с.
2. Федоров Ю. А. Определение технических параметров аэрокосмических съемок поверхности речных водосборов для гидрологических расчетов стока. — В кн.: Динамика русловых потоков и охрана природных вод. Л.: ЛПИ, 1990, вып. 107, с. 105—107.
3. Кузьмичёнок В. А. Цифровые модели рельефа в картографировании ледников. — Геодезия и картография, 1990, № 4, с. 40—43.

А. М. ДОГАНОВСКИЙ, Л. В. ПАВЛОВА (РГГМИ)

ПРИМЕНЕНИЕ СПЛАЙН-ФУНКЦИЙ ДЛЯ АНАЛИЗА УРОВЕННОГО РЕЖИМА ОЗЕР

Уровенный режим озер представляет собой непрерывную функцию времени, которая для различных водоемов имеет неодинаковую структуру. В общем изменчивость уровней характеризуется разнопериодными циклическими колебаниями и определяется непостоянством климата и индивидуальными особенностями озер и их бассейнов. При этом установлено, что более сложную структуру рядов уровней имеют высокопроточные озера зоны избыточного увлажнения, для которых характерны короткопериодные флуктуации. По мере увеличения засушливости климата и уменьшения водообмена озер возрастает значимость длиннопериодных колебаний [1]. Проведение анализа таких сложных выборок затруднено наличием случайных составляющих колебаний, которые часто весьма существенны. В этом случае определение закономерностей режима, проявляющихся в форме относительно длиннопериодных колебаний уровней, достигается путем сглаживания или фильтрации статистических рядов. Этот же прием может оказаться полезным для экстраполяции процесса в будущее, т. е. для прогноза.

В настоящее время в гидрологии широко применяются различные способы фильтрации рядов, критический обзор которых можно найти в [3]. Чаще всего для выявления закономерностей колебаний уровней озер применяется способ скользящего осреднения ряда. Существенный недостаток этого способа — наличие сдвига фаз между осредненными и фактическими уровнями. Свободным от этого недостатка является прием сглаживания рядов с помощью кубического сплайна. Этот прием в гидрологии озер по существу не применялся, хотя в [2] приводится удачный пример сглаживания ряда уровней с суточным интервалом времени для исключения денивеляций.

В настоящей статье решается задача сглаживания временных рядов годовых уровней воды озер кубическим сплайном, приводится анализ полученных результатов и делается попытка установления тенденций уровенного режима на несколько лет вперед.

В качестве примера выбраны сточные озера Ладожское и Телецкое. Площади их поверхностей соответственно равны 17 700 и 223 км², площади водосборов 280 000 и 19 500 км², коэффициенты внешнего водообмена 0,076 и 0,171, периоды наблюдений 1859—1987 гг. и 1895—1977 гг.

Уровень озера в любой момент времени H_t можно предста-

вить как сумму некоторого климатического сигнала преобразованного озером $f(X_i)$ и величины, зависящей от случайных флуктуаций климата ε_i :

$$H_i = f(X_i) + \varepsilon_i, \quad \in 1:m. \quad (1)$$

При этом $M\varepsilon_i = 0$, $M\varepsilon_i^2 = \sigma^2$. Дано $X_i = X_1 + (i-1)h$, $i=1, \dots, m$. Значения X_1 , h , m для Ладожского и Телецкого озер равны соответственно 1859, 1, 128 и 1895, 1, 82.

Для решения поставленной задачи определяем функционал

$$\Phi_1(q) = \int_{-\infty}^{+\infty} [q''(X)]^2 dX \rightarrow \min_q, \quad (2)$$

где минимум берется по всем функциям q таким, что

$$\Phi_2(q) = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m [q(X_i) - H_i]^2 \leq \sigma^2. \quad (3)$$

Применяя метод наименьших квадратов, находим

$$\varepsilon_{кр}^2 = \min_{c_0, c_1} \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (c_0 + c_1 X_i - H_i)^2. \quad (4)$$

Если $\sigma \geq \varepsilon_{кр}$, то решением задачи (2)–(3) является линейная функция $L(X) = C_0^* + C_1^* X$ (необходимо учитывать, что L удовлетворяет ограничению (3) и доставляет минимум функционалу (2), $\Phi_1(L) = 0$).

В основном случае $0 < \sigma < \varepsilon_{кр}$ рассматривается вспомогательная задача без ограничений

$$\int_{-\infty}^{+\infty} [q''(X)]^2 dX + \beta \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m [q(X_i) - Y_i]^2 \rightarrow \min_q, \quad (5)$$

где $\beta > 0$ — пока неизвестный параметр. Решением (5) является кубический натуральный сплайн

$$S_\beta(X) = S_i + b_i(X - X_i) + c_i(X - X_i)^2 + d_i(X - X_i)^3, \quad (6)$$

$$X_i \leq X < X_{i+1}.$$

Функция $S_\beta(X)$ дважды непрерывно дифференцируема на $(-\infty, \infty)$, причем $S_\beta'(X_1) = S_\beta'(X)_m = 0$, т. е. $c_1 = c_m = 0$.

Введем функцию

$$\psi(\beta) = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m [S_\beta(X_i) - H_i]^2}. \quad (7)$$

Параметр β находим, решая методом Ньютона уравнение

$$\frac{1}{\psi(\beta)} = \frac{1}{\sigma}, \quad \text{т. е. } \beta_0 = 0;$$

$$\beta_{k+1} = \beta_k - \frac{\psi^2(\beta_k)}{\sigma} \frac{\psi(\beta_k) - \sigma}{\psi(\beta_k) \psi'(\beta_k)}, \quad k = 0, 1, \dots$$

Полученный сплайн при $X \geq X_m$ является линейной функцией, совпадающей с касательной к графику $S_{\beta^*}(X)$, поэтому

$$S_{\beta^*}(X_i) = S_{\beta^*}(X_m) + S'_{\beta^*}(X_m)(X_i - X_m), \quad i = m + 1, \dots \quad (8)$$

Сглаживающие сплайны при двух ограничениях функционала (2) и годовые колебания уровней были построены для Ладожского озера. Из графика следует, что до конца прошлого — начала нынешнего века наблюдалось общее повышение уровней, после чего началось снижение. Это хорошо согласуется с уменьшением увлаженности бассейна и повышением среднегодовых температур воздуха. На фоне этих трендов четко прослеживаются флуктуации с периодом 26—27 лет и более короткопериодные, отражающие случайные колебания климата.

Для Телецкого озера, в отличие от Ладожского, получено общее повышение уровня, на фоне которого отмечены 22—23-летние флуктуации.

Уравнение (8) можно использовать для экстраполяции процесса и оценки возможных тенденций изменений уровня.

Уравнение касательной в точках, от которых ведется экстраполяция (X), можно представить

$$S_{\beta^*}(X_i) = c_0 + c_1(X_i) \quad \text{при } X \geq X_m,$$

где

$$c_0 = S_{\beta^*}(X_m) - S'_{\beta^*}(X_m) X_m; \quad c_1 = S'_{\beta^*}(X_m).$$

Подставляя фактические данные по исследуемым озерам, получаем расчетные уравнения:

для Ладожского озера

$$S_{\beta^*}(X_i) = 7900 \cdot 428 - 3,780344 X_i, \quad (9)$$

для Телецкого озера

$$S_{\beta^*}(X_i) = -2,583964 + 0,3 + 1,409851 X_i. \quad (10)$$

С помощью этих уравнений выполнена экстраполяция сплайнов на 1—2 года. Для этого одновременно с указанными ранее периодами расчеты проведены также до 1970 г. Сравнение экстраполированных величин H на 1971 и 1972 гг. и рассчитанных ранее для Ладожского озера оказались равными — 3 см, для Телецкого — 4 см. Дальнейшее экстраполирование естественно приводит к увеличению расхождений.

С учетом того, что имеется определенная квазипериодичность сплайна, можно воспользоваться известными методами экстрапо-

ляции процесса с помощью корреляционных функций. Например, можно применить метод оптимальной линейной статистической фильтрации [4] и т. п.

Полученные результаты показывают перспективность использования кубических сплайнов для сглаживания временных рядов уровней озер, выявления закономерностей их колебания и экстраполяции в будущее. При этом сглаженный ряд отражает закономерности климатических изменений и характеризует истинный тренд.

Разработка способа моделирования случайных колебаний уровней — «белого шума» позволит существенно уточнить прогнозы уровней озер на несколько шагов вперед.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Догановский А. М.* Циклические колебания озерных уровней в последнем столетии. — В кн.: География и природные ресурсы. М.: Наука, 1982, с. 152—156.
2. *Константинов А. Р., Хилищ Н. М.* Применение сплайнов и метода остаточных отклонений в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 184 с.
3. *Рождественский А. В., Чеботарев А. И.* Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 424 с.
4. *Догановский А. М., Палагин Э. Г.* Прогноз уровня режима озер методом оптимальной линейной статистической фильтрации. — Водные ресурсы, 1985, № 4, с. 40—44.

А. М. ДОГАНОВСКИЙ (РГГМИ)

АМПЛИТУДЫ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ВОДЫ В ВОДОЕМАХ ОЗЕРНОГО РАЙОНА ЕТР И ИХ РАСЧЕТ

Амплитуды колебаний уровня озер являются одним из выражений режима их наполнения и характеризуют влияние водобемов на сток вытекающих из них рек. Амплитуды служат также количественным показателем степени устойчивости уровня режима [12], с их помощью можно судить о характере связи между озером и его водосбором. Кроме того, амплитуды позволяют решать целый ряд практических задач, связанных с использованием озер в народном хозяйстве. По этим причинам в настоящее время методика определения амплитуд включена в СНиП. Особенно актуальным является изучение амплитуд в районах наибольшего сосредоточения озер: на Кольском полуострове, в Карелии, в Прибалтике, нечерноземных районах европейской части России и др.

В зависимости от решаемых задач рассматриваются различные амплитуды: многолетние (полные) и годовые, представляющие собой соответственно размах колебаний годовых уровней за n лет (A_n) и суточных внутри года (A_T). Представляют также интерес средние многолетние амплитуды, определяемые как $\bar{A}_T = \Sigma A_T / n$, максимальные (A_{\max}) и минимальные (A_{\min}) годовые амплитуды за n лет, весенние (A_B) и др.

Некоторые из амплитуд ранее рассматривались неоднократно. При этом делались попытки выявления основных факторов, определяющих величины амплитуд. В ряде работ приведены уравнения, рекомендуемые для определения этих характеристик на неизученных и слабоизученных озерах. Чаще всего исследователи обращались к изучению среднемноголетних амплитуд [1, 3, 4, 5, 9, 11, 12], изменчивости и асимметрии их рядов [2, 9]. Специфика формирования \bar{A}_T озер, расположенных в озерно-речных системах, рассмотрена в [5, 9]. Значительно меньше внимания уделялось изучению A_{\max} , A_{\min} , A_B . Что касается формирования и расчетов полных амплитуд A_n , то имеются достаточно строгие теоретические разработки, выполненные для бессточных водоемов, например в [10]. На основании этих разработок вопросы определения A_n для сточных водоемов в какой-то мере отражены в [7, 15], а эмпирические данные приведены в [8, 9]. Анализ перечисленных исследований показывает, что большинство из них носит узко-региональный характер (по озерам Литвы, Карелии и др.), в остальных случаях использован относительно небольшой объем ис-

ходной информации, который не дает оснований для получения строгих расчетных зависимостей. Тем не менее, основываясь на результатах этих исследований, можно сделать вывод, что рассматриваемые амплитуды и их вариация являются результатом совокупного воздействия целого ряда определяющих факторов, к числу которых в первую очередь следует отнести местоположение озера, которое отражает особенности режима увлажнения бассейнов и индивидуальные особенности водоемов.

Задачей данной работы является разработка универсальных зависимостей для определения средних и обеспеченных значений амплитуд на неизученных и слабоизученных озерах с привлечением большого натурального материала. При этом целесообразно рассмотреть один из видов амплитуд, например \bar{A}_r , а другие определить с помощью переходных коэффициентов. Такой подход возможен благодаря тому, что механизм формирования различных амплитуд одинаков и разница заключается лишь в разном временном масштабе. Действительно, если амплитуда определяется как разность между максимальным (H_{\max}) и минимальным (H_{\min}) уровнями воды из ряда в n членов за интервал времени Δt , она характеризует размах колебаний и пропорциональна дисперсии приращения уровней ($D[\Delta H]$). Исходя из уравнения водного баланса и допуская, что его основными элементами являются приток воды в озеро ($W_{\text{пр}}$) и сток из него ($W_{\text{ст}}$), а площадь зеркала озера (F_0) изменяется незначительно, можно записать

$$\begin{aligned} D[\Delta H] &= D[h_{\text{пр}} - h_{\text{ст}}] = \\ &= D[h_{\text{пр}}] + D[h_{\text{ст}}] - 2r\sqrt{D[h_{\text{пр}}]D[h_{\text{ст}}]}, \end{aligned} \quad (1)$$

где $h_{\text{пр}} = W_{\text{пр}}/F_0$, $h_{\text{ст}} = W_{\text{ст}}/F_0$; r — коэффициент корреляции между притоком и стоком.

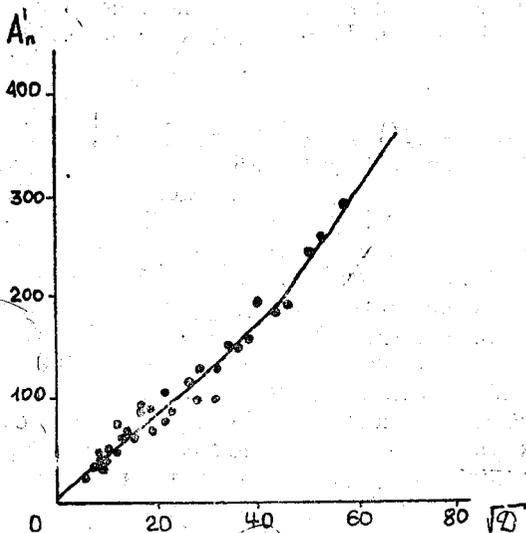
Уравнение (1) отражает механизм формирования размаха колебаний уровней и показывает, что он действительно определяется вышеперечисленными факторами. Так,

$$h_{\text{пр}} = \frac{W_{\text{пр}}}{F_0} = \frac{h_6 F_6}{F_0} = h_6 K,$$

где h_6 — слой стока с бассейна озера (F_6), K — удельный водосбор. Величина r зависит от индивидуальных особенностей водоема и прежде всего от внешнего водообмена (K_B), а также от относительных размеров русел вытекающих рек (φ). Чем меньше φ и больше K_B , тем выше r [7], а следовательно, меньше $D[\Delta H]$ и амплитуда (рис. 1). При наличии в бассейне озера регулирующих факторов, например других озер, уменьшается $D[h_{\text{пр}}]$ и, следовательно, амплитуда.

Приведенное уравнение справедливо для определения диспер-

Рис. 1. Зависимость амплитуд колебаний уровней (A_n') от дисперсий приращений уровней (D) при $\Delta t=1$ год, $n > 40$ лет.



сии за различные интервалы времени. При этом индивидуальные особенности водоема остаются неизменными.

Для установления эмпирических зависимостей A_T от определяющих факторов были рассчитаны амплитуды по более чем 120 озерам. Одновременно рассчитывались максимальные и многолетние амплитуды при $\Delta t=1$ год и 1 сут. Период наблюдений за уровнями принимался не менее 10—

12 лет из расчета ошибки определения \bar{A}_T не более 7—8 % при $C_v=0,3$. Большая же часть исходных рядов превышает 20—25 лет. При этом, по возможности, короткие ряды были приведены к длинным методом аналогии. Исключены объекты с нарушенным водным режимом под влиянием хозяйственной деятельности (Сандал, Лубана и др.). В ряде случаев определение \bar{A}_T произведено за период до начала нарушений (Топозеро, Выгозеро, Онежское, Белое и др.). Всего таким образом проанализировано 15 рядов по озерам Кольского полуострова, 30 по Карелии, 60 по Прибалтике и нечерноземной зоне европейской части России. Использованы были также данные Килкуса по озерам Литвы [9].

Так как формирование амплитуд во многом зависит от индивидуальных особенностей водоемов, была предпринята попытка выявить районы с однотипными по своему строению котловинами и руслами вытекающих рек. Предполагается, что особенности элементов гидрографической сети зависят от ее происхождения и последующей эволюции. Например, котловинам ледникового происхождения свойственны свои соотношения между объемом воды в озере и площадью его поверхности. Однотипными должны быть и сечения русел вытекающих рек. Для котловин тектонического происхождения указаны соотношения (будут иными). Зависимость $W_0=f(F_0)$ принята в качестве основной количественной характеристики, отражающей особенности строения гидрографической сети в различных районах. Анализ полученных материалов позволил на рассматриваемой территории установить четыре

района, для каждого из которых свойственны достаточно тесные зависимости $W_0 = f(F_0)$, которые описываются уравнениями

$$y = ax^m e^{x-1}, \quad (2)$$

где $y = \lg(W_0 + 1)$, $x = \lg(F_0 + 1)$, a и m — параметры, зависящие от геоморфологических и геологических особенностей районов. При этом каждому из выделенных районов свойственны свои значения этих параметров (табл. 1). Следует отметить, что зависимости становятся менее тесными по мере уменьшения F_0 и значительный разброс точек наблюдается при $F_0 < 3-5 \text{ км}^2$.

К первому району (I) относятся озера, расположенные в западной части Карелии и на большей части Кольского полуострова на высоте, как правило, более 100 м абс. Котловины озер этого района относятся преимущественно к тектоническому и ледниково-тектоническому типам [1]. Здесь сосредоточены относительно крупные водоемы, имеющие значительные глубины и ориентированные в направлении тектонических нарушений (Топозеро, Нюк, Ровкульское, Лексозеро и др.).

Ко второму району (II) относятся озера восточной части Карелии и Кольского полуострова, высота расположения которых менее 100 м (Ведлозеро, Сумозеро, Лижмозеро и др.). Сюда же относятся и крупнейшие озера Ладожское и Онежское, водоемы Северо-Запада, частично Прибалтики (Алуксне, Пюхаярв, Самро и др.). Высота их расположения также менее 100 м. Границей района на юге и юго-востоке является граница зоны поздневалдайской ледниковой морфоскульптуры [17], проходящей по линии Белое озеро, южная часть бассейна Онежского озера, через Боровичи, Великие Луки и север Литвы. Этот район известен как

Таблица 1

Значения эмпирических параметров в расчетных формулах
(в числителе — для одиночных озер, в знаменателе — для озерно-речных систем)

Район	a	m	a	m	a	b	a_{\max}	a_{Π}	a'_{Π}
	Формула (2)		Формулы (4) — (8)		Формулы (9) — (11)		Формула (12)		
I	0,07	0,90	21	$\frac{0,64}{0,61}$	$\frac{0,31}{0,22}$	$\frac{0,0055}{0,0043}$	$\frac{1,43}{1,41}$	$\frac{1,70}{1,69}$	$\frac{0,37}{0,40}$
II	0,03	1,10	24	$\frac{0,53}{0,57}$	$\frac{0,27}{0,25}$	$\frac{0,0050}{0,0045}$	$\frac{1,43}{1,48}$	$\frac{1,67}{1,67}$	$\frac{0,57}{0,59}$
III	0,02	1,02	27	$\frac{0,43}{0,56}$	$\frac{0,32}{0,27}$	$\frac{0,0050}{0,0044}$	$\frac{1,55}{1,69}$	$\frac{1,82}{1,75}$	$\frac{0,70}{0,75}$
IV	0,01	1,13	30	0,37	0,32	0,0037	1,75	1,96	0,79

район озерно-ледниковых равнин [6]. По сравнению с первыми озера здесь более мелководные при одних и тех же F_0 .

Третий район (III) простирается узкой полосой и приурочен к главному моренному поясу, являющемуся зоной максимальной ледниковой аккумуляции [17]. Эта область представляет собой цепь холмисто-моренных возвышенностей, таких, как Андомская, Вепсовская, Валдайская, Швянтойская, а также Тихвинская и Балтийская гряды. В этом районе расположены озера Ковжское, Валдайское, Дривяты, Отолово, Ильзе и др. Имея отметки урезов, как правило, более 100 м, озера этой группы более глубоководные, чем озера района II, но менее, чем озера района I. В этом районе зафиксирована и наибольшая плотность озер рассматриваемой территории, превышающая их плотность на Валдайской возвышенности (30 %).

Четвертый район (IV) расположен юго-восточнее и ограничен линией, до которой распространялось Московское оледенение, т. е. примерно до Смоленско-Московской возвышенности. Плотность озер здесь значительно меньше, чем в предыдущих районах. Из-за слабой изученности рассмотрены лишь относительно крупные водоемы: Неро, Плещеево, Чухломское и др. Озера этого района наиболее мелководные из всех рассмотренных выше. Например, при $F_0 = 100 \text{ км}^2$ средняя глубина озер первого района составляет примерно 10—11 м, второго 3—4 м, третьего 5—6 м и четвертого лишь 1—2 м.

Соответствуют установленным районам и формы русел вытекающих рек, которые были типизованы по форме зависимостей среднегодовых расходов воды в истоках рек (Q) от уровней озер (H). Всего для этих целей проанализированы данные по 20 постам.

Особенностью первых трех районов является широкое распространение озерно-речных систем, сосредоточенных главным образом в Карелии и Литве.

Для каждого из выделенных однотипных районов построены зависимости \bar{A}_r от определяющих факторов. При этом для озерно-речных систем в качестве основных аргументов приняты увлажненность бассейнов, выраженная через среднееголетний модуль стока (q) или слой (h), и средневзвешенная озерность бассейнов (%), которая определяется по формуле:

$$f'_{03} = \frac{100}{F^2} (F_{01}F_1 + F_{02}F_2 + \dots + F_{0n}F_n), \quad (3)$$

где F_{01} , F_{02} , F_{0n} и F_1 , F_2 , F_n — соответственно площади озер и их бассейнов, которые входят в состав площади водосбора изучаемого озера (F).

Коэффициент f'_{03} в отличие от обычного коэффициента озерности (f_{03}) подчеркивает наибольший регулирующий эффект озер, расположенных в нижней части водосбора. На рис. 2 при-

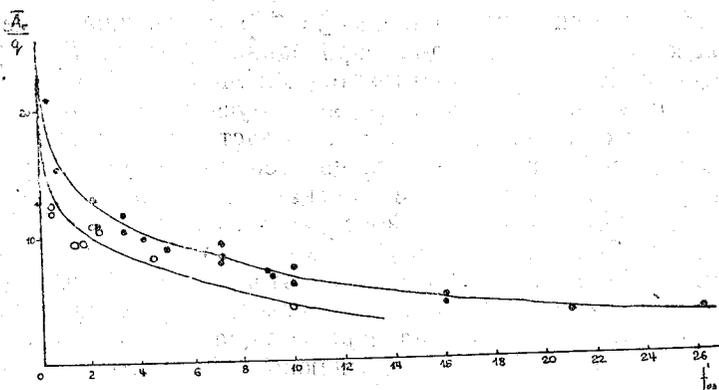


Рис. 2. Зависимость среднемноголетних амплитуд колебаний уровней озер (\bar{A}_r) от средневзвешенных коэффициентов озерности (f'_{os}) и увлажненности бассейнов (q) для районов озерно-речных систем Карелии и Кольского полуострова.

Кружочки — озера, отметки уезов которых выше 100 м абс.; черные кружочки — тоже менее 100 м.

ведены зависимости $\bar{A}_r/q = f(f'_{os})$ для двух районов Карелии (коэффициенты корреляции нормализованных величин превышают 0,9). Уравнение регрессии имеет вид

$$\bar{A}_r = aq (f'_{os} + 1)^{-m} \quad (4)$$

или

$$\bar{A}_r = 3,17ah (f'_{os} + 1)^{-m}, \quad (5)$$

где a и m — параметры, зависящие от физико-географических факторов. Аналогичные уравнения получены для озерно-речных систем двух районов Литвы.

Если в бассейне отсутствуют другие озера, то f'_{os} , согласно (3), превращается в так называемый показатель площади ΔF , широко применяемый в озероведении и являющийся величиной, обратной упомянутому выше удельному водосбору. Поэтому для остальных озер значения \bar{A}_r связывались с ΔF (%):

$$\bar{A}_r = aq (\Delta F + 1)^{-m}. \quad (6)$$

Из приведенных формул следует, что при $f'_{os} \rightarrow 0$ и $\Delta F \rightarrow 0$ \bar{A}_r соответствует многолетней амплитуде колебаний уровней безозерных рек, протекающих в том или ином районе. Числовые значения параметров в формулах (4) — (6) приведены в табл. 1.

В гидрологических расчетах на озерах вместо ΔF чаще применяется удельный водосбор, который рекомендуется СНИПом в качестве одного из аргументов при определении \bar{A}_r . Поэтому

были установлены также зависимости среднемноголетних амплитуд от K . Уравнение регрессии имеет вид

$$\bar{A}_r = aqK^m(K+1)^{-m}, \quad (7)$$

где K следует делить на 100. Отличие (7) от формулы, приведенной в СНиПе, заключается в более дифференцированном значении эмпирического параметра, который равен

$$a' = aqK^{m-0.5}(K+1)^{-m}. \quad (8)$$

Точность расчетов по формулам (4)—(7) определяется степенью разброса точек на графиках, которая для всех районов не превышает $\pm(12-15)\%$. Однако имеется ряд областей и отдельных объектов, для которых амплитуды существенно отклоняются от установленных зависимостей, что в большинстве случаев объясняется аномальным строением гидрографической сети.

Например, отмечены более высокие значения A_r у озер Чудского и Череменецкого, не характерные для района расположения этих водоемов. Анализ показал, что морфологические характеристики этих озер больше соответствуют характеристикам соседнего третьего района. Для озер юго-восточной части Литвы, наоборот, характерно уменьшение амплитуд на 40—60% по сравнению с III районом. Это объясняется аномальными условиями питания водоемов, бассейны которых сложены грунтами, обладающими высокой инфильтрационной способностью [9]. Для этого подрайона параметры формулы (4) равны $a=20$, $m=0,35$. Отмечены также и другие отклонения.

Для определения расчетных характеристик $A_{rp}\%$ необходимо знать и другие параметры кривых распределения: коэффициенты вариации C_v и асимметрии C_s . На основании (1) можно заключить, что все эти параметры зависят от одних и тех же факторов.

Для расчетов C_v и C_s использовано около 60 наиболее продолжительных рядов. Этот эмпирический материал позволил установить зависимости, которые для C_v имеют следующий вид:

$$C_v = a - b\bar{A}_r q^{-1}, \quad (9)$$

где a и b — эмпирические коэффициенты.

Характер распределения параметра \bar{A}_r по территории хорошо согласуется с распределением коэффициентов вариации безозерных рек, которые зависят лишь от увлажненности водосборов.

После несложных преобразований уравнение (9) можно представить в виде

$$C_v = a - b'\beta K, \quad (10)$$

где $b=0,315$, β — относительная емкость озера, представляющая собой отношение объема озера к среднемноголетнему годовому притоку в водоем в пределах многолетней амплитуды колебаний

уровней (W_d). Таким образом, относительная емкость озера влияет на изменчивость амплитуд колебаний уровня.

Для озерно-речных систем определение коэффициента вариации амплитуд лучше производить по следующей формуле:

$$C_v = a + b f'_{\text{оз}}. \quad (11)$$

Значения параметров в формулах (9) и (11) приведены в табл. 1.

Обращает на себя внимание увеличение C_v при возрастании $f'_{\text{оз}}$, что связано с неодинаковым темпом снижения среднемноголетних амплитуд и среднеквадратических отклонений σ с увеличением озерности бассейна. Так, для Карелии при возрастании $f'_{\text{оз}}$ от 0 до 20% \bar{A}_r и σ уменьшаются соответственно на 78 и 68%. По этой же причине наблюдается уменьшение C_v при возрастании \bar{A}_r .

Коэффициенты асимметрии были определены путем подбора теоретических кривых обеспеченности. Анализ полученных результатов показал, что соотношение C_s/C_v нелинейно увеличивается при возрастании коэффициентов вариации, но по-разному в каждом из рассматриваемых районов. Однако эти различия несущественны, поэтому оказалось возможным зависимость $C_s/C_v = f(C_v)$ представить в виде двух кривых, координаты которых приведены в табл. 2.

Таким образом, для определения A_{rp} % на неизученных озерах следует установить район, в котором расположен исследуемый водоем, выбрать расчетную формулу, по табл. 1 определить эмпирические параметры, по картам изолиний (Ресурсы поверхностных вод СССР) получить значения q и h . Рассчитанные таким образом значения \bar{A}_r служат основой для определения C_v и C_s , которые определяются соответственно по формулам и по табл. 2. Например, для озера Красного на Карельском перешейке, которое относится ко II району, значение $\Delta F = 0,049$, $a = 24$, $q = 10$ л/(с·км). Расчет проводится по формуле (6) и $A_r = 97$ см (по имеющемуся короткому ряду наблюдений $A_r = 104$ см). По

Таблица 2

Зависимость C_s/C_v от коэффициентов вариации

Районы	$C_s = -C_v$	0	$C_s = C_v$	$C_s = 2C_v$	$C_s = 3C_v$	$C_s = 4C_v$
I, II	0,14—0,16	0,17—0,19	0,20—0,21	0,22—0,23	0,29—0,40	0,40
III, IV	0,18—0,20	0,21—0,22	0,23—0,25	0,26—0,34	0,35—0,45	0,45

формуле (9) определено $C_v=0,22$, следовательно, $C_s=2C_v$. Тогда переходный коэффициент равен, $1,59 A_{г.г.} = 154$ см.

Кроме среднемноголетних амплитуд были рассмотрены также максимальные (A_{max}), полные амплитуды по суточным ($A_{п}$) и годовым ($A_{п'}$) интервалам времени. Для определения указанных амплитуд были построены их зависимости от $\bar{A}_г$ для каждого из рассматриваемых районов. В общем виде уравнения регрессии имеют следующий вид:

$$A_i = a_i \bar{A}_г, \quad (12)$$

где A_i и a_i — рассматриваемые амплитуды и соответствующие им переходные коэффициенты.

Анализ зависимостей показал, что наиболее тесными, близкими к линейным, с коэффициентами корреляции $r > 0,8$ являются зависимости $A_{max} = a_{max} \bar{A}_г$. Переходные коэффициенты a_{max} приведены в табл. 1. Менее тесными оказались зависимости $A_{п} = a_{п} \bar{A}_г$ и $A_{п'} = a_{п'} \bar{A}_г$, для которых коэффициенты $a_{п}$ и $a_{п'}$ следует рассматривать как ориентировочные (см. табл. 1). Причина в том, что на эти коэффициенты существенное влияние оказывают длина исходных рядов амплитуд и коэффициент внешнего водообмена. С уменьшением K_b увеличивается внутрирядная связанность, возрастает нестационарность рядов и более четко прослеживается тренд колебаний амплитуд. В этом случае увеличивается размах колебаний, а следовательно, растут и полные амплитуды [7].

В качестве примера на рис. 3 приведена зависимость $a_{п'} = f(K_b)$ только для наиболее длинных рядов озерно-речных систем II района. Из рисунка следует, что при увеличении водообмена отношение $A_{п'}/A_g$ уменьшается. Анализ аналогичных графиков, построенных для других районов, позволяет сделать вывод, что снижение $a_{п'}$ при увеличении K_b происходит интенсивнее в более увлажненных районах.

В заключение следует отметить, что предлагаемый прием расчета амплитуд является в настоящее время наиболее генетически обоснованным. Совершенствование этого приема можно проводить в направлении увеличения привле-

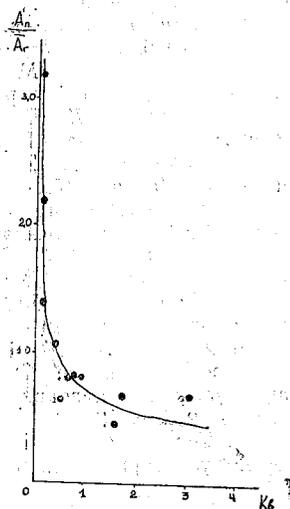


Рис. 3. Зависимость переходных коэффициентов ($a_{п'} = A_{п'}/A_g$) от условного внешнего водообмена озер для района озерно-речных систем Карелии.

каемых для анализа объектов, которые будут появляться по прошествии некоторого времени. Точность расчетов можно повысить при удлинении существующих рядов наблюдений и увеличении числа озер, имеющих сведения о морфологии котловин и русел, вытекающих из водоемов рек. Более тщательно следует выявить озера, подверженные антропогенному воздействию. Можно совершенствовать также районирование, особо обратив внимание на озера, занимающие промежуточное положение между районами, выделенными нами. На повышение точности расчетов можно также рассчитывать при выявлении дополнительных факторов, влияющих на формирование амплитуд.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азаркович Е. Ш.* Режим колебаний уровня воды в озерах центра и севера ЕТС. — Сб. работ по гидрологии, 1968, № 8, с. 152—165.
2. *Азаркович Е. Ш.* О коэффициенте изменчивости амплитуд колебаний уровня воды озер севера и северо-запада ЕТС. — Труды Горьковской, Волжской и Рыбинской гидромет. обсерв., 1973, с. 124—131.
3. *Азаркович Е. Ш., Лейвиков М. Л.* О режиме колебаний уровня воды в озерах бассейна Верхней Волги. — Метеорология и гидрология, 1962, № 4, с. 47—51.
4. *Богословский Б. Б., Гордиенко В. Я.* О влиянии относительных размеров зеркала и бассейнов озер на колебания уровней воды. — Вестник МГУ. Сер. геогр., 1967, № 2, с. 128—132.
5. *Богословский Б. Б., Догановский А. М.* Некоторые проблемы водного баланса и уровневого режима озер. — Вопросы гидрологии суши, 1981, вып. 74, с. 29—38.
6. *Григорьев С. В.* О некоторых определениях и показателях в озероведении. — Труды Карельского филиала АН СССР, 1959, вып. 18, с. 5—12.
7. *Догановский А. М.* Географические аспекты проявления инерции в колебаниях уровней озер. — Изв. ВГО, 1986, № 1, вып. 118, с. 58—62.
8. *Елиин Ю. А.* Зависимость режимных характеристик озер от их показателя площади. — Метеорология и гидрология, 1971, № 3, с. 86—89.
9. *Килкус К. И.* Влияние озерности на речной сток в Литве. — Труды АН ЛитССР, 1976, № 6(97), с. 105—114.
10. *Крицкий С. Н.* Методика анализа и расчета колебаний уровня замкнутых водоемов. — Водные ресурсы, 1973, № 6, с. 9—26.
11. *Литинская К. Д.* Уровни воды озер-водохранилищ Карелии. — Труды Карельского филиала АН СССР, 1961, вып. 31, с. 18—88.
12. *Литинская К. Д.* Режим уровней воды озер и водохранилищ Карелии. — Л.: Наука, 1976. — 147 с.
13. *Руководство* по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 112 с.
14. *Сумароков В. С.* Средняя многолетняя амплитуда уровней воды в озерах северной части СССР. — Метеорология и гидрология, 1947, № 6, с. 72—73.
15. *Фролов А. В.* Динамико-стохастические модели многолетних колебаний уровня проточных озер. — М.: Наука, 1985. — 104 с.
16. *Хелманис В. П.* Приближенная оценка амплитуды колебаний уровня воды озер Латвийской ССР в период весенних половодий. — В кн.: Регулирование режима водоприемников мелиоративных систем Латвийской ССР. Елгава, 1972, с. 12—16.
17. *Чукленкова И. Н.* Морфологические исследования древнеледниковой морфоскульптуры. — М.: Наука, 1982. — 76 с.

В. Л. ТРУШЕВСКИЙ (СПбГУ), Н. Н. БОЛОТОВ (РГГМИ)

ОПЫТ ГИДРОЛОГО-ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСПЕРТИЗЫ ВОДОПОЛЬЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ г. ГАТЧИНЫ)

В настоящее время в обжитых районах мира практически не осталось речных систем, не затронутых хозяйственной деятельностью человека. Тем более это относится к пригородам крупных городов и агломераций и собственно к территориям, занятым городскими постройками и иными хозяйственными и культурно-бытовыми объектами.

Такой территорией является район г. Гатчины. Можно утверждать, что водные объекты района г. Гатчины давно перестали быть естественными реками и озерами, а представляют собой геотехнический комплекс. Последний складывался на протяжении всего периода освоения пригородов Петербурга — Ленинграда — Петербурга, особенно в последнее время, по мере создания промышленных и хозяйственных предприятий г. Гатчины.

Природно-техническую геосистему Гатчины и прилегающих районов можно рассматривать как целостное образование, так как техника и природа в нем совмещены в пространстве и во времени. Формирование и действие такой системы определяется природными и антропогенными факторами, а именно цикличность; эффект бумеранга; наличие «цепных реакций», их открытость к взаимодействиям; управляемость. В целом природно-техническая система — это совокупность природных и искусственных объектов, формирующаяся в результате строительства и эксплуатации инженерных и иных сооружений, комплексов и технических систем средств, взаимодействующих с природными объектами. В самой геосистеме г. Гатчины можно выделить подсистему технических (или хозяйственных) объектов и подсистему природных объектов, иначе говоря природную основу.

Применительно к водным объектам понятие природно-технической геосистемы носит название водохозяйственного комплекса (ВХК). В соответствии с ГОСТ 19185—73, ВХК — совокупность различных отраслей народного хозяйства, совместно использующих водные ресурсы одного водного объекта. Формирование комплекса и контроль его развития и функционирования, т. е. обоснованный выбор состава и числа участников, — это одна из сложнейших предпроектных, проектных, а сейчас и экологических задач государственных органов. Можно полагать, что надвигающийся кризис природопользования и сама водная проблема повсеместно вызвана игнорированием принципов проектирования и функционирования на локальном уровне, т. е. на уровне бассейнов малых и средних рек. Имеющаяся практика базируется на

разработке схем комплексного использования водных ресурсов крупных рек и регионов страны (КИВР) с привлечением материалов Государственного водного кадастра. Однако в настоящее время выявилось, что в системе ОВОС (оценка воздействия на окружающую среду) обоснованный выбор состава и числа участников недостаточен, так как при этом не учитываются экологические факторы. Последние можно обобщить одним термином — предельно допустимая экологическая нагрузка (ПДЭН). Поэтому в последних методических указаниях и рекомендациях [1] для проведения экологической экспертизы понятия предельно допустимых сбросов и нагрузок неотделимы от экологической паспортизации и являются ее основой.

С нашей точки зрения гидролого-экологическая экспертиза водопользования и водопотребления, тем самым и перспективы водохозяйственного строительства, определяется сравнением соответствия естественного водного баланса водохозяйственному балансу всего технического комплекса бассейна. Кроме анализа соответствия объемов стока и водопользования необходима проверка соответствия перерабатывающей способности водного объекта в целом интегральной нагрузке загрязняющих веществ, сбрасываемых комплексом в бассейн. Однако последний анализ возможностей водного объекта требует специальных научных исследований по определению устойчивости его к антропогенным воздействиям и в частном случае компенсируется контролем распространения загрязняющих веществ на створах ОГСНК (общегосударственной системы наблюдения и контроля Госкомприроды, Госкомгидромета и Горсэс) по ПДК. Естественно, что неучет ассимилирующей способности водных объектов (АСВ) приводит к углублению водной проблемы и только откладывает ее решение на будущее. Таким образом, гидролого-экологическая экспертиза требует рассмотреть следующие основные вопросы: гидрографическая сеть и ее особенности; гидрологическая характеристика источника технического водоснабжения; водопользователи и водопотребители; перспективы водопотребления и водохозяйственного строительства.

Водохозяйственный комплекс г. Гатчины и прилегающих территорий представляет собой весьма разветвленную структуру водозаборов и водосбросов хаотично расположенных на берегах водных объектов. Совершенно очевидно, что никакой системы, т. е. правил учета особенностей и последствий водопользования и водопотребления, не создавалось и не разрабатывалось. Об этом говорит хотя бы тот факт, что хорошо налаженное хозяйство гидропарков со временем стало приемником сточных вод. Из описания гидрографических и гидрологических особенностей видно, что достаточные для существования истоков р. Ижоры расходы малых рек, а также обильное для гидропарков подземное питание не позволяет развивать в районе г. Гатчины водоемкие производства. Однако развитие хозяйства и рост населения

города и пригородов привел к созданию более чем 50 предприятий, отчитывающихся по форме 2ТГ.— водхоз. Общее водопотребление на промышленные нужды из подземных источников города составляет 3,34 млн. м³ в год. Из прилегающих к городу предприятий водопотребителем является Комбикормовый завод, который осуществляет водозабор из одной скважины в размере 34,6 тыс. м³ в год.

Для хозяйственно-бытовых, питьевых и технических нужд населения п. Большие Колтаны, п. Вопша, п. Тайцы, Новые Черницы, Старые Черницы, Тихновицы, Никольское, Каринолово и Хикинолово в размере 535 тыс. м³ в год. Водопользование обеспечивается существующими 21 скважиной. Всего водозабор из подземных источников в бассейне гидросистемы составляет 3,91 млн. м³ в год. Общее водопотребление из поверхностных и подземных источников в современных условиях равно 7,45 млн. м³ в год. При этом использование водных ресурсов в целом по системе на водоотведение промышленных, хозяйственно-питьевых и коммунально-бытовых нужд и для орошения составляет 18 % от общего. Водоотведение — 30 % (учитывая и сбросные поверхностные воды с территории города и сельхозугодий) от общих водных ресурсов системы.

Суммарные водные ресурсы района г. Гатчины, принятые для оценок, не учитывают экологическую сторону вопроса. Во-первых, это их распределение во времени и пространстве, а во-вторых, период возобновления. Это, так сказать, одна сторона вопроса, связанная с объемом ресурсов. Существует и другая сторона вопроса, связанная с загрязнением водных ресурсов от сброса «очищенных», недостаточно очищенных и неочищенных сточных вод, а также с учетом концентрации объемов сбросов (точечные сбросы в водные объекты и на рельеф). Кроме того, практически никогда не учитывается кумулятивный эффект сбросов загрязняющих веществ и их миграция в почво-грунты.

В этом смысле очень показательные отчетные материалы Гатчинского районного комитета охраны природы за 1990 г.

В 1990 г. сброс сточных вод в водные объекты составил 19,64 млн. м³ в год, что почти в три раза превышает объем общего водопотребления из поверхностных и подземных вод (7,45 млн. м³ в год). Очевидно, что оценки сильно занижены. Следовательно, использование общих водных ресурсов в целом по системе достигает 47,39 %, что с учетом (очевидно, также заниженной) цифры водоотведения (30 %) должно достигать, а в отдельные маловодные годы превышать суммарные ресурсы района.

С учетом перечисленных факторов в районе складывается напряженная ситуация с водными ресурсами, для исключения которой в природоохранных проектах рекомендовано использовать не более 20 % обеспеченных ресурсов. Таким образом, даже по объему использования и водоотведения в Гатчинском районе давно превышен предел водопользования и водопотребления.

С учетом имеющейся информации можно полагать, что дальнейшее использование, а тем более увеличение объема использования грунтовых вод в Гатчинском районе приведет к увеличению загрязненности этих вод. Каким образом это будет происходить? Во-первых, понижение уровня грунтовых вод усилит инфильтрацию поверхностных (как правило, загрязненных) вод, в свою очередь ускорение водообмена в поверхностном слое грунтов понизит его очищающую роль. Во-вторых, искусственное увеличение стока в русловой сети уменьшит дренаж грунтовых вод в нее, а на отдельных участках приведет к фильтрации загрязненных дренажных вод из русла (по крайней мере в меженный период). В настоящее время подобные процессы уже начались, о чем и говорят известные факты загрязнения грунтовых вод.

Выходом из создавшегося положения является оптимизация водопользования и водопотребления как с точки зрения объемов водопользования, так и с точки зрения загрязнения сточными водами. Работы по оптимизации водоотведения уже начаты.

Сброс всех стоков осуществляется в р. Ижору и ее притоки. Стоки, поступающие в коммунальную канализацию перед сбросом в водоем, проходят очистку на комплексе общегородских канализационных очистных сооружений (ОСК) (ливневые стоки в настоящее время сбрасываются в водоемы без очистки). В Ижору и ее притоки кроме организованного выпуска с ОСК имеется несколько неорганизованных выпусков ливневой и коммунальной канализации. В ливневую канализацию сбрасывают свои промзагрязнения некоторые предприятия и организации. Общий фактический объем водоотведения на ОСК по состоянию на 1986 г. составляет (по замерам на ОСК) в среднем 65,187 тыс. м³/сут, в том числе 50—60 тыс. м³/сут в сухой период года и до 73 тыс. м³/сут весной и осенью, при проектной производительности 60 тыс. м³/сут, в том числе от населения до 33,4 тыс. м³/сут и от предприятий до 26,6 тыс. м³/сут.

Анализ роли предприятий в водоотведении промстоков в городскую канализацию, в ливневую канализацию и на рельеф интересен тем, что учтены практически все основные водопользователи. Однако требуется привязка предприятий к километровым отметкам русел рек, которая позволит на основе гидрографической составить водохозяйственную схему района г. Гатчины. Для рассмотрения динамики пространственного распространения загрязнений можно проанализировать гидрохимические профили основных рек бассейна Ижоры, которые необходимо построить по приоритетным загрязняющим веществам, но это имеет смысл только для конкретного анализа работы отдельного предприятия, т. е. при назначении ПДС, а не в целом по району. Мы провели и сравнили нарастание объема сточных вод за 30-дневный период (при равномерном сбросе за год) с расчетным 30-дневным стоком самой Ижоры по имеющимся данным для меженного периода. Сопоставление данных формы 2ТП—водхоз по сбросам недоста-

точно очищенных вод с меженным стоком показывает, что коэффициент разбавления не превышает десяти, т. е. можно утверждать, что независимо от сбрасываемых ингредиентов Ижора больше не может принимать стоки предприятий. Более того, требуется уменьшение объемов стоков.

Какие условия необходимо учесть при оптимизации водопользования и водопотребления в районе г. Гатчины? Общие запасы (возобновимые) определяются как 195 тыс. м³/сут, т. е. за вычетом питания озер остается 95 тыс. м³/сут. Из 16 городских и 21 скважины в районе выкачивается 3,91 млн. м³/год, или 10,71 тыс. м³/сут, т. е. 11,27 % запасов подземных вод. Приведенные выше данные об общем потреблении поверхностных и подземных вод 7,45 млн. м³/год, или 20,41 тыс. м³/сут, могут быть сопоставимы с общей суммой стоков загрязняющих веществ по данным районного комитета охраны природы 19 635,5 тыс. м³/год, или 53,8 тыс. м³/сут, т. е. имеет место почти трехкратное (2,78) превышение сброса над водозабором. Следовательно, 18 % объема водопользования и потребления по этим данным на самом деле составляют почти 50 % (49,85) общих ресурсов. Очевидно, также занижены и данные о водоотведении (30 %). Следовательно, в настоящее время используются все возобновимые водные ресурсы, а в отдельные годы и вековые запасы грунтовых вод. Выше уже отмечалась ненадежность информации о водозаборах, но трехкратное перекрытие подтвержденных сбросов над объемом водопользования далеко превышает допустимые по экологическим требованиям 20 % объема стока. Однако сам факт сброса неочищенных и недостаточно очищенных сточных вод требует по существующим нормативам 25—40-кратного разбавления стоков водами естественного водного объекта-водоприемника. Последнее требование нигде не выполняется, особенно в меженный период. Частые факты превышения загрязнений над ПДК только подтверждают отмеченные обстоятельства, а перспективы строительства очистных сооружений и ввод новых скважин не изменят ситуацию в лучшую сторону, поскольку кратность разбавления только уменьшится.

Единственным выходом является уменьшение общего водопользования, причем уже сейчас более чем в пять раз. Этого можно достичь путем исключения водоемких производств, изменения и совершенствования технологий, репрофилирования производств и введения замкнутых циклов водоснабжения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Методические рекомендации по паспортизации промышленных предприятий* Ленинграда, Ленгорисполком, УВКХ «Водоканал», 1981.

ВЛИЯНИЕ КАРЬЕРА В РУСЛЕ РЕКИ НА ПОСАДКИ УРОВНЕЙ (НА ПРИМЕРЕ р. ТОМИ)

В последние годы возрос интерес к карьерам для добычи нерудных материалов из речных русел и пойм. Он обусловлен их резко негативным влиянием на уровни, русловые процессы и гидравлические параметры рек в целом, обуславливающие значительное ухудшение экологической обстановки и нарушение работы различных инженерных сооружений (водозаборов, водовыпусков, переходов через реки, пристаней и других сооружений).

Детальный анализ причин этого явления, выполненный в работах [1—3] и других, позволил подразделить все карьеры по степени их воздействия на уровни воды на малые и большие, отнеся к последним и карьерные участки. Критерием такого деления является соотношение годовых объемов добычи аллювия (песка и гравийно-галечной смеси) и стока наносов. Если это соотношение меньше или близко к единице, то такие карьеры относят к малым, а все остальные — к большим. Малые карьеры оказывают незначительное влияние на гидрологический и русловой режим рек, так как их дно полностью покрыто водоворотной зоной и они довольно быстро заносятся наносами, как правило, в течение текущего или следующего года. Опасность при этом может представлять перемещение такого карьера вниз по течению реки. Следовательно, их нельзя располагать выше и в непосредственной близости от мостовых переходов и других гидротехнических сооружений.

Наибольшую опасность большие карьеры представляют за счет посадок уровней, распространяющихся на участки значительной протяженности. Как отмечено в [2], наибольшие падения уровня под воздействием карьеров, достигающие 2,5 м и даже 4—5 м, наблюдаются на горных и полугорных реках при извлечении гравийно-галечных смесей, а на равнинных, как правило, имеющих песчаные русла, это падение значительно меньше и составляет 1 м. Действительно, при разработке перекатов, островов, побочней и других выпуклых форм рельефа резко уменьшается сопротивление русел, что приводит к увеличению скоростей течения, а следовательно, и к снижению уровня.

Вторым фактором, приводящим к увеличению скоростей в карьере, падению уровня, а иногда и к дальнейшему размыву русла, является выборка крупных частиц донных отложений (самоотмостки), существенно снижающая высоту выступов шероховатости, а следовательно, и сопротивление русла.

Таким образом, если перейти к рассмотрению саморегулирующейся системы бассейн — речной поток — русло, то в этом случае антропогенный фактор оказывает дестабилизирующее воздействие, разрушая или существенно изменяя механизм работы системы в целом и нескольких составляющих ее блоков: русловых процессов, сопротивлений, стока наносов, формы русла и биотических факторов. Восстановление же процесса саморегулирования такой системы возможно лишь в течение длительного, измеряемого столетиями, периода.

Особенно остро стоит вопрос воздействия карьеров на уровень воды и другие характеристики реки и русла на р. Томи у г. Томска. Этой проблеме посвящен ряд интересных исследований [2, 3]. Однако в них даны лишь качественные рекомендации и определены посадки уровней за различные периоды. В то же время имеющаяся исходная информация позволяет выполнить расчеты и рекомендовать методику прогноза посадок уровня при дальнейшей эксплуатации карьера, имеющую существенное значение и для других объектов.

Как видно из рис. 1, начиная с 1962 г. наблюдается существенное снижение уровня при постоянных значениях расходов воды, достигшее к 1991 г. 249—252 см. В то же время закономерное смещение кривых расходов воды вниз по оси уровня нарушается в отдельные годы (1963, 1988 и др.). Кривые за эти годы располагаются выше аналогичных за предшествующие годы или пересекают их при различном уровне воды. По-видимому, это обусловлено значительным различием стока наносов G в эти годы. К сожалению, наблюдения за последними не производятся и для их оценки необходимо воспользоваться косвенными характеристиками. В результате анализа в качестве таковой принят максимальный расход воды $Q_{\text{макс}}$, т. е. априори считалось, что

$$G = \alpha_1 Q_{\text{макс}} \quad (1)$$

Таким образом, в качестве рабочей гипотезы принято, что основными факторами, определяющими падение уровня воды, являются объемы выемки аллювия из русла реки за текущий и предшествующие годы и суммарный сток донных и взвешенных наносов.

Следует отметить, что точность измерений объемов добычи аллювия невысокая. К тому же на нее оказывает существенное влияние технология производства работ и антропогенный фактор. Последний обычно характеризуется приписками, приводящими к завышению истинного количества добытого аллювия, однако это значение с близкой для практики точностью может быть принято постоянным.

На основе исходной информации, полученной как в подразделениях гидрометслужбы, так и в Бассейновом управлении пути,

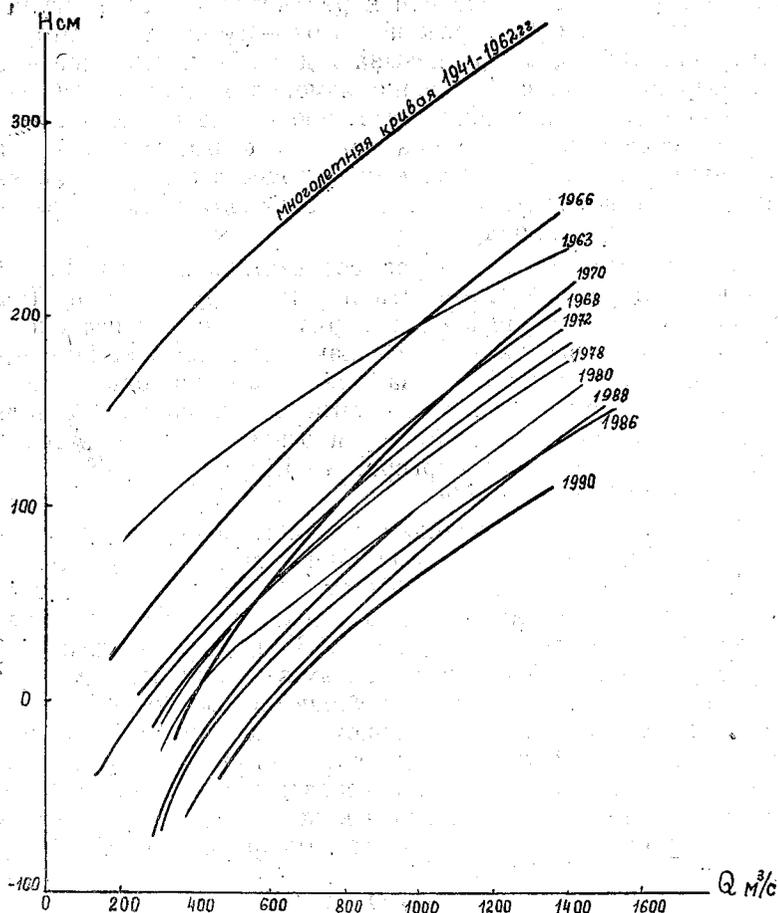


Рис. 1. Кривые расходов воды (нижние части) по р. Томи у г. Томска за период с 1941 по 1990 г.

для различных расчетных значений расходов воды Q_p были построены графические зависимости (рис. 2) вида

$$\Sigma \Delta H = f(\Sigma W, Q_{\max}), \quad (2)$$

где $\Sigma \Delta H$ и ΣW — соответственно суммарные значения падения уровня и объема добычи аллювия за период наблюдений.

Как видно на рисунке, кривые зависимостей закономерно располагаются относительно друг друга. Действительно, при уменьшении расчетного расхода воды соответственно увеличивается суммарная посадка уровня. Это, по-видимому, обусловлено дальнейшим размывом русла при низких уровнях (расходах) и некоторым увеличением объемов выемок аллювия, так как низкие

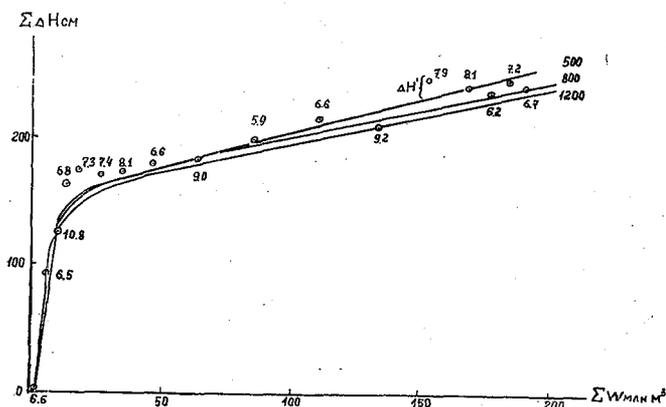


Рис. 2. Зависимости $\Sigma\Delta H=f(W, Q_{\text{макс}})$ для трех значений расчетных расходов воды $Q_p=500 \text{ м}^3/\text{с}$; $Q_p=800 \text{ м}^3/\text{с}$ и $Q_p=1200 \text{ м}^3/\text{с}$.

Около точек значения $Q_{\text{макс}}$ (исходная информация приведена только для $Q_p=500 \text{ м}^3/\text{с}$).

уровни, как правило, наблюдаются позже высоких. Кривые $\Sigma\Delta H=f(\Sigma W)$ проводились с учетом значений максимальных расходов воды. Для определения влияния последних были определены отклонения фактических данных ($\Delta H'$) от расчетных кривых (см. рис. 2) и построены кривые их зависимостей от максимальных расходов воды $\Delta H'=f(Q_{\text{макс}})$, приведенные на рис. 3. Несмотря на большой разброс точек, соответствующих исходным данным, эти зависимости четко выражены и подтверждают правильность концепции о пропорциональности расходов наносов максимальным расходам воды.

Следует отметить, что разброс исходной информации в поле координат $[\Delta H', Q_{\text{макс}}]$ в первую очередь обусловлен низкой точностью исходной информации, особенно сведений об объемах выемки аллювия, и недостатками рабочей гипотезы, в частности зависимости (1). В то же время корреляционные отношения зависимости (2) довольно высокие $0,73-0,82$, что позволяет рекомендовать их для прогнозов посадок уровня при дальнейшей эксплуатации карьера на р. Томи у г. Томска, хотя последнее крайне нежелательно. Корреляционные же отношения зависимости $\Delta H'=f(Q_{\text{макс}})$ значительно меньше их и составляют $\eta=0,57-0,65$.

Одновременно была апробирована гипотеза о том, что посадки уровня в течение ряда лет определяются объемами выемок аллювия за эти и несколько предшествующих лет и стоком наносов за этот период. Однако отсутствие информации о стоке наносов и сложность в распространении зависимости (1) на расчетный период (в несколько лет) привели к тому, что пришлось ограничиться корреляционной зависимостью следующего вида:

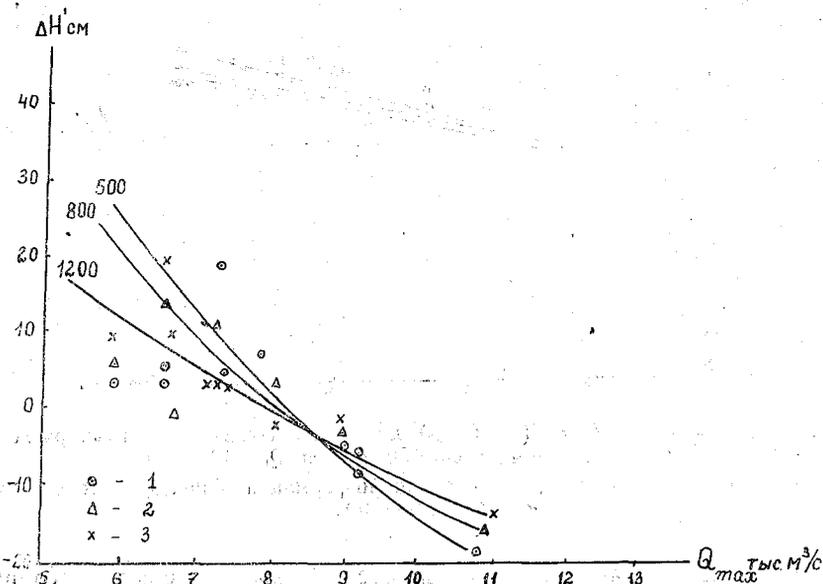


Рис. 3. Зависимость $\Delta H' = f(Q_{max})$.
 1 — $Q_p = 500 \text{ м}^3/\text{с}$; 2 — $Q_p = 800 \text{ м}^3/\text{с}$; 3 — $Q_p = 1200 \text{ м}^3/\text{с}$.

$$\sum \Delta H_i = f(\sum W_{i+m}), \quad (3)$$

где i — число лет расчетного периода; m — число лет, предшествующее расчетному периоду.

Методом подбора на основе исходной информации были получены расчетные значения $i=4$ и $m=2$. Зависимости (3) близки к линейным вида

$$\sum \Delta H_i = a \sum W_{i+m} + b. \quad (3a)$$

Значения параметров уравнения (3a) при различных расходах воды приведены в табл. 1.

Зависимости (3a) являются региональными и могут быть уточнены с помощью параметров, характеризующих сток наносов. Они также могут быть использованы для ориентировочных расчетов значений посадок

Таблица 1. уровня.

Значения параметров уравнения (3a)

$Q \text{ м}^3/\text{с}$	a	b
500	1,04	-36,6
800	0,56	-9,4
1200	0,18	10,6

Интересными являются результаты анализа расположения кривых зависимостей площадей поперечного сечения по гидроствору и средних скоростей от уровня воды и его изменения во времени за период 21 год

(с 1970 по 1990 г.): Как видно из табл. 2, в которой приведены сведения о площадях поперечного сечения по гидроствору при постоянных значениях уровня, какая-либо закономерность их изменений отсутствует. Действительно, несмотря на то, что площади поперечных сечений существенно изменяются от года к году (при $H=0$ см от 25 до 73 м², а при $H=600$ см от 333 до 392 м²), их закономерного изменения не наблюдается. Так, в 1970 г. ($H=600$ см) площадь сечения составляла 343 м², а в 1990 г. — 342 м². Соответственно в 1972 г. при $H=0$ она составила 70 м², а в 1990 г. — 73 м². Однако анализ совмещенных профилей поперечного сечения по гидроствору показывает на наличие больших глубинных и плановых деформаций.

В то же время кривые зависимостей $V=f(H)$ вполне закономерно от года к году отклоняются вправо от оси ординат, что свидетельствует о значительном увеличении скоростей течения. Сведения о них при двух расчетных уровнях ($H=0$ и $H=600$ см) также приведены в табл. 2.

Как видно из таблицы, наблюдается значительное увеличение средних скоростей течения от 0,48 м/с в 1974 г. до 0,87 м/с в 1990 г. (при $H=0$) и от 1,65 до 2,35 м/с в 1990 г. (при $H=600$ см). Следует отметить, что в отдельные годы имеются отклонения от этой закономерности. В частности, в 1988 г. наблюдалось весьма существенное уменьшение скоростей ($H=600$ см) до 1,90 м/с, хотя в 1986 г. скорость была равна 2,16 м/с.

По-видимому, несмотря на значительные объемы выемки аллювия, средние отметки дна плеса изменяются незначительно и при посадках уровня пропускная способность русла увеличивается за счет значительного увеличения скоростей потока. Этот вывод нуждается в дальнейшем осмысливании на основе боль-

Таблица 2

Сведения о площадях поперечного сечения и средних скоростях течения

Год	$H=0$ см		$H=600$ см	
	F м ²	V м/с	F м ²	V м/с
1970	25	—	343	1,74
1972	70	0,58	355	—
1974	55	0,48	392	1,65
1976	64	0,52	355	1,77
1978	46	0,70	348	1,82
1980	52	0,75	343	1,86
1982	60	0,78	342	2,08
1984	—	0,82	343	2,16
1986	70	0,88	344	2,16
1988	64	0,86	333	1,90
1990	73	0,87	342	2,35

шего объема исходной информации, в частности сведений о стоке наносов и других характеристиках.

Большое практическое значение имеет вопрос о том, на какое расстояние распространяется влияние карьера на посадки уровня по длине реки. Первые сведения об этом приведены В. В. Дегтяревым [2], который указал на изменение связи уровней по Томскому и Поломошскому постам, расположенным на расстоянии 109 км. Однако это нарушение связи нельзя принять в качестве критерия распространения влияния карьера, так как оно может произойти только под влиянием посадок уровня на одном Томском посту. Более объективной информацией являются сведения о нивелировке мгновенных уровней на участке р. Томи длиной около 25 км, которые свидетельствуют о распространении влияния карьера на этот участок. По-видимому, это влияние распространяется и на большее расстояние, но отсутствие информации не позволяет определить его с достаточной точностью.

Таким образом, проведенный анализ и расчеты позволяют сделать ряд выводов:

— большие карьеры нарушают, а иногда даже и разрушают отработанную в течение тысячелетий саморегулирующуюся систему бассейн — речной поток — русло. Для ее восстановления необходим длительный период, измеряемый столетиями;

— большие карьеры, расположенные в районе городов и поселков, приводят к значительным посадкам уровня, тем самым нарушают работу ряда инженерных гидротехнических сооружений, иногда приводят к их разрушению, к ликвидации рекреационных зон, а также резко ухудшают общую экологическую обстановку;

— располагать карьеры следует не вблизи городов и поселков, а на значительном расстоянии от них, которое надо определять на основе данных натурных и лабораторных исследований;

— методика расчетов посадок уровня основана на зависимостях (2) и (3), поэтому на реках, где планируется строительство карьеров для добычи аллювия, необходима организация наблюдений за расходами наносов и другими характеристиками русловых потоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б., Попов И. В. Динамика русловых потоков и русловые процессы. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 455 с.

2. Дегтярев В. В. Улучшение судоходных условий сибирских рек. — М.: Транспорт, 1987. — 176 с.

3. Смищенко Б. Ф., Месерляц Г. Г. Развитие руслового процесса на участках выемок речного аллювия. — В кн.: Динамика русловых потоков. Сб. научных трудов. Л.: Изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1987, вып. 98, с. 96—102.

А. А. ЛЕВАШОВ, И. А. ЛЕВАШОВА (РГГМИ)

**СХЕМЫ ОТРАЖЕНИЯ В ПОТОКАХ
И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ**

Отражение струй, набегающих на стенку по слегка изогнутым линиям, близким к прямой, впервые наблюдалось Гарбрехтом [4]. Н. Е. Кондратьев [2] на основании данных опытов З. М. Великановой [1] и анализа картографических материалов использовал принцип отражения для объяснения образования плесовых лощин на излуцинах. Он отмечал непрерывность отражения и пространственную несовместимость набегающего и отраженного потоков, сопровождающиеся переходом кинетической энергии в потенциальную энергию гидростатического давления. Места этого перехода проявляются в виде местного подъема уровней воды — «припухлости». Схема отражения, таким образом, достаточно полно отображает действительность.

В то же время из-за сложности явления, малого количества накопленных экспериментальных и натуральных материалов схема отражения изучена явно недостаточно, слабо используется для объяснения возникновения турбулентности, пространственной структуры в потоках, сложной картины размывов берегов, дна, аккумуляции наносов и многих других явлений.

В лаборатории кафедры гидрометрии РГГМИ проведено около 20 экспериментов для изучения явления отражения потоков в горизонтальной и вертикальной плоскостях не только от берегов и дна, но и от различных препятствий в русле, разных донных гряд, отражения потока от потока при различных условиях схождения потоков в резких сужениях и расширениях русла. Опыты проводились как в жестких прямоугольных, так и в размываемых руслах. Особенно наглядно проявлялась схема отражения в опытах, проведенных в прямолинейном лотке с прямоугольным сечением, перегороженным жесткой грядой, в теле которой создавалась прорезь у одного из берегов и в середине так, чтобы боковые части рассеченной прорезью гряды были симметричными (одинаковыми). При выходе из боковой прорези поток, растекаясь, встречается с берегом и отражается от него в сторону другого берега, достигнув его, снова отражается в сторону противоположного берега. Это происходит многократно до затухания колебания, вызванного сужением. На поверхности воды при этом наблюдаются треугольные фигуры рис. 1а, стороны которых проявляются полосами «припухлостей». Эти линейные полосы можно фотографировать и измерять. В экспериментах удалось измерить и сфотографировать четко четыре треугольные формы с убывающими длинами оснований (рис. 1а).

При выходе потока из прорези, расположенной в середине

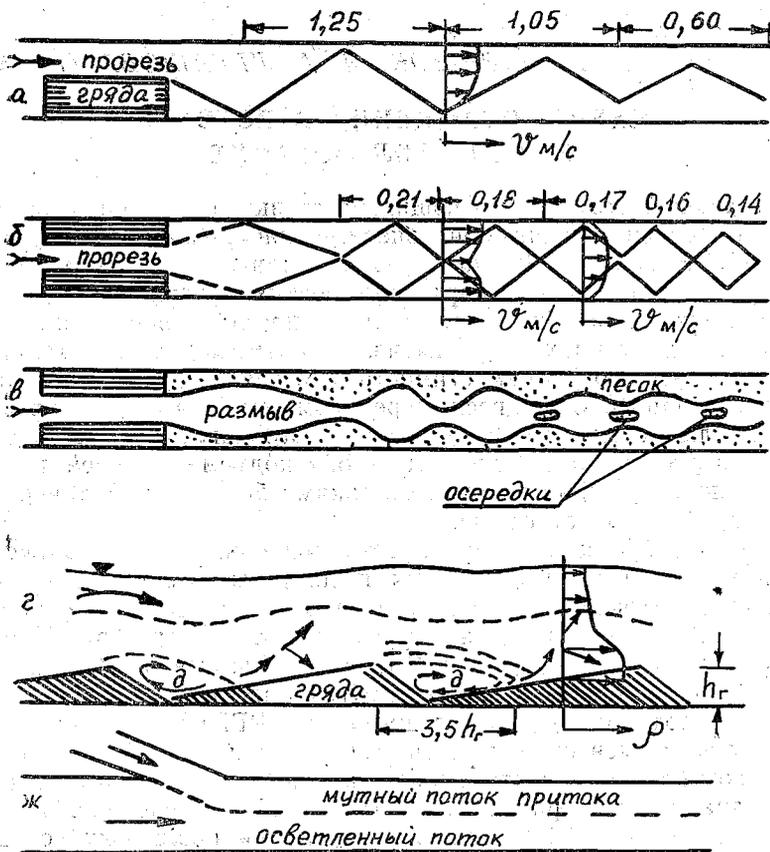


Рис. 1. Схемы отражения водных масс в прямолинейных жестких и размываемых руслах с прямоугольным сечением при различных условиях размещения препятствий.

а — треугольные, *б* — ромбовидные фигуры отражения соответственно при прорези у берега и в середине потока; *в* — размываемое песчаное дно; *г* — отражение потока при сжатии его с гребнем гряд; *ж* — отражение мутного потока притока; V м/с, ρ м³/с — эпюры скорости по ширине и мутности по глубине потока; *д* — водоворотные зоны; h_r — высота гряды; $3,5h_r$ — длина водоворотной зоны.

гряды, ниже ее гребня четко наблюдалось до восьми ромбовидных фигур, диагонали которых уменьшались по мере удаления от прорези. Полосы отражения, выраженные линейными «припухлостями» (рис. 1 б), образуются последовательным отражением потоков стенками, затем отталкиванием друг друга встречающихся слоев, отраженных стенками. Далее процесс отражения многократно повторяется по этой схеме до затухания.

При проведении подобного эксперимента (прорезь в середине), но с размываемым дном, сложенным из мелкозернистого

однородного песка, удалось получить размывы дна, по форме близкие к ромбовидным фигурам (рис. 1а). При этом на стрежне, в месте схождения струй, отраженных от берегов, образуется сужение, или осередок. В этом месте встречи слоев, отраженных от берегов, происходит подъем струй к поверхности, сопровождающийся переходом кинетической энергии в потенциальную; продольные скорости здесь в сравнении с другими участками значительно понижены. Поэтому здесь наблюдается осаждение наносов, приводящее к образованию осередков. Во всех узлах схождения струй с подъемом их к поверхности наблюдается упомянутая подобная схема. При создании прорезей у двух берегов и в середине гряды одновременно вся водная поверхность ниже гребня гряды покрывалась ромбовидными фигурами из-за многочисленных встреч и отражений многочисленных потоков, образованных прорезями.

Проведенными экспериментами убедительно подтверждается, что при встрече потоков друг с другом и с различными препятствиями имеет место их отражение. Слои отходят от мест отражения по слабо изогнутым направлениям, близким к прямым линиям. В месте встречи происходит размыв или намыв дна в зависимости от того, опускаются отраженные струи ко дну или поднимаются к поверхности. При подъеме струй продольные скорости течения уменьшаются и наносы осаждаются на дно. При опускании струй ко дну они, ударяя, деформируют его и относят отложения в стороны.

В зависимости от угла встречи потоков с боковыми или донными препятствиями могут возникать одна или две ветви отражения: прямая по течению и обратная. Прямая ветвь обычно направляется в толщу потока, возмущая последнюю. При небольших глубинах это возмущение достигает поверхности и вызывает на ней или растекающуюся «припухлость», или волну. Число волн зависит от глубины потока. При больших глубинах возмущения волны, порожденные отражением на дне, могут не достигнуть поверхности из-за затухания их в толще потока. Поэтому в половине поверхности воды на перекатах сглаженная, не волнистая. При малых глубинах на этих же перекатах наблюдаются многочисленные волны, что связано с многократностью отражения придонного слоя от двух сред: дна и транзитного вышерасположенного слоя (рис. 1б).

Обратная ветвь отражения разделяется от прямой полосой, ширина которой, по данным экспериментов, близка к высоте отражающего препятствия. Эта обратная ветвь образует водоворотную зону, вращение которой обеспечивается более быстрым вышерасположенным транзитным слоем, если водоворотная зона с горизонтальной осью вращения, и более быстрым боковым, если с вертикальной осью вращения. При небольших глубине, скорости течения в русле с пологими относительно симметричными грядами поток может не отрываться от гребней гряд, тогда он

«прилипают» ко дну. Отражения по прямой ветви и водоворотные зоны в этом случае не обнаруживаются и поверхность при этом слабоволнистая. Волны длинные, соизмеримые с размерами пологих длинных гряд.

Исследование схем отражения в потоках позволило сделать некоторые выводы, необходимые для объяснения ряда явлений и процессов, наблюдаемых в русловых потоках: размывов, намывов дна русла и берегов, взвешивания и осаждения наносов, распределения мутности по ширине и глубине потока, возникновения структур макротурбулентности, изменения местных сопротивлений по глубине, ширине, длине русел, образования волн и гряд [3]. Схемы позволяют объяснить сложную структуру течений в карьерных выемках и над ними.

В качестве примера использования приведенных схем можно привести объяснение распределения мутности по вертикали. Отражение водных масс в вертикальной плоскости происходит по схеме от двух сред: от неровностей дна (гряд) вверх и затем вниз вследствие отражения поднимающихся струй от вышетекущего транзитного слоя. Поэтому придонный слой всегда возмущен сильнее, чем вышерасположенные слои воды, и увеличение мутности наблюдается от поверхности ко дну, а на границе транзитного слоя, отражающего восходящие струи, как правило, наблюдается скачкообразное увеличение мутности, что хорошо подтверждается эпюрами мутности по глубине, построенными по данным непосредственных измерений на реках.

В плане отражение боковых мутных потоков главной, принимающей их рекой отчетливо прослеживается на большом протяжении от места слияния в виде четких полос мутных и осветленных вод (рис. 1 ж). Одной из причин такой формы русел, образования плесов, осередков, гряд является отражение, возникающее при схождении, расхождении водных масс при встрече с препятствиями и друг с другом.

Особую ценность представляют схемы отражения при проектировании и возведении различных гидротехнических сооружений в руслах. Они позволяют надежно определить места размывов, намывов русла и берегов, разнос промышленных стоков и изменение экологической обстановки на участках большой протяженности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великанова З. М. Грядовое движение наносов на моделях речной излу- чины. — Труды ГГИ, 1969, вып. 169, с. 87—97.
2. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. — Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 133—136.
3. Левашов А. А., Михайлов Г. Н., Шабалин Н. А. К оценке эффекта отражения водных потоков при их взаимодействии и набегании на препятствие. — В кн.: Динамика русловых потоков. Сб. научных трудов. Л.: Изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1978, вып. 98, с 76—80.
4. Garbrecht J. Wasserabfluss in gekrümmten Lerrinnen. — Die Wasserwirtschaft. Н., 1953, № 2.

А. Ф. КУДРЯШОВ (РГГМИ)

О ГИДРАВЛИЧЕСКИХ СОПРОТИВЛЕНИЯХ В НАНОСОНЕСУЩЕМ РУСЛОВИИ ПОТОКА

Большинство природных процессов, связанных с течением жидкостей и газов, сопровождается перемешиванием частиц текучих сред и примесей в них [1, 2, 4, 10, 14]. Слоистые течения встречаются редко. Неустойчивость равномерного прямолинейного движения ньютоновских текучих сред вызывает появление пульсаций скоростей и давлений. Пульсации скорости, давления, мутности и температуры обусловлены турбулентностью. Хотя проблема турбулентности существует более ста лет, в настоящее время не создано замкнутой, решаемой системы уравнений, несмотря на привлечение методов механики, статистики и математического анализа [4, 13]. Однако практика все настойчивее требует решения задач, связанных с проблемой турбулентности [1, 4—6]. В этой статье предлагается гидромеханически нестрогий подход применительно к русловым потокам.

Наиболее существенное влияние на процесс оказывают низкочастотные пульсации скорости [5, 7, 8, 11]. Для получения конкретного решения при изучении низкочастотных пульсаций скоростей в открытом водном турбулентном потоке используем следующее условие [12]: переменная сила, действующая на частицу жидкости, зависит только от положения частицы. Вследствие турбулентного перемешивания частица жидкости при углублении в толщу потока теряет часть своей скорости u . На бесконечно малом пути ds потерю скорости du принимаем пропорциональной длине пути s и средней скорости v турбулентного потока. Дифференциальное уравнение механики этого процесса будет

$$du = kv ds, \quad (1)$$

где k — размерный коэффициент пропорциональности. Разделив переменные, получим частоту низкочастотных пульсаций скорости N [11, 12]:

$$\frac{du}{ds} = N = kv. \quad (2)$$

Эта линейная зависимость свидетельствует о том, что средняя скорость водного турбулентного потока является основным фактором, определяющим частоту низких пульсаций скорости. Для дополнительного обоснования зависимости (2) и выявления физического смысла коэффициента пропорциональности k используем энергетический подход.

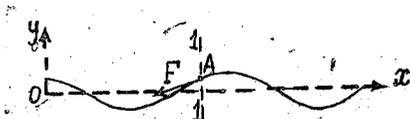


Рис. 1. Схема расположения элементарной струйки турбулентного потока в один из моментов времени.

Рассмотрим элементарную струйку турбулентного потока при неустановившемся движении (рис. 1). Плоскость 1—1 перпендикулярна к оси x . Определим работу струйки, производимую ее левой частью, считая от плоскости 1—1. Перемещение струйки представляется в виде

$$y = a \cos N \left(t - \frac{x}{c} \right), \quad (3)$$

где a — амплитуда колебаний (половина высоты волны); c — скорость распространения волн; $\tau = 2\pi/N$ — период колебаний; N — частота колебаний; t — время. По длине струйки при турбулентном режиме передается гидродинамическое давление и, следовательно, сила. Задачи по определению силы давления струи на неподвижную и подвижную преграды, по вычислению реакции струи широко рассматриваются в динамике.

В природных условиях подобные процессы наблюдаются при прохождении речными судами порожистых участков рек и известны судоводителям. Скорость течения на каменистых перекатах достигает 4,5 м/с. В условиях, когда судно не в состоянии преодолеть такой участок реки (например, Подкаменной Тунгуски), судоводители в струю идущего судна снизу в кильватер подводят второе судно. При этом суда не соприкасаются и не связаны буксиром. Достаточно спутной струе первого судна опереться на корпус второго, чтобы миновать сложный участок реки. В этом процессе сила передается по струе.

Силу, передаваемую струйкой (см. рис. 1) от левой ее части к правой относительно плоскости 1—1, обозначим через F . Эту силу принимаем постоянной и считаем, что она не зависит от времени. Направление силы F определяется касательной к оси струйки в произвольной точке A . Смещение точки A за время dt будет $\frac{\partial y}{\partial t} dt$. Проекция силы F_y на ось y определится выражением

$$F_y = F \cos(\widehat{F, y}) = -F \sin(\widehat{F, x}). \quad (4)$$

Для малых смещений точки A получим

$$F_y = -F \operatorname{tg}(\widehat{F, x}) = -F \frac{\partial y}{\partial x}, \quad (5)$$

где при малых углах $\sin \alpha \approx \operatorname{tg} \alpha$.

Работа струйки за время dt будет равна $\left(-F \frac{\partial y}{\partial x} \frac{\partial y}{\partial t} dt \right)$, а за весь период колебаний

$$-F \int_0^{\pi} \frac{\partial y}{\partial x} \frac{\partial y}{\partial t} dt = \frac{N^2 Fa}{c} \int_0^{2\pi/N} \sin^2 N \left(t - \frac{x}{c} \right) dt = \frac{\pi N Fa^2}{c}. \quad (6)$$

Работа положительна, поскольку колебания распространяются слева направо. Отрицательная работа получится при распространении колебаний справа налево и тогда

$$y = a \cos N \left(t + \frac{x}{c} \right). \quad (7)$$

Полученный результат свидетельствует о том, что: 1) от левой части струйки к правой в течение одного полного колебания переходит энергия, равная $E = \pi N Fa^2 / c$; 2) эта энергия приходится на одну длину волны колебаний (расстояние между гребнями волн); 3) при условии, что скорость c переноса энергии волнами равна средней скорости турбулентного потока v , зависимость (2) справедлива, поскольку $F = \text{const}$; при этом $c = \sqrt{gH}$, где H — глубина; 4) коэффициент пропорциональности k в формуле (2) равен $k = N/c = E/\pi Fa^2$. Отсюда при принятых допущениях $N = Ev/\pi Fa^2$.

Запас энергии турбулентности в наносонесущем русловом потоке можно приближенно характеризовать выражением [9]

$$A = H_* d_{д.н} \sigma \cos \theta, \quad (8)$$

где

$$H_* = \frac{au^2}{2g} + \frac{p}{\gamma} + z + U;$$

здесь H_* — изменение полной удельной энергии, отнесенной к единице силы тяжести; $au^2/2g$ — удельная кинетическая энергия; u — скорость слоя потока; $H = p/\gamma + z$ — удельная потенциальная энергия; U — удельная внутренняя энергия, учитывающая влияние инерционности потока, изменение температуры, гидрохимических и других факторов; σ — коэффициент поверхностного натяжения воды на границе вода — оксид кремния (песок); θ — краевой угол в точке контакта; $d_{д.н}$ — средняя крупность частиц руслоформирующих наносов в месте измерений.

При обосновании процесса также можно исходить из тезиса Г. А. Лоренца о том, что в равновесном состоянии системы ее внутренняя энергия неизменна, при этом внутренняя энергия есть функция только величин, определяющих состояние системы. При исследовании многих природных процессов закон сохранения энергии используется совместно с законом сохранения количества движения. В классической механике закон импульса применяется в теории удара: если удар не является абсолютно неупругим по неподвижному телу, то после столкновения у системы остается кинетическая энергия [3]:

$$E_1 = \frac{m_1}{m_1 + m_2} E_0, \quad (9)$$

где m_1 и m_2 — массы двух тел, составляющих систему; E_0 — кинетическая энергия системы до удара. Способности текучих сред оказывать сопротивление движущимся в них телам определяются столкновениями частиц текучей среды друг с другом. При этом такие частицы могут, не касаясь между собою, отклоняться от прямолинейных путей вследствие силового взаимодействия — неупругого столкновения.

Рассмотрим в качестве одного тела массой m_2 объем потока воды в аллювиальном русле, а в качестве другого тела — захваченные этим турбулентным потоком частицы наносов массой m_1 . Считая «мишенью» поток, скрепим с ним систему координат, а в качестве «снаряда» используем частицы наносов. Импульс частиц наносов обозначим \vec{p}_1 . По закону сохранения импульса при относительной неподвижности «мишени» $\vec{p}_1 = \vec{p}$, т. е. импульсу системы. Кинетическая энергия системы $E = p^2/2m$, где $m = m_1 + m_2$ — масса системы. При вышеуказанном взаимодействии потока с наносами закон сохранения энергии представляется в виде

$$\frac{p_1^2}{2m_1} = \frac{p_1^{*2}}{2m_1} + \frac{p_2^{*2}}{2m_2} \pm U, \quad (10)$$

где p_1^* и p_2^* — соответственно импульсы наносов и потока после неупругого столкновения (без слипания); U — изменение внутренней энергии системы, которое может быть как положительным, так и отрицательным. Таким образом, используя отрицательное изменение внутренней энергии и прибавляя его к кинетической энергии наносов, можем получить снижение гидравлических сопротивлений в наносонесущем потоке, используя при этом закон сохранения энергии. Эта особенность объясняет процессы в ряде экспериментов, для которых наличие наносов способствовало в одних случаях увеличению, в других — уменьшению гидравлических сопротивлений [6, 9]. Однако следует учесть то обстоятельство, что полученный результат свидетельствует только о направлении поисков при экспериментальных исследованиях, определение же пределов значения снижения гидравлических сопротивлений может быть получено только опытами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Гидромеханический анализ турбулентного руслового потока. — Л., 1985. — 83 с.
2. Владимиров А. М. Сток рек в маловодный период года. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 295 с.
3. Гельфер Я. М. Законы сохранения. — М.: Наука, 1967.
4. Гринвальд Д. И., Никора В. И. Речная турбулентность. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — 152 с.

5. Гришанин К. В. Гидравлическое сопротивление естественных русел. — СПб: Гидрометеоиздат, 1992. — 183 с.
6. Гришин Н. Н. Механика придонных наносов. — М.: Наука, 1982. — 160 с.
7. Ибад-заде Ю. А. Наносный режим рек. — М.: Стройиздат, 1989. — 325 с.
8. Кудряшов А. Ф. О диссипации энергии потока при перемещении руслоформирующих наносов. — Депон. ВИНТИ, № 7040—В 88, 1988.
9. Кудряшов А. Ф. Гидроаэромеханика спонтанных формирований и русловые процессы. — В кн.: Материалы научной конференции по проблемам водных ресурсов Дальневосточного экономического района и Забайкалья. Л.: Гидрометеоиздат, 1991, с. 108—115.
10. Кудряшов А. Ф. Особенности гидравлики потока в аллювиальном русле. — В кн.: Исследование русловых процессов для практики народного хозяйства. М., 1983, с. 25—26.
11. Кудряшов А. Ф. Процесс размыва борозды на поверхности связанного грунта. — В кн.: Динамика русловых потоков. Сб. научных трудов. Л.: Изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1987, вып. 98, с. 88—93.
12. Кудряшов А. Ф. О затухании скорости руслового потока в мелкозернистых аллювиальных отложениях дна. — В кн.: Моделирование и прогнозы гидрологических процессов. Сб. научных трудов. СПб: Изд. РГГМИ, 1992, вып. 161, с. 66—71.
13. Хонькин А. Д. (ред.). Методы расчета турбулентных течений, М.: Мир, 1984. — 164 с.
14. Tsujimoto T., More A., Okabe T., Ohmoto T. Nonequilibrium sediment transport. — J. Hydrosci. Hydraul. Eng., 1990, vol. 7, № 2, p. 1—25.

ГРЯДОВОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ В ЭКОСИСТЕМЕ РЕЧНОЙ ПОТОК — РУСЛО

При проектировании гидротехнических сооружений для учета возможных непредсказуемых последствий, нежелательных деформаций в экосистеме речной поток — русло необходимо рассматривать поток жидкости и подвижное русло как единую механическую систему, обладающую свойством саморегулирования.

По мнению известного американского гидравлика Кеннеди (см. [4]), прогнозирование расхода воды для аллювиальных русел — проблема первостепенной важности, упирающаяся в незнание закона сопротивления. Существующие зависимости для оценки гидравлических сопротивлений речных потоков противоречивы. На сегодня получены надежные зависимости для оценки сопротивления движению потоков лишь в трубопроводах или малых искусственных каналах. Так, широко известная графическая зависимость Зегжды — Никурадзе [3] не дает хороших результатов при расчетах сопротивлений естественных русел [1]. Таким образом, ввиду малой эффективности оценки сопротивлений зернистой шероховатости и донных гряд для речных русел, а также ввиду чрезвычайной сложности создания в настоящее время математической или гидравлической модели сопротивлений встает вопрос о необходимости привлечения дополнительной натурной информации и экспериментальных данных.

По данным К. В. Гришанина [2], на реках с песчаным дном потери энергии, обусловленные сопротивлением гряд, составляют от 60 до 90 % полных потерь по длине, поэтому оценка грядового сопротивления необходима для практических расчетов. Грядовые формы являются основными элементами руслового рельефа и могут представлять собой единую целостную систему гряд разного порядка, упорядоченность в которой проявляется в форме иерархических связей. Каждый элемент системы является частью более крупного. Ранжирование русловых форм в иерархическом ряду должно учитывать их качественное и количественное изменения, соподчиненность, соответствие выделенных рангов в речных руслах. В настоящее время большинством исследователей признаны дискретные свойства и иерархическая организация русловых грядовых структур, их развитие связывается с разными факторами и закономерностями. Наряду с этим и несмотря на огромное количество классификаций гряд, нет четких представлений о линейных размерах гряд. Поэтому в дополнение к описаниям разных уровней гряд по их внешним признакам, зависимостям их связи с параметрами русла и потока важно иметь так-

же масштабную характеристику гряд, соотношение параметров, характеризующих форму, их соподчиненность в иерархической цепочке. Это необходимо прежде всего для решения сложнейшей проблемы — оценки русловых сопротивлений, понимания непрерывно изменяющегося, вместе с изменяющимся гидрологическим режимом, механизма грядовых сопротивлений. Последние в свою очередь связаны с не менее сложной проблемой — деформацией русел, происходящей, в частности, через перестройку русловых грядовых форм.

В данной работе соотношение параметров гряд, характеризующее особенности их формы, соподчиненность, масштабность, а также зависимости между их параметрами устанавливались на основе натуральных данных, полученных для ряда крупных рек. Кривые зависимости длины гряд от их высоты $l_r = f(h_r)$ (рис. 1) построены по данным эхолотирования дна на участке р. Енисей в районе п. Дудинка (10 км), по фарватеру р. Амура в районе Нижнеспасское — Комсомольск-на-Амуре (850 км), на р. Волге (20 км выше г. Казани); на участке русловых наблюдений р. Мсты (общей протяженностью около 20 км).

Большой разброс точек для р. Амура, чем для других рек, объясняется тем, что они освещают данные по участку очень большой протяженности (850 км), который, видимо, при дальнейшей обработке целесообразно разбить на несколько подучастков и связать характер зависимости $l_r = f(h_r)$ для каждого участка с плановыми очертаниями русла (наличием побочной, островов, изгибов и т. п.). В общем анализ кривых показал, что зависимость $l_r = f(h_r)$ не может быть описана каким-либо одним математическим выражением из-за иерархии гряд, развивающихся на разных структурных уровнях, каждый из которых имеет свой механизм образования, хотя и имеются общие черты этого механизма. На кривых (см. рис. 1) можно выделить два участка, отличающихся кривизной: криволинейный (нижний) и относительно прямолинейный (верхний). Зависимость $l_r = f(h_r)$ для гряд от 60 м и более имеет относительно прямолинейный вид и может быть описана линейной функцией вида

$$l_r = ah_r + b.$$

Зависимость $l_r = f(h_r)$ для гряд от 0 до 60 м длиной и высотой от 0 до 1,5 м имеет криволинейный вид и может быть представлена показательной функцией

$$l_r = ah_r^x.$$

Этот нижний участок кривой имеет значительную кривизну и может быть разбит на подучастки гряд с длиной гряд до 5, 10, 20, 40, 60 м. При этом чем меньше диапазон выделяемых длин гряд, тем ближе теоретическая кривая к эмпирической.

Наиболее распространены гряды высотой до 0,5 м и длиной

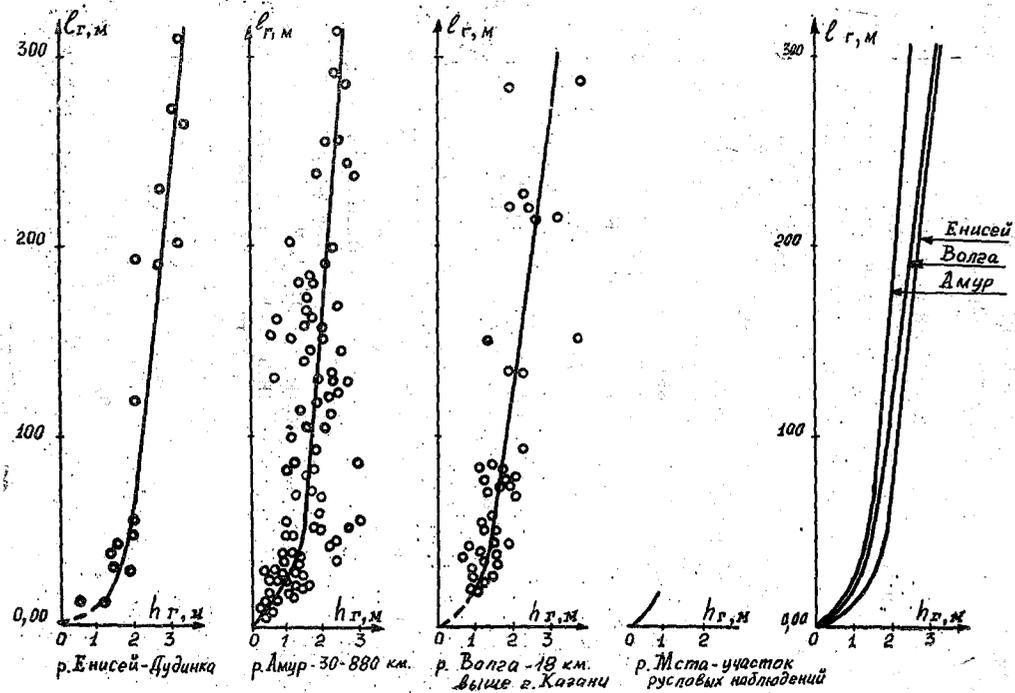


Рис. 1. Зависимости длины гряд от их высоты.

около 10 м. Они расположены на большей части ширины реки и существуют в течение почти всего года. Это наиболее крутые гряды с относительной высотой шероховатости менее 0,2. ими обуславливаются основные сопротивления потоку на гидростворе. Остальные, более крупные, гряды также оказывают сопротивление потоку, но его механизм для створов измерения более сложен и будет рассмотрен в дальнейшем при анализе результатов экспериментов.

Формулы для гряд массового распространения и длинных гряд, полученные с помощью метода наименьших квадратов, приведены в табл. 1. Для всего диапазона гряд может быть записана одна формула вида

$$l_r = ah_r^x.$$

Она будет отражать общие свойства, например рост длин гряд с увеличением их высот, но для расчета конкретных характеристик такие формулы мало пригодны из-за значительных отклонений расчетных значений от эмпирических, поэтому целесообразно использование двух видов формул (см. табл. 1).

В связи с наиболее подробными данными о параметрах гряд для р. Амура была построена зависимость $h/l=f(l)$ (рис. 2), которая представляет собой кривую гиперболического типа

$$h/l = al^{-m/n},$$

согласно которой с уменьшением длины гряд крутизна их увеличивается, и наоборот. При анализе зависимости выявлена ступенчатость, объясняемая наличием гряд разных порядков: более

Таблица 1
Зависимости длин гряд от их высот

Название участка реки	Формула	Диапазон длин и высот гряд, м	Формула	Диапазон длин и высот гряд, м
р. Енисей — район п. Дудинка	$l_r = 20h_r^{1,1}$	$l_r = 0-40,$ $h_r = 0-1,95$	$l_r = 213h_r - 373$	$l_r > 40$ $h_r > 1,95$
р. Амур — участок Нижнеленинское — Комсомольск-на-Амуре	$l_r = 27h_r^{1,7}$	$l_r = 0-40,$ $h_r = 0-1,45$	$l_r = 244h_r - 318$	$l_r > 40$ $h_r > 1,45$
р. Волга — 18 км выше г. Казани	$l_r = 37h_r^{1,1}$	$l_r = 0-60,$ $h_r = 0-1,53$	$l_r = 171h_r - 222$	$l_r > 60$ $h_r > 1,53$
р. Мста — участок русловых наблюдений	$l_r = 28h_r^{1,3}$	$l_r = 0-22,$ $h_r = 0-0,8$		

Средний и Нижний Амур

По данным эхолотных записей 1991 г.
Табл. 2

Крутизна гряд h_r/l_r	Длина гряд l_r , м
0,06 - 0,10	до 8,0
0,06 - 0,045	8,0 - 12
0,045 - 0,025	12 - 22
0,025 - 0,015	22 - 80
0,015 - 0,01	80 - 160
< 0,01	> 160

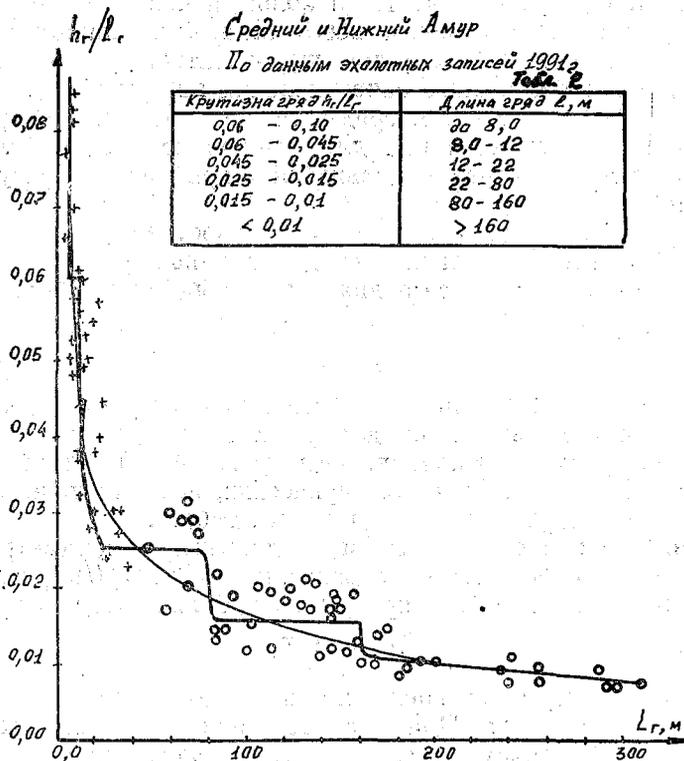


Рис. 2. Зависимость $h_r/l_r = f(l_r)$.

мелкие гряды развиваются на фоне более крупных. Эти разновеликие гряды формируются при неравнозначных гидрологических условиях: на крупных грядах, сформированных в условиях половодья или высокого паводка и сохранившихся в меженные периоды, возникают и развиваются более мелкие гряды с параметрами, резко отличающимися от параметров первичных, более крупных, гряд; образование более мелких гряд обусловлено колебаниями уровня в меженный период.

На кривой $h/l = f(l)$ можно выделить шесть ступеней крутизны гряд в зависимости от их длины (рис. 2). Для каждой ступени может быть записана своя зависимость (табл. 2). Ступенчатость крутизны показывает, что наряду с относительно плавным изменением сопротивлений, оказываемых потоку грядами, имеет место и скачкообразный, ступенчатый ход значений сопротивления.

Для оценки грядовой составляющей сопротивлений важной информацией являются также данные о связи параметров гряд с параметрами потока. Так, по данным Б. Ф. Смищенко [6], нели-

Зависимость высоты гряд от их длин
для различных диапазонов крутизны гряд

Диапазон h_r/l_r	Среднее h_r/l_r	$h_r = a l_r^{2/3}$
0,080—0,060	0,070	$h_r = 0,127 l_r^{2/3}$
0,060—0,045	0,050	$h_r = 0,108 l_r^{2/3}$
0,045—0,025	0,035	$h_r = 0,092 l_r^{2/3}$
0,025—0,015	0,020	$h_r = 0,082 l_r^{2/3}$
0,015—0,010	0,013	$h_r = 0,068 l_r^{2/3}$
0,090	0,090	$h_r = 0,054 l_r^{2/3}$

нейная зависимость между высотой гряды h_r и глубиной h может быть представлена приблизительно в виде двух линейных связей:

$$\begin{aligned} \text{при } h < 100 \text{ см} & \quad h_r = 0,25h; \\ \text{при } h > 100 \text{ см} & \quad h_r = 0,20 + 0,1h. \end{aligned}$$

Для длины гряды l_r Смищенко [6] приводит соотношение $l_r = 4,2h$. А. Б. Клавен и З. Д. Копаллиани [5], используя различные данные натуральных и лабораторных исследований, получили зависимость $l_r = 5h$. Кнороз получил соотношения $h_r = (0,1 - 0,25)h$ и $l_r = (6-17)h$ [2]. По данным натуральных наблюдений на р. Волге автор данной статьи получил соотношение $h_r = 0,13h$. Так, если известна глубина, то по этим соотношениям можно ориентировочно оценить высоту или длину гряд, для корректировки соотношения между высотой и длиной гряд можно использовать также полученные выше зависимости $l_r = f(h_r)$ (см. табл. 1).

Как показывает анализ экспериментальных данных, полученных на кафедре гидрометрии РГГМИ, воздействие гряд на поток выражается в изменении глубин потока, уклона водной поверхности и скорости течения. Зона воздействия — расстояние S от гребня гряды до точки выклинивания подпора — определяется формулой, содержащей высоту гряды h_r и уклон водной поверхности I :

$$S = \frac{h_r}{I \cos(\arctg I)}$$

В результате ряда экспериментов было установлено, что если при свободном русле состояние потока было бурным, то при внесении в поток гряд глубина в створе перед грядой становилась

больше критической, уменьшалась кинетичность потока, увеличивалась потенциальная энергия. Гряды как бы «успокаивают» поток (уменьшается число Фруда) и тормозят его (уменьшается средняя скорость). Таким образом, саморегулирование потока при преодолении сопротивления проявляется в перераспределении скоростей, глубин, потенциальной и кинетической энергии. Раскрытие механизма саморегулирования является важной частью системного подхода, который, по мнению Н. Б. Барышникова [1], поможет решить проблему расчета сопротивлений.

Важно отметить, что сопротивление движению потоков изменяется как во времени (внутри года и в многолетнем плане), так и в пространстве (по длине и ширине потока). Это необходимо учитывать при оценке экологического состояния системы речной поток — русло, так как изменение сопротивлений ведет в свою очередь к изменению процесса транспорта наносов, стока воды, формы сечения русла, уклонов водной поверхности. Знание природы сопротивлений позволит объяснить процессы перемешивания, разбавления промышленных стоков, аккумуляции загрязняющих веществ, влияющих на качество воды в речных системах.

Так, при смене подъема уровня воды спадом в половодья и паводки рост высоты гряд сменяется смывом их гребней. В этот момент времени на дне появляются относительно симметричные гряды. Такие гряды в большинстве случаев, как показали эксперименты, оказывают потоку иное, большее, сопротивление, чем несимметричные гряды той же высоты и длины. Это явление связано с уменьшением и исчезновением водоворотных зон в подвальях несимметричных гряд. Придонный слой воды при этом движется не по водоворотам («колесам»), а скользит. Из физики известно, что трение скольжения всегда больше трения качения, этим и объясняется увеличение сопротивлений симметричных гряд по сравнению с таковым для несимметричных.

Кроме того, при прохождении потоком участков русла с разными плановыми очертаниями (повороты, расширения, сужения) гряды всегда перестраиваются вплоть до исчезновения и перехода движения наносов в безгрядовой форме. При этом изменяются основные факторы грядового сопротивления: крутизна, высота, длина гряд. Вместе с этим изменяется и режим взмучивания в придонных слоях, меняется соотношение между взвешенными и донными наносами. Таким образом действует механизм сопротивления в системе речной поток — русло.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Системный подход к определению сопротивлений движению русловых потоков. — В кн.: Расчетные гидрологические характеристики. Сб. научных трудов. Л.: Изд. ЛГМИ, 1991, с. 81—86.
2. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 312 с.

3. Зегжда А. П. Гидравлические потери на трение в каналах и трубопроводах. — Л.—М.: Госстройиздат, 1957. — 276 с.

4. Знаменская Н. С. Донные наносы и русловые процессы. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 191 с.

5. Клаев А. Б., Копалиани Э. Д. О связи длины гряд с продольным размером крупномасштабных элементов турбулентности. — Труды ГГИ, 1974, вып. 216, с. 19—24.

6. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. — Л.: Гидрометеоздат, 1982. — 271 с.

СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СТОКА ВОЛГИ И УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Многолетние колебания уровня Каспийского моря зависят от соотношения приходных и расходных составляющих водного баланса моря. Среди приходных составляющих наиболее значителен поверхностный приток. На 35 водотоках, впадающих в море, в разные периоды производился подсчет стока воды. Если принять за 100 % сток Волги у Волгограда, то вторым по водности притоком является Кура, ее сток у г. Сальяны составляет 6,3 %, сток Урала, с. Тополи равен 3,3 %, Терека, с. Каргалинское также 3,3 %, Сулака, г. Миатлы 2,2 %, Самура, с. Ахты 0,5 %. Суммарный сток всех остальных рек составляет 1,2 % стока Волги у Волгограда. Суммарный сток рек иранского побережья равен стоку Куры.

Многолетние колебания суммарного поверхностного притока определяются изменениями стока Волги, в свою очередь приращения уровня моря колеблются синхронно с суммарным притоком и стоком Волги. Во все периоды, кроме 80-х годов настоящего столетия, в годы со стоком Волги, превышающим норму, приращения уровня моря были положительными — наблюдался рост уровня, если же сток Волги был ниже нормы, то приращения уровня отрицательны — шел спад уровня моря. После 1980 г. эта закономерность нарушена. В 1982—1984 и 1988—1989 гг. сток Волги был ниже нормы, однако спада уровня не происходило. В 1980—1992 гг. в проливе Кара-Богаз-Гол действовала сначала глухая, а в конце периода с ограниченным в $1,6 \text{ км}^3/\text{год}$ стоком плотина (естественный сток в проливе изменялся в диапазоне $5\text{—}30 \text{ км}^3/\text{год}$). В результате от моря была отчленена акватория залива, где наблюдается наибольшая интенсивность испарения. Это привело к изменению соотношения между колебаниями притока и значениями приращений уровня моря. Уменьшение суммарного испарения и стока в залив привело в годы с пониженным против нормы притоком к стабилизации, но не к падению уровня моря. Таким образом, колебания уровня моря в естественном состоянии определяются водностью притока, которая фактически зависит от колебаний водности Волги. Следовательно, сверхдолгосрочные прогнозы целесообразно разрабатывать параллельно для стока Волги и приращений или самих уровней моря.

Прогнозы стока Волги имеют самостоятельное практическое значение. Спрогнозированные значения стока могут быть использованы для оценки будущих приращений уровня моря по параметрическим моделям, связывающим приращения со стоком Вол-

ти и в залив Кара-Богаз-Гол и имеющим высокую надежность [11].

Сверхдолгосрочные (с заблаговременностью год и более) прогнозы геофизических процессов, в частности стока рек и уровней озер, разработаны недостаточно. В настоящее время нет официально принятых методов таких прогнозов. Среди разработок разных авторов можно выделить достаточно формализованные для использования методы: динамико-статистический Ю. М. АLEXИНА, 1963 [1], генетический Э. И. САРАХУНЯНА и Н. П. СМЕРНОВА, 1971 [8], метод самоорганизации Е. А. ЛЕОНОВА, 1990 [6].

Эти методы были использованы для прогнозов стока Волги и приращений уровня моря (табл. 1).

Расхождения в результатах прогнозов среднего за период стока Волги различными методами незначительны, но по динамике изменений во времени получен противоположный ход. В отношении прогнозных значений приращений уровня моря методы динамико-статистический и самоорганизации дали противоположные результаты. Метод генетический разработан для прогнозов только стока Волги.

Климатические подходы к решению проблемы прогнозов уровня Каспийского моря разрабатывались в 50-х—70-х годах (В. С. Антонов, Е. Г. Архипова, А. Н. Афанасьев, В. Ю. Георгиевский, А. А. Гирс, А. Л. Кац, К. Н. Смирнова, Н. М. Соскин, М. С. Эйгенсон). Особое значение имели прогнозы, основанные на учете солнечной активности, поскольку давали ход длительных тенденций уровня моря. Эти прогнозы, в основном качественные, исходили из положений, что периодам понижения вековых циклов активности соответствуют высокие уровни моря, а при повышении солнечных вековых циклов наблюдаются низкие уровни моря. Солнечная активность и уровни моря сопоставлялись за синхронные или при небольшом опережении активности интервалы времени. Поэтому для прогнозов уровней использовались прогнозы самой солнечной активности. Необходимо отме-

Таблица 1

Прогнозные значения (числитель — среднегодовые расходы, м³/с, Волга, г. Волгоград, знаменатель — приращения уровня, см), средние по четырем в. п. (Баку, Махачкала, Ф. Шевченко, Красноводск)

Метод прогноза	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	Средние за 1990—1996
Динамико-статистический	$\frac{7605}{-9}$	$\frac{7790}{-9}$	$\frac{7000}{-7}$	$\frac{7054}{-5}$	$\frac{7534}{-4}$	$\frac{7635}{-3}$	$\frac{8268}{-4}$	$\frac{7556}{-5}$
Самоорганизации	Среднее за 1982—1996 гг. — $\frac{7728}{4}$							
Генетический	$\frac{7440}{-}$	$\frac{9459}{-}$	$\frac{8706}{-}$	$\frac{7757}{-}$	$\frac{8408}{-}$	$\frac{6817}{-}$	$\frac{5508}{-}$	$\frac{7728}{-}$

тять, что использование синхронных связей между солнечной деятельностью и уровнем моря исключает наличие и действие физических механизмов передачи влияния солнечной активности на уровень моря, а использование спрогнозированных значений предиктора не создает уверенности в результатах прогнозов уровня моря. В настоящее время не наблюдается отмеченной выше закономерности — повышение векового цикла солнечной активности сопровождается ростом уровня моря, а не наоборот.

Предлагается следующая методология выделения длительных тенденций в процессах, отличающихся наличием внутрирядной связности. (Ряды годового стока крупных рек, приращений уровня моря характеризуются такими свойствами, они неслучайны [11].) Для выделения длительных тенденций в подобных рядах рекомендуются следующие преобразования исходных последовательностей.

Общий вид переменных внутрирядно связанных рядов может быть представлен как

$$y_i = \bar{y}_i + \alpha_i,$$

где y_i — переменная ряда, \bar{y}_i — динамическая норма, или динамический уровень, представляющий функциональную составляющую процесса, α_i — случайная составляющая.

Определение динамических норм производится сглаживанием рядов с использованием второй ступени биномиального фильтра. Расчеты производятся по формулам:

$$\bar{y}_i = \sum_{k=0}^{T-1} C_k y_{i+k}, \quad C_k = (\Gamma - 1)! / 2^{T-1} k! (T - k - 1)!,$$

где \bar{y}_i — сглаженные значения переменных исходного ряда от $i=1$ до $i=n$, n — число членов исходного ряда, T — интервал осреднения. Для крайних членов выполняется простое осреднение. Выполняется многократное сглаживание. Положительным качеством такого сглаживания является сохранение положения основных переломных точек во временном изменении элементов рядов.

Тенденции в процессах определяются построением интегральных кривых по значениям динамических составляющих. Для рядов, составленных из положительных признаков, например сток рек, расчет производится для ординат Z_i по формулам:

$$Z_i = \frac{\sum_1^n (K_i - 1)}{C_v}, \quad K_i = \frac{\bar{y}_i}{y}, \quad \bar{y} = \frac{\sum_1^n \bar{y}_i}{n}, \quad C_v = \sqrt{\frac{\sum_1^n (K_i - 1)^2}{n - 1}}.$$

Для знакопеременных рядов, например приращения уровня моря, вычисления выполняются по формулам:

$$Z_i = \frac{\sum_1^n (\bar{y}_i - \bar{y})}{\sigma}, \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum (\bar{y}_i - \bar{y})^2}{n-1}}$$

Использование данной методологии¹ дает следующие результаты: из переменных рядов исключаются случайные составляющие, причем результаты расчетов однозначны; представлением динамических норм в виде нормированных на дисперсии интегральных кривых в явном виде проявляется характер колебаний функциональных составляющих, достигается сравнимость хода различных процессов.

На рис. 1А приведены совмещенные графики колебаний стока Волги, приращений уровня Каспийского моря, хронологического хода чисел Вольфа, здесь же показаны ход динамических норм и интегральные кривые динамических норм. Явное соответствие прослеживается в ходе интегральных кривых динамических норм; развитие векового цикла солнечной активности начиная с 1832 г. и далее моделирует ход длительных тенденций стока Волги и уровня Каспийского моря за периоды наблюдений. На кривых можно выделить соответственные фазы, временной сдвиг между наступлением соответственных фаз на кривой чисел Вольфа и кривых стока Волги и уровней моря составляет 45—55 лет. Такие результаты неслучайны. Аналогичный ход тенденций стока наблюдается и на других крупных водосборах бассейна Волги — Кама, г. Пермь, Белая, г. Уфа, Ока, г. Муром. С некоторыми отклонениями для каждого физико-географического района на кривых тенденций стока этих рек выделяется длительная волна с переломными точками в те же, что и для Волги, периоды. Начиная с конца 70-х годов XX в. на всех значительных водосборах бассейна Волги в ходе интегральных кривых динамических норм стока наблюдается подъем. В распределении серий многоводных и маловодных лет наблюдаемых среднегодовых расходов воды в эти годы на волжских реках преобладают многоводные серии. Таким образом, для региона Волги последнее десятилетие характеризуется повышенным стоком рек, а следовательно, увеличением влажностных характеристик климата региона.

Физические механизмы связи солнечной деятельности с климатом к настоящему времени определены неполностью. В ряде работ, посвященных этим вопросам, доказываемается, что взаимодействие планет солнечной системы приводит к изменению параметров орбиты Солнца, вследствие чего меняется «солнечная постоянная» [4, 5, 7]. Колебания солнечной постоянной наряду с непосредственным влиянием на континенты сказываются на термических и динамических процессах в Мировом океане, которые через посредство атмосферной циркуляции оказывают влияние на климатические характеристики континентов. В таком случае между процессами на Солнце и наступлением климатических измене-

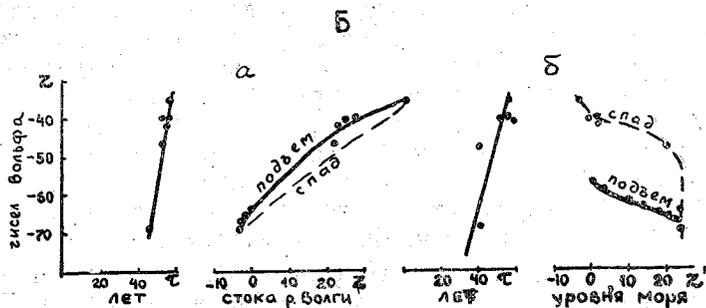
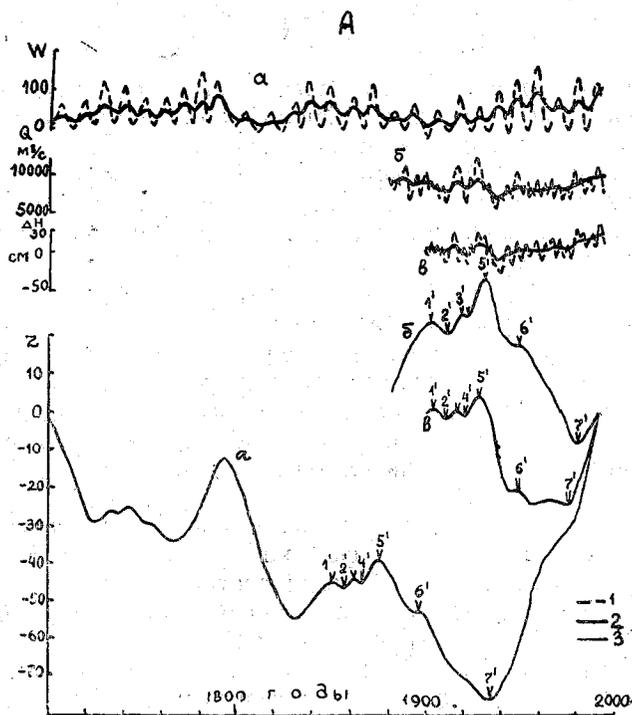


Рис. 1. Зависимости между характеристиками годовых стока Волги, уровня Каспийского моря и солнечной активности предшествующих периодов.

А: многолетние колебания характеристик чисел Вольфа (а), стока Волги у Волгограда (б), приращений уровня Каспийского моря (в); 1 — наблюдаемые значения, 2 — динамические нормы, 3 — интегральные кривые динамических норм, 1', 2'... — соответственные фазы; Б: сопряженные связи характеристик соответственных фаз стока Волги у Волгограда (а) и приращений уровня моря (б) от характеристик чисел Вольфа.

ний континентов должны быть значительные временные сдвиги. Связи между солнечной деятельностью и характером атмосферной циркуляции также должны проявляться со значительными временными сдвигами.

Анализ зависимостей между солнечной активностью и атмосферной циркуляцией выполнен по данным чисел Вольфа за 1700—1989 гг. и индексов Л. А. Вительса за 1901—1990 гг. [2, 3]. Для анализа системы, включающей 16 рядов, использован метод главных компонент, особенности использования которого в гидрологических исследованиях изложены в [9]. Разложение длительных тенденций рядов индексов выполнено по корреляционной матрице. Существенные вклады в дисперсию процесса вносят первые три коэффициента разложения. При сумме собственных чисел 16 собственное число первого коэффициента равно 8,50, второго 4,82, собственное число третьего коэффициента равно 1,16. Собственные числа остальных коэффициентов разложения незначительны.

Анализ связности состояния атмосферы с солнечной активностью выполнен в форме корреляционных функций между ходом первых двух коэффициентов разложения и вековыми тенденциями чисел Вольфа до опережающего сдвига солнечной активности 200 лет. Функции близки к синусоидам. Наибольшая связность между солнечной деятельностью и атмосферными процессами по первому наиболее значимому коэффициенту разложения наблюдается при опережающем учете чисел Вольфа на 25 лет и характеризуется коэффициентом корреляции $-0,91$. Полный период функции составляет 80—85 лет.

Таким образом, изменчивость солнечной деятельности с наибольшей теснотой связи проявляется в колебаниях атмосферной циркуляции через 20—25 лет с ритмичностью в 80—85 лет.

Выполнен анализ связности стока Волги и уровня Каспийского моря с индексами Вительса.

Следует отметить, что зависимости уровня Каспийского моря от атмосферной циркуляции, представленной индексами Белинского, были исследованы и использованы для прогнозов уровня моря Н. К. Смирновой [10]. Однако индексы Белинского не были опубликованы и не определяются, поэтому в настоящее время нет возможности использовать или уточнить разработки Смирновой.

Зависимости стока Волги и уровня Каспийского моря от индексов Вительса исследованы для разных случаев от синхронного с $\tau=0$ до опережающего учета атмосферных процессов на $\tau=19$ лет.

Связи рассчитаны в следующем виде:
для стока Волги

$$Z_i = f\left(\sum_{j=1901}^i Z_{i-\tau}\right);$$

для уровня моря

$$H_u = f_1 \left(\sum_j \sum_{1901}^j Z_{i-j} \right),$$

где Z_i' — ордината i -го года нормированной интегральной кривой годового стока Волги, г. Волгоград или с. Поляна им. Фрунзе, H_i — средний годовой уровень моря по четырем в/п, Z_i — ординаты нормированных интегральных кривых индексов Вительса, t — период сдвига индексов, j — обозначения рядов индексов.

Наибольшая теснота связей и лучшее соответствие в ходе наблюдаемых и вычисленных по уравнениям регрессии стока Волги и уровня моря наблюдаются при опережающем учете атмосферной циркуляции на 11—12, а также 5—6 и 18—19 лет. Для этих сдвигов коэффициенты множественной корреляции для стока Волги равны 0,942—0,974, для уровня моря 0,982—0,988. На вычисленных кривых хода стока и уровня достоверно отражены высокая водность Волги и уровень в 20-е годы, низкий сток и падение уровней в 30-е и 70-е годы, а также рост этих характеристик после 1977 г.

Таким образом, повышенная теснота связей атмосферной циркуляции с солнечной активностью при опережающем учете чисел Вольфа на 25 лет и стока Волги и уровня моря от индексов атмосферной циркуляции с опережением циркуляции на 11—12 и 18—19 лет подтверждает возможность связей между крайними процессами, т. е. между солнечной активностью и стоком Волги, а также между солнечной активностью и уровнями моря. При этом наибольшая теснота зависимостей должна наблюдаться при сдвиге чисел Вольфа на 40—50 лет.

Временные сдвиги в 45—55 лет наблюдаются между соответственными фазами хода длительных тенденций солнечной активности и такими климатическими показателями, как сток Волги и уровни Каспийского моря. Причем, если изменения стока Волги являются показателями климатических изменений в бассейне, то на колебания уровней моря оказывают дополнительное влияние морфометрические особенности водоема через их влияние на составляющие баланса моря.

Амплитуда колебания уровня моря за период наблюдений 1830—1992 гг. составляет 3,5 м, площадь акватории моря изменяется при этом на 55 тыс. км². При высоких уровнях увеличивается объем испарения с поверхности за счет увеличения площади и интенсивности, в естественном состоянии увеличивается также и сток в залив Кара-Богаз-Гол. Увеличение расходных составляющих баланса при высоких уровнях моря препятствует дальнейшему росту уровня моря даже в случаях повышенных против нормы приходных составляющих баланса моря. При низких уровнях моря вследствие уменьшения площади акватории моря и интенсивности уменьшается объем потерь на испарение, сокращается также подача воды в залив. Все это препятствует

дальнейшему падению уровня моря. Таким образом, если приходные составляющие играют роль вариационных факторов, то расходные выполняют роль стабилизирующих уровень параметров. Этими причинами можно объяснить, что связи уровня моря с внешними факторами более сложные по сравнению со связями элементов притока с теми же предикторами.

На рис. 1Б приведены сопряженные связи времени сдвига соответственных фаз и характеристик стока Волги от характеристик чисел Вольфа. Аналогичные связи даны для уровня Каспийского моря. Связи между характеристиками чисел Вольфа и стоком Волги, а также значениями приращений уровня моря нелинейны. Намечается их разделение на ветви подъема и спада. Ветви спада освещены данными недостаточно. На ветвях подъема число соответственных точек значительно, намечается общее направление их хода, что позволяет экстраполировать зависимости. Для оперативного прогноза используется ветвь подъема.

Каждая пара зависимостей для временных сдвигов и численных значений прогнозируемых характеристик как функции длительных тенденций чисел Вольфа представляют аппараты для моделирования и прогнозов стока Волги и уровня моря.

Поверочные прогнозы стока Волги за 1879—1991 гг. выполнены по данным чисел Вольфа за 1831—1945 гг. Обеспеченность удовлетворительных прогнозов равна 89,0 % при природной обеспеченности 68 %. В качестве допустимой погрешности принято значение 700 м³/с, представляющее среднеквадратическое отклонение ряда динамических норм стока Волги у Волгограда, норма стока составляет 7954 м³/с, коэффициент вариации равен 0,088.

Поверочные прогнозы приращений уровня моря за 1900—1991 гг. произведены по данным чисел Вольфа за 1848—1948 гг. Обеспеченность удовлетворительных прогнозов равна 89,1 % при природной обеспеченности 68 %, допустимой погрешности ± 6 см. Среднегодовое значение приращений составляет —2,146 см, коэффициент вариации 2,658. Моделирование хода уровня моря выполнено путем суммирования спрогнозированных значений приращений, начиная от фактического значения уровня. В расчетах учтен дополнительный рост уровня за счет перекрытия плотинной стока в залив Кара-Богаз-Гол от 2 см в 1980 г. до 40 см в 1991 г.

При моделировании стока Волги и уровня моря использованы известные значения чисел Вольфа. Начавшаяся в 1934 г. ветвь подъема характеристик чисел Вольфа продолжалась по 1992 г., что определяет повышенный сток Волги в течение 4—5 десятилетий и рост уровня моря по крайней мере до конца столетия.

До конца столетия среднегодовой сток Волги превысит современную норму, уровень моря сохранит тенденцию к повышению. Факт полного открытия пролива Кара-Богаз-Гол в июне 1992 г. окажет понижающее воздействие на ход уровня моря. Для учета прекращения регулирования стока в залив необходима

организация наблюдений за стоком в проливе и дополнительные исследования.

Основные выводы могут быть сведены к следующим положениям.

Современные методы прогнозов ограничены в отношении своих возможностей не более чем 1996 г., в отношении будущего хода уровня моря они дают противоречивые результаты.

Методы прогнозов тенденций уровня Каспийского моря, разработанные в 50-е—70-е годы были основаны на спрогнозированных значениях предиктора—солнечной активности, в основном прогнозы хода уровня моря были качественными.

Методология обработки внутрирядно связанных рядов позволяет выделить из состава переменных функциональные составляющие, представить разные последовательности в сопоставимых масштабах и тем самым выявить наличие (отсутствие) одинаковых закономерностей в разных процессах.

Выявлена связность стока Волги и уровня моря с солнечной активностью предшествующих периодов. Обоснован временной сдвиг в 40—50 лет между этими процессами наличием промежуточных связей между солнечной активностью и атмосферной циркуляцией и атмосферной циркуляцией со стоком Волги и уровнем Каспийского моря.

Выполнено моделирование стока Волги и уровня моря по числам Вольфа предшествующих на 4—5 десятилетий периодов, что доказывает климатическую природу многолетних колебаний и последнего подъема уровня, начавшегося в 1978 г.

С 1934 по 1992 г. наблюдается ветвь подъема векового цикла солнечной активности. На основании выявленных зависимостей процессов стока Волги и уровня Каспийского моря от солнечной активности можно считать доказанным прогноз стока и уровня на перспективу, в целом дающий превышение этих характеристик по сравнению с нормами.

Сток крупных рек отражает изменения влажностных характеристик климата. Следовательно, можно полагать, что для региона бассейна Волги наступил и будет продолжаться в течение 4—5 десятилетий более влажный, чем предшествующий, период.

Методология может быть рекомендована для обработки длительных рядов влажностных характеристик климата. Результаты, по-видимому, могут быть использованы для совершенствования теории колебаний, а возможно, и для производства прогнозов климата.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексин Ю. М.* Статистические прогнозы в геофизике. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. — 88 с.

2. *Вительс Л. А.* Характеристики барико-циркуляционного режима. — Л.: Гидрометеоздат, 1965. — 128 с.

3. Вительс Л. А., Косоглебова С. В. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима Европейского естественно-синоптического района в 1965—1970 гг. — Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 79—198.

4. Коваленко В. Д., Кизим Л. Д., Пашестюк А. М. Влияние изменчивости гравитационного поля Солнечной системы на климат Земли. — Изв. ВГО, 1991, т. 123, вып. 4, с. 323—338.

5. Кудиярова В. Г. и др. Термодинамический режим средней атмосферы и его связь с геофизическими процессами / В. Г. Кудиярова, В. Г. Кривоуцкий, Д. А. Тарасенко, Н. Н. Фомина. — М.: Гидрометеоздат, 1988. — 13 с.

6. Леонов Е. А. Сверхдолгосрочные прогнозы водности рек — проблема глобальной гидрологии. — Изв. ВГО, 1990, т. 122, вып. 3, с. 233—240.

7. Панько В. А. Геокосмические связи как информационная основа долгосрочного прогнозирования. — Научно-техн. бюлл. Сиб. НИИ земледелия и химизации с. х., 1991, № 5, с. 19—32.

8. Сарахунян Э. И., Смирнов Н. П. Многолетние колебания стока Волги. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 168 с.

9. Смирнов Н. П., Склярченко В. Л. Методы многомерного статистического анализа в гидрологических исследованиях. — Л.: Изд. ЛГУ, 1986. — 192 с.

10. Смирнова К. Н. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря. — Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 94, 124 с.

11. Соловьева Н. Н. Многолетние колебания стока Волги и уровня Каспийского моря и их прогнозирование. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по проблеме Каспийского моря 3—5 июня 1991 г. в г. Гурьеве. — Управление охраны Казгидромета, 1991, с. 49—50.

Е. Е. ОБЧАРОВ, Н. Н. ЗАХАРОВСКАЯ,
В. В. ИЛЬНИЧ (МГУП)

ДОПУСТИМЫЕ МИНИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ ВОДЫ В МАЛЫХ РЕКАХ

При проведении водохозяйственных мероприятий весьма актуальным является вопрос о допустимых изъятиях стока и остаточных минимальных расходах в реках. Неограниченные безвозвратные изъятия стока из рек, усугубленные сбросами загрязняющих веществ, приводят не только к коренным изменениям водного режима, но и к необратимым экологическим последствиям. Однако в настоящее время нет единой общепринятой методики оценки допустимых изъятий стока или определения минимальных допустимых (остаточных экологических) расходов в реке.

В проектной практике в нашей стране (при разработке схем КИОВР, обосновании проектов и т. д.) по условиям охраны природы в качестве остаточного, как правило, принимают минимальный расход летней и зимней межени 95 %-ной обеспеченности [3].

Руководством по составлению водохозяйственного баланса, подготовленным ЕЭК ООН, рекомендуется устанавливать «минимально необходимый расход» как часть характерного для данной реки минимального расхода, который наблюдался в течение длительного времени и при котором обеспечивается биологическое равновесие в водной и окружающей среде.

В странах Европы подходы к установлению допустимых изъятий стока также неопределенны и противоречивы [1]. В одних странах (Австрия, Германия, Польша) минимальный расход назначается в долях от минимального среднесуточного или среднегодового, в других (Великобритания, Швейцария, Норвегия) — остаточный минимальный расход определяется в каждом конкретном случае в зависимости от местных особенностей, состава и потребностей водопользователей, сохранения ландшафта.

По рекомендациям ЦНИИКИВР [2] остаточный экологический сток предлагается оценивать комплексом гидролого-экологических показателей (нерест рыбы и нагул мальков, обитание водоплавающей и околородной фауны, воспроизводство луговых трав и т. д.). Среднемесячный гидрограф по этим рекомендациям в очень маловодный год ($P=95\%$) не должен быть ниже минимальных наблюдаемых среднемесячных расходов во все сезоны года ($P=97-99\%$); в среднемаловодный год ($P=75\%$) — не ниже гидрографа очень маловодного года ($P=95\%$); в средний по водности год ($P=50\%$) не ниже гидрографа среднемало-

водного года ($P=75\%$), а в среднемноговодный год — не ниже гидрографа среднего по водности года.

Очевидно, что выполнить эти рекомендации весьма затруднительно. На малых реках установление минимальных допустимых расходов связано с сопоставлением их с минимальным летним стоком, во время которого водотоки испытывают наибольшую антропогенную нагрузку.

Отправной точкой определения остаточных нормативных величин стока должен служить месячный минимальный расход 80 %-ной обеспеченности. Такое требование связано в первую очередь с ограниченной точностью исходной гидрологической информации и соответствующих расчетов. Известно, что на большинстве малых рек систематические гидрометрические наблюдения не ведутся. В этих случаях для определения минимального летнего месячного расхода пользуются картой изолиний характеристик минимального стока 80 %-ной обеспеченности. При переходе к другим обеспеченностям приходится вводить дополнительные коэффициенты, что связано с возможностью появления существенных ошибок.

Для малых рек, на которых проводились систематические гидрометрические наблюдения, наименьшие ошибки возможны также при расчетной 80 %-ной обеспеченности, что вытекает из анализа точности выборочных квантилей распределения, проведенных по данным испытаний [4].

Наши расчеты подтверждают этот вывод. В табл. 1 приведены расчетные квантили, средние квадратические и относительные ошибки минимальных летних месячных расходов воды 50 %-ной, 80 %-ной и 95 %-ной обеспеченности, вычисленные по материалам многолетних наблюдений на малых реках Белгородской области с использованием биномиальной кривой обеспеченности. Относительные ошибки ε_k определялись по зависимости

$$\varepsilon_k = \frac{\sigma_k}{K_p} \cdot 100 \%,$$

где ε_k — средняя квадратическая ошибка квантиля; K_p — расчетный квантиль, соответствующей обеспеченности $P\%$.

По 13 речным бассейнам (из 14) наименьшие средние квадратические ошибки соответствуют $P=80\%$, наименьшие относительные ошибки $P=50\%$ и наибольшие $P=95\%$. Относительные ошибки при $P=80\%$ лишь немного больше, чем при $P=50\%$. Как видно из табл. 1, при $P=95\%$ относительные ошибки могут достигать 100% даже при наличии длительных рядов наблюдений. Аналогичные результаты получены и по речным бассейнам малых рек других центральных областей России (Московской, Тверской, Тульской, Калужской). Расчетный расход 80 %-ной обеспеченности можно достаточно надежно определить и с помощью эмпирической кривой обеспеченности даже при про-

Расчетные квантили, средние квадратические

Река — пункт	Период наблю- дений <i>n</i> лет	Параметры бином. кривой		<i>P</i> = 50 %		
		<i>C_v</i>	<i>C_s</i>	Расчетн. квантиль <i>K_p</i> 50 %	Ср. кв. ошибка σ_{κ} 50 %	Относ. ошибка ϵ_{κ} %
Осколец	36	0,44	0,4	0,969	0,08	8,2
Халань	25	0,54	1,8	0,850	0,10	11,8
Валуи	41	0,63	1,0	0,900	0,11	12,2
Оскол	38	0,31	0,2	0,991	0,05	5,0
Болховец	23	0,50	1,2	0,805	0,10	12,4
Короча	36	0,55	1,2	0,896	0,09	10,0
Нежеголь	37	0,52	1,0	0,917	0,09	9,8
Северский Донец	38	0,52	0,5	0,997	0,09	9,0
Черная Калитва	31	0,98	2,2	0,677	0,15	22,2
Тихая Сосна	29	0,56	0,6	0,993	0,10	10,0
Сейм	52	0,48	1,6	0,880	0,08	9,1
Псел	53	0,53	1,6	0,868	0,08	9,0
Ворсклица	55	0,89	2,8	0,653	0,11	16,8
Ворскла	33	0,91	2,2	0,600	0,11	18,3
Среднее					0,10	11,7

должительности гидрологического ряда в 15 лет, так как соответствующий участок кривой хорошо освещен точками фактических наблюдений.

Проведенный анализ показывает:

а) летний расчетный минимальный месячный расход 80 %-ной обеспеченности, соответствующий маловодному году с повторяемостью примерно 1 раз в 5 лет и самой напряженной годовой фазе использования водных ресурсов, определяется с помощью кривой обеспеченности с достаточной надежностью (участок кривой достаточно освещен точками фактических наблюдений);

б) погрешности его вычисления значительно ниже таковых для обеспеченности 95 % и соразмерны с погрешностями для обеспеченности 50 %;

в) при определении $Q_{\min, 80\%}$ с помощью карт изолиний или по эмпирическим зависимостям в случае отсутствия гидрометрических наблюдений переходный коэффициент не вводится (при его вычислениях также возможны неточности).

Таким образом, за базисный расход при определении минимального остаточного стока целесообразно принимать расчетный летний минимальный месячный расход 80 %-ной обеспеченности. В случаях, когда в водотоках допустимы меньшие значения стока, можно оценить его в долях от $Q_{80\%}$.

Таблица 2

и относительные ошибки при $P=50, 80, 95 \%$

$P = 80 \%$			$P = 95 \%$		
Расчетн. квантиль $K_p 80 \%$	Ср. кв. ошибка $\sigma_K 80 \%$	Относит. ошибка $\epsilon_K \%$	Расчетн. квантиль $K_p 95 \%$	Ср. кв. ошибка $\sigma_K 95 \%$	Относит. ошибка $\epsilon_K \%$
0,626	0,08	12,0	0,331	0,10	30,2
0,563	0,07	12,3	0,400	0,09	22,5
0,460	0,10	21,17	0,170	0,07	41,2
0,740	0,09	12,2	0,510	0,05	9,8
0,630	0,08	12,7	0,460	0,10	21,7
0,538	0,08	14,9	0,318	0,07	22,0
0,558	0,08	14,3	0,069	0,07	101,4
0,558	0,08	14,3	0,220	0,07	31,8
0,265	0,08	30,2	0,136	0,12	88,2
0,398	0,08	20,1	0,188	0,11	58,5
0,611	0,06	9,8	0,472	0,09	19,1
0,571	0,05	8,8	0,417	0,10	24,0
0,404	0,06	14,8	0,368	0,10	27,2
0,318	0,06	18,9	0,193	0,10	50,5
	0,07	18,7		0,09	42,75

Окончательно остаточный экологический расход должен определяться с учетом конкретных особенностей малой реки (гидрологических, морфометрических, экологических), а также обеспечения нужд водопользователей ниже по течению. Основное условие — сохранение реки как части ландшафта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великанов А. Л., Никольская Н. В., Степанова М. И., Шабневская В. А. Методика комплексной оценки допустимых изъятий стока при осуществлении крупных водохозяйственных мероприятий. — В кн.: Труды Всесоюзного гидрологического съезда. Л.: Гидрометиздат, 1990, т. 4.
2. Коваленко Э. П., Фащевский Б. В. Вода, природа, человек. — Минск: Ураджай, 1986.
3. Нежиховский Р. А. Гидролого-экологические основы водного хозяйства. — Л.: Гидрометиздат, 1990.
4. Рождественский А. В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометиздат, 1977.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Владимиров А. М., Иманов Ф. А. Принципы оценки экологического стока рек	4
Плиткин Г. А. Оценка изменений водных ресурсов в условиях глобального потепления климата	8
Федоров Ю. А., Уренинов Г. Н. Применение аэрокосмических методов исследований для оперативного контроля и прогноза гидроэкологического состояния бассейна Арала	15
Бережной В. А., Шебеста Е. А., Федорова В. А., Шебеста А. А. Оценка перспективности захоронения промтоходов Череповецкого ПО «Аммофос» в глубокие водоносные горизонты методом математического моделирования	23
Орлов В. Г. Водные ресурсы рек Северо-Западного региона России	30
Арсеньев Г. С., Трущевский В. Л. Гидролого-экологические аспекты развития Карельского перешейка	35
Карпечко-Ю. В. Влияние характеристик леса на водность рек Карелии	38
Нестеренко И. М., Коновалова Л. М. Температурный режим осушаемых заболоченных территорий в Южной Карелии	43
Арсеньев Г. С. Водохозяйственный баланс озер Удомля и Песьво в условиях их использования в качестве водохранилища-охладителя Калининской АЭС	48
Владимиров А. М., Иманов Ф. А., Сакович В. М. Сравнительный анализ методов расчета минимального стока	54
Сакович В. М. Расчет минимального летне-осеннего стока рек Северо-Запада и Карелии	63
Владимиров А. М., Иманов Ф. А. Методика выделения меженных периодов на реках	71
Иманов Ф. А. Изменчивость минимального стока горных рек	78
Чэн Минцзян. Пространственно-временные колебания минимального зимнего стока рек Северного Китая	83
Дружинин В. С. Применение метода «Градекса» для определения расчетных дождевых максимумов малых водотоков при недостаточности гидрометрических данных	89
Сикай А. В. Моделирование рядов годового стока по схеме нестационарного случайного процесса	95
Хуа Цзянцэн. О выборе формулы эмпирической обеспеченности при оценке параметров распределения графоаналитическим методом	100
Орлов В. Г., Мояа Хайле. Использование гидрографической индикации для оценки водности неизученных рек Эфиопии	104
Федоров Ю. А. Исследование состояния и колебаний ледников с применением аэрометодов	107
Догановский А. М., Павлова Л. В. Применение сплайн-функции для анализа уровня режима озер	111
Догановский А. М. Амплитуды колебаний уровня воды в водоемах озера района ЕТР и их расчет	115
Трущевский В. Л., Болотов Н. Н. Опыт гидролого-экологической экспертизы водопользования (на примере г. Гатчины)	125
Барышников Н. Б. Влияние карьера в русле реки на посадки уровней (на примере р. Томи)	130
Левашов А. А., Левашова И. А. Схемы отражения в потоках и их использование	137
Кудряшов А. Ф. О гидравлических сопротивлениях в наносонесущем русловом потоке	141
Левашова И. А. Грядовое сопротивление в экосистеме речной поток — русло	146
Соловьева Н. Н. Сверхдолгосрочные прогнозы стока Волги и уровня Каспийского моря	154
Овчаров Е. Е., Захаровская Н. Н., Ильинич В. В. Допустимые минимальные расходы воды в малых реках	164

CONTENTS

Preface	3
<i>Vladimirov A. M., Imanov F. A.</i> Principles estimation of ecological runoff	4
<i>Pliitkin G. A.</i> The estimation of water resources changes caused by global warming of climate	8
<i>Fyodorov Yu. A., Ugreninov G. N.</i> Application of aerial and space mapping methods for the operational (dynamic) control and predictions in Aral basin	15
<i>Berezhnoy V. A., Shebesta E. A., Fyodorova V. A., Shebesta A. A.</i> The estimation of storage possibilities of production wastes in Devonian and Cambrian deposits by mathematical modelling method (for Cherepovetz IU «Ammofos»)	23
<i>Orlov V. G.</i> Water resources of rivers in North-Western region of Russia	30
<i>Arsenyev G. S., Trushevskiy V. L.</i> Hydrological and ecological problems of development in Karelian isthmus	35
<i>Karpechko Yu. V.</i> Influence of forest characteristics to river flows of Karelia	38
<i>Nesterenko I. M., Konovalova L. M.</i> A temperature regime of drainage swamp areas in Southern Karelia	43
<i>Arsenyev G. S.</i> Water resource management budget of Udomlya and Pesivo lakes used as refrigerating reservoirs for Kalinin AES	48
<i>Vladimirov A. M., Imanov F. A., Sakovich V. M.</i> Comparison analysis of calculation of minimum river flows	54
<i>Sakovich V. M.</i> On the computation of summer minimum flows in the North-Western region and Karelia	63
<i>Vladimirov A. M., Imanov F. A.</i> A method of defining river low-water periods	71
<i>Imanov F. A.</i> Variability in minimum flows of mountain rivers	78
<i>Chen Minjzian.</i> Time-and-space oscillations of winter low flows in Northern China	83
<i>Druzhinin V. S.</i> Application of the «Gradex» method for calculation of rain flood flows from small basins	89
<i>Sikan A. V.</i> Modelling of annual runoff series as non-stationary occasion process	95
<i>Hua Zziapen.</i> On selecting of the empiric cumulative frequency formula in the assesment of distribution characteristics with graphoanalytical method	100
<i>Orlov V. G., Moiaa Haule.</i> Use of hydrographical indication for water resources estimate of unstuded rivers in Ethiopia	104
<i>Fyodorov Yu. A.</i> Investigation of conditions and fluctuations of glaciers by aerial mapping methods	107
<i>Doganovskiy A. M., Pavlova L. V.</i> Application of a spline-function for analysis of level regime lakes	111
<i>Doganovskiy A. M.</i> Estimation and calculation of level amplitudes of lakes in the lake region of Russia	115
<i>Trushevskiy V. L., Bolotov N. N.</i> Some results of a hydrological and ecological expertise of water consuming (for example of Gatchina)	125
<i>Baryshnikov N. B.</i> Quarry influence in a river bed for decrease of levels (for example of Tom river)	130
<i>Levashov A. A., Levashova I. A.</i> Use of reflection schemes for streams	137
<i>Kudryashov A. F.</i> On hydraulic frictions in a sediment-laden stream	141
<i>Levashova I. A.</i> A Friction at a «stream-river bed» ecosystem	146
<i>Solovjova N. N.</i> Super advanced prognosis of the Volga River flow and the, Kaspian Sea level	154
<i>Ovcharov E. E., Zahkarovskaya N. N., Iljinich V. V.</i> Sufficient minimum discharge of water in river	164

Сборник научных трудов (межведомственный), вып. 116.

**ВОПРОСЫ ЭКОЛОГИИ
И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ**

Редактор О. Д. Рейнгерц

ЛР № 020309 от 28.11.91

Сдано в набор 1.06.94.

Подписано к печати 8.12.94.

Формат 60×90^{1/16}.

Бумага тип. № 1. Гарн. литературная. Печать высокая.

Объем 10,6 п. л.,

11,8 уч.-изд. л.

Тираж 300 экз.

Зак. 521.

Типография ВАС