

ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ И ОХРАНА ПРИРОДНЫХ ВОД

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ
(межвузовский)

ЛЕНИНГРАД
1990

497455

Динамика русловых потоков и охрана природных вод. Сборник научных трудов (межвузовский) Л., изд. ЛГМИ, 1990, вып. 107, 154 с.

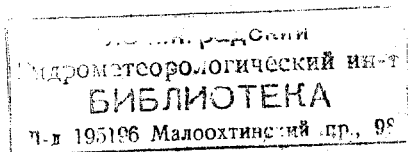
В сборнике рассмотрены различные аспекты оценки динамики потоков и русловых процессов. Часть статей посвящена актуальным проблемам гидрометеорологического обоснования хозяйственных решений и природоохранных мероприятий.

Сборник предназначен для гидрологов, гидравликов, гидротехников и специалистов в области экологии. Материалы статей полезны студентам соответствующих специальностей.

Ил. 30. Табл. 24. Библ. 163.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. Б. Барышников, д-р геогр. наук, проф., отв. редактор (ЛГМИ); *Г. Н. Угрюмов*, канд. техн. наук, доц., отв. секретарь (ЛГМИ); *С. А. Чечкин*, д-р геогр. наук, проф. (ЛГМИ); *И. Ф. Карасев*, д-р техн. наук, проф. (ГГИ); *И. В. Попов*, д-р геогр. наук, проф. (ГГИ); *Н. В. Разумихин*, д-р геогр. наук, проф. (ЛГУ).



ВВЕДЕНИЕ

В сборнике представлены результаты исследований по широкому кругу теоретических и прикладных вопросов динамики потоков и русловых процессов. Особое место занимают статьи, связанные с решением природоохранных задач.

Проблема изучения гидравлических сопротивлений и сложных закономерностей скоростной структуры потоков (Н. Б. Барышников, И. П. Спицын, В. Г. Саликов, В. А. Соколова и др.), оценка важнейших руслоформирующих факторов (И. Ф. Карасев) и устойчивости русел (И. А. Жайворон, Р. С. Чалов) — вот некоторые из основных тем, рассмотренных в сборнике. Детализации процессов формирования русла и транспорта наносов посвятили свои статьи Н. С. Знаменская, А. Ф. Кудряшов и В. И. Антроповский.

Исследования экологической направленности открываются в сборнике статьями А. М. Владимирова и В. В. Коваленко, в которых соответственно указывается на первостепенную важность гидрологических аспектов экологии и предлагается методологическая база оценки изменений естественного режима водных объектов при заданном сценарии климатических перемен.

Географические рамки изучения гидролого-экологических проблем весьма широки: бассейн Ладожского озера (Г. Н. Угренинов, М. С. Терентьева), зона БАМа (Ф. А. Иманов, В. Г. Орлов, Г. А. Любимов) и другие.

Интересны результаты изучения процессов загрязнения грунтовых и подземных вод, чему посвящены статьи Г. И. Климова и других.

Изучение русловых процессов и динамики потоков в основном проводилось авторами сборника в рамках темы Государственного комитета СССР по народному образованию «Исследование русловых процессов на реках и в устьях рек и разработка методов их учета для различных отраслей народного хозяйства», а также по заданию ГКНТ 08.05 научной проблемы 0.85.01 (шифр 06.06.Н1 «Разработать теоретические основы и практические рекомендации по управлению русловыми процессами, включая рекомендации по прогнозированию русловых процессов в развитых системах обвалования»).

Практически каждая из статей представляет собой итог завершенной работы либо результат конкретного этапа многолетних исследований. Внедрение ряда предложений авторов сборника уже сегодня приносит ощутимый эффект народному хозяйству и способствует улучшению экологической ситуации.

КОЭФФИЦИЕНТЫ ШЕРОХОВАТОСТИ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

Коэффициенты шероховатости, являющиеся интегральной характеристикой сопротивлений, широко используются в расчетах наибольшей пропускной способности речных русел. Для их определения в различные годы составлены специальные таблицы (М. Ф. Срибный, В. Т. Чоу, И. Ф. Карасев, Дж. Бредли и др.). Точность коэффициентов шероховатости, полученных по этим таблицам, зависит от ряда факторов: объема и качества исходной информации, детализации и точности описаний сопротивлений, их градации и других. Например, в наиболее часто употребляемой в Советском Союзе таблице Срибного [10, 11] содержится 17 различных описаний сопротивлений русел и пойм. Причем для речных пойм со всем их многообразием таких позиций всего 7, в соответствии с которыми рекомендуемые значения коэффициентов шероховатости изменяются от 0,04 до 0,200. Для русел рек таких позиций 10, а значения коэффициентов шероховатости изменяются от 0,025 до 0,133. К тому же качественное содержание описания сопротивлений допускает субъективизм при определении коэффициентов шероховатости.

Тем же Срибным [11] в 1960 г. таблица была модернизирована. В ней, наряду с описательными характеристиками русел и пойм для горных рек и периодических водотоков, используются значения уклонов водной поверхности. Несколько иной путь уменьшения субъективизма избран Чоу, который вместе с описательной характеристикой сопротивлений, составил альбом цветных фотографий участков русел рек и каналов.

Таблица, составленная В. Т. Чоу [12] и представляющая обобщение имеющихся в США данных различных авторов, широко используется в зарубежной практике. Она содержит 10 позиций для русел равнинных рек. Значения коэффициентов шероховатости изменяются от 0,025 до 0,070, а для пойм — от 0,025 до 0,160.

В таблице Дж. Бредли [15] коэффициенты шероховатости приведены отдельно для малых водотоков с шириной поверхности при паводочном уровне менее 30 м, для крупных водотоков с шириной поверхности в паводок более 30 м и для пойм. Их значения изменяются от 0,030 до 0,160.

В 1938 г. Н. М. Носовым [7] разработана таблица коэффициентов шероховатости горных рек, в которой помимо описательной характеристики русел рек приведены уклоны водной поверхности и максимальные расходы воды. Коэффициенты шероховатости изменяются от 0,022 для русла, сложенного из ила, песка или мелкого гравия, до 0,112 для русла из валунов.

И. Ф. Карасев [8] предложил шкалу шероховатости речных русел и пойм на основе данных Срибного, Чоу и Бредли, а также используя результаты полевых наблюдений отдела гидрометрии ГГИ на участках речных пойм. Всего установлено 10 их опорных значений от 0,020 до 0,200.

Известны также таблицы коэффициентов шероховатости И. И. Агроскина [2] и Л. А. Васильевой [5]. Последняя составлена для пойм больших рек и включает 6 категорий поверхностей поймы.

Л. Л. Лиштван и А. А. Александров [9], используя материалы изысканий для строительства мостовых переходов, модифицировали таблицу коэффициентов шероховатости М. Ф. Срибного, введя в нее в качестве дополнительного параметра глубину водотока.

Н. Б. Барышников [3] предложил таблицу Δn_i , составленную на основе таблиц коэффициентов шероховатости Срибного, Чоу и Бредли. Он делает вывод о том, что в большинстве случаев наблюдается довольно близкое соответствие параметров $n_0 = 0,030 - 0,035$ и Δn_i по этим таблицам, но в ряде случаев имеются и существенные расхождения, вызванные как неточностью формулировок, так и некоторым отличием результатов, полученных при обработке исходных материалов.

Таблицы коэффициентов шероховатости для малых рек с галечно-валунным руслом предложены Р. А. Шестаковой [13], для рек Средней Азии — О. П. Щегловой и А. А. Чирковой [14], для больших земляных каналов, в которых величины коэффициентов шероховатости и показателя степени y зависят от характера грунта русла, — С. Х. Абальянцем [1].

При определении табличных значений коэффициентов шероховатости необходимо учитывать, что они являются интегральной характеристикой сопротивлений и будут отличаться от фактических, так как зависят от большого числа факторов, не всегда учтенных в таблицах. В коэффициентах шероховатости следует учитывать сопротивления: за счет зернистой шероховатости донных гряд, растительности, изменения формы сечения, криволинейности русла, а также местные сопротивления, сопротивления за счет взаимодействия руслового и пойменного потоков и других факторов.

В связи с тем что значения коэффициентов шероховатости при составлении таблиц были получены на основе натурных данных, в них автоматически учтены некоторые из приведенных выше факторов. В то же время наименьшие и наибольшие значения коэффициентов шероховатости русел и пойм значительно отличаются от приведенных в указанных таблицах.

Так, на ряде рек Советского Союза наименьшие значения коэффициентов шероховатости, определенные по натурным данным и формуле Шези-Павловского, составляют 0,012—0,018 (реки Горынь, Словечна и др.) и пойм — 0,014—0,020 (реки Горынь, Ольшанка, Перехода и др.). Как видно из этого краткого перечня, в него входят малые и средние реки, причем все они относятся ко второму типу взаимодействия потоков [4], при котором ниже расчетного створа наблюдается растекание масс руслового потока на пойме. При этом скорости пойменного потока под влиянием руслового существенно увеличиваются, что при расчетах коэффициентов шероховатости по формулам равномерного движения, не учитывающим эффект взаимодействия потоков, приводит к получению их заниженных значений по сравнению с табличными. Величина погрешности при этом достигает 200% и более.

Можно привести и противоположные примеры, когда значения коэффициентов шероховатости под влиянием эффекта взаимодействия потоков значительно превышают табличные. Это характерно для рек, на которых наблюдаются третий — пятый типы взаимодействия потоков, особенно при больших величинах угла α (между динамическими осями потоков). Например, на реках Ветлуга, Черная, Нестеровка, Казачка и других значения коэффициентов шероховатости русел достигают 0,11—0,20, а пойм — 0,20—0,31 (реки Ока — Половское, Ветлуга, Татакан и другие). Все это является свидетельством недостаточности учета в таблицах эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков и указывает на необходимость их совершенствования.

В последние годы установлено [8 и др.] значительное влияние на сопротивление движению потоков формы сечения русел. Так, В. И. Гончаров [6] на основе данных лабораторных измерений установил, что при уменьшении относительных ширин русел, характеризующихся $B_p/h_p \leq 10$, сопротивление движению потоков в них увеличивается и объяснил это неравенством действующих сил и сил сопротивлений по ширине потока. Неуравновешенные силы вызывают вторичные течения, на что затрачивается часть энергии потока. И. Ф. Карасев [8], выполнив анализ данных натурных измерений, показал, что этот эффект, названный Гончаровым «эффектом пространственности», наблюдается на реках до значений $B_p/h_p \approx 25—30$.

К сожалению, этот эффект также недоучтен в указанных выше таблицах. К тому же, по нашему мнению, в таблицах недостаточно учтены размеры рек, которые в первом приближении можно охарактеризовать с помощью их ширин или среднемноголетних расходов воды.

На основе исходной информации по 110 равнинным пойменным и примерно 100 беспойменным рекам, расположенным в различных регионах Советского Союза, была выполнена оценка погрешностей определения коэффициентов шероховатости беспой-

менных русел. Если же имелась пойма, то рассматривалась часть русла в пределах бровок прирусловых валов.

На кафедре гидрометрии ЛГМИ разработана методика расчетов коэффициентов шероховатости русел при взаимодействии потоков в них с пойменными, основанная на графических зависимостях

$$n_p/n_{p.б} = f(h_p/h_{p.б}, \alpha), \quad (1)$$

где индексы обозначают, что данный параметр определяется при уровнях, предшествующих уровням выхода воды на пойму (р. б.) и более высоком расчетном (р) уровне.

В этой методике в качестве основного принято значение $n_{p.б}$, которым расчетчики обычно не располагают. Поэтому его рекомендуется определять по описательной характеристике сопротивлений и одной из таблиц, исходя из условия, что движение воды в таких руслах квазиравномерное.

Именно это значение коэффициента шероховатости и стало предметом наших исследований. Оно определялось по кривым зависимостей $n=f(H)$ в русловой части потока при уровнях, предшествующих уровням затопления бровок прирусловых валов. Тем самым исключались случайные погрешности. Определенные таким образом коэффициенты шероховатости сравнивались с аналогичными, но табличными значениями (Срибного, Чоу, Бредли, Карасева). Затем вычислялась величина их расхождения (Δn_p):

$$\Delta n_p = n_{p.б} - n_r. \quad (2)$$

В результате статистической обработки установлено, что средне-квадратическое значение Δn_p по таблицам Срибного составило 25%, максимальное — 67,5%, Чоу соответственно 34% и 70%, Бредли — 32% и 68% и Карасева — 21% и 69,2%.

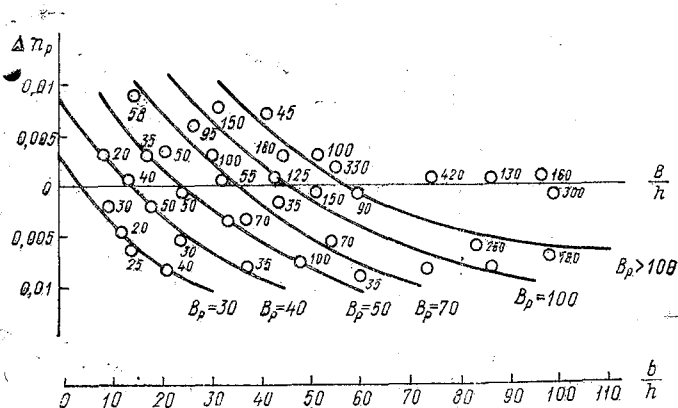
Приведенные результаты указывают на необходимость совершенствования методики расчетов коэффициентов шероховатости.

Из (2) следует, что $n_{p.б} = n_r + \Delta n_p$, т. е. для уточнения табличного значения $n_{p.б}$ необходимо определить Δn_p .

Величина Δn_p является сложной интегральной характеристикой, в которую включены как погрешности измерений и расчетов, так и погрешности за счет недостаточной информативности таблиц для определения значений коэффициентов шероховатости. Действительно, эти таблицы были составлены в различные годы и в их основу положен ограниченный объем исходной информации, а описания гидростворов, по которым определяются значения параметра, недостаточно детализированы.

Поэтому для оценки значений Δn_p был выполнен анализ факторов, определяющих величину этой поправки, и в качестве основных для расчетов были приняты параметры, характеризующие форму сечения (B/h) и размеры реки (ширина русла B). На основе данных наблюдений по 110 постам Госкомгидромета построена зависимость $\Delta n_p = f(B/h, B)$ (рисунок).

Как видно на рисунке, разброс точек, соответствующих натурным данным, в поле координат $[\Delta n_p, B/h]$ велик. Однако с введением в качестве третьей переменной ширины русла имеется возможность выявить закономерности и провести кривые зависимости $\Delta n_p = f(B/h)$, соответствующие ее постоянным значениям. В качестве реперных приняты значения $B=30, 40, 50, 70$ и 100 м. Корреляционные отношения этих зависимостей $\eta=0,73-0,81$, что



Зависимость $\Delta n_p = f(B/h, B)$. Около точек значения ширины русла

подтверждает наличие связей и одновременно указывает на необходимость учета дополнительных факторов, не учтенных в этой зависимости, и значительное влияние на них погрешностей расчетов и измерений.

Зависимость $\Delta n_p = f(B/h, B)$ многофакторная и в ней морфологические особенности строения русла учитываются только с помощью параметра его формы и значения ширины русла, что, по-видимому, является недостаточным, так как сложный процесс формирования русла не может быть достаточно полно описан указанными выше двумя параметрами. Поэтому необходимо введение дополнительных факторов, учитывающих особенности как морфологического строения русла, так и гидравлики потоков в них.

Среднеквадратические отклонения для зависимости $\Delta n_p = f(B/h, B)$ $\sigma=0,45$. Доверительный интервал вероятности при $P=90\%$ соответственно равен $\bar{n}_{p\Delta} = \pm 0,08$. Как видно, степень надежности этих зависимостей недостаточна. В то же время, наличие зависимости коэффициента шероховатости от формы сечения русла очевидно.

Значения поправок были табулированы и могут быть использованы при расчетах значений коэффициентов шероховатости беспойменных русел.

На основе исходной информации, полученной по 110 постам и с учетом данных, приведенных в таблицах Срибного и Карасева, в ЛГМИ была получена таблица для определения коэффициентов шероховатости русел (таблица). Она содержит семь градаций характеристик сопротивлений русла, а средние значения коэффициентов шероховатости в ней изменяются от 0,020 до 0,080. Описание русел в таблице приближено к характеру их описания, приведенного в гидрологических ежегодниках. И все же в таблицах, включая и последнюю, ряд параметров учтен недостаточно (глубина затопления, форма русла и др.).

Таблица значений коэффициентов шероховатости для беспойменных русел естественных водотоков

Градация	Характеристика русла	Значения коэффициентов шероховатости		
		минимальные	максимальные	средние
1	Естественные земляные русла. Прямолинейные, устойчивые, чистые. Берега задернованы с отдельными кустарниками. Грунт песчано-илистый.	0,020	0,025	0,022
2	Умеренно-извилистые, слабо-размываемые. Водная растительность практически отсутствует. Берега крутые, суглинистые, покрыты кустарниками. Грунт песчано-галечный или песчано-каменистый, встречаются отдельные (редкие) валуны.	0,026	0,032	0,030
3	Слабоизвилистые. Неустойчивые. У берегов слабо зарастают. Берега обрывистые, покрыты редким кустарником и отдельными деревьями. Грунт каменисто-галечный.	0,033	0,037	0,035
4	Извилистые, деформируемые. Зарастают водной растительностью. Берега покрыты кустарником и травой. Грунт песчано-галечный.	0,038	0,044	0,040
5	Извилистые, деформируемые. Зарастают водной растительностью. Берега сильно заросшие кустарником, лесом, местами размываемые. Грунт песчаный, каменистый.	0,045	0,055	0,050

Гради- ция	Характеристика русла	Значения коэффициентов шероховатости		
		мини- мальные	макси- мальные	средние
6	Извилистые, деформируемые. Русла заросшие, засоренные. Берега сложены из торфянистых и суглинистых грунтов, поросшие кустарником, лесом, задернованы. Грунт песчано-илистый.	0,058	0,062	0,060
7	Значительно заросшие, засоренные топляком, деформируемые, меандрирующие. Берега невысокие, обрывистые, заросшие. Слабое течение. Грунт песчаный, илистый.	0,065	0,090	0,080

Контрольные расчеты, выполненные на независимой информации по 15 равнинным рекам, с учетом поправок, определенных по (2), показали, что средняя величина погрешности коэффициентов шероховатости, определенных по рекомендуемой таблице, составляет 8%, при наибольшем ее значении 35%. Это примерно в два раза меньше аналогичных значений погрешностей, полученных по другим таблицам.

Несмотря на это, необходима более тщательная оценка табличных значений коэффициентов шероховатости на значительно большей по объему натурной информации.

Более сложной является разработка методики определения коэффициентов шероховатости русел при взаимодействии потоков в них с пойменными. Как уже указывалось, Барышниковым [4] разработана методика расчетов коэффициентов шероховатости русел при взаимодействии потоков в них с пойменными, основанная на зависимости (1). Однако из-за неполного учета некоторых параметров корреляционные отношения этих зависимостей невысокие ($\eta = 0,61-0,84$). Попытки усложнить зависимости, представив их в виде $\Sigma \Delta n_i = f(h_p/h_{p.6}, \alpha, B_u/B_p, B_p/n)$ не привели к положительным результатам. Поэтому нами было использовано другое предположение [3], основанное на зависимости

$$n_p = n_0 + \Sigma \Delta n_i, \quad (3)$$

где $n_0 = 0,025-0,030$ — значение коэффициента шероховатости русла в хороших условиях; Δn_i — поправки к его значениям за счет извилистости русла, растительности, формы его сечения и других факторов.

Для условий руслового потока, взаимодействующего с пойменным, выражение (3) можно представить в виде

$$n_p = n_{p,б} + \Sigma \Delta n_{p_i}. \quad (4)$$

Здесь $n_{p,б}$ — сопротивление движению руслового потока при уровнях, предшествующих уровням выхода воды на пойму, т. е. при квазиравномерном его движении: $\Sigma \Delta n_{p_i}$ — дополнительные сопротивления за счет воздействия пойменного потока на русловую, зарастания берегов русла и других факторов.

Частично параметры этой зависимости учтены в таблицах Бредли, Чоу, Срибного и Карасева, наиболее полных по количеству параметров. К тому же таблицы двух последних авторов получены по данным наблюдений на реках СССР.

Однако почти все градации этих таблиц недостаточно детализированы, что усложняет определение коэффициентов шероховатости по ним и описанию сопротивлений русла и поймы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абальниц С. Х. Устойчивые и переходные режимы в искусственных руслах. — Л.: Гидрометеониздат, 1981.—240 с.
2. Агроскин И. И., Дмитриев Г. Т., Пикалов Ф. И. Гидравлика. — М. — Л.: Энергия, 1964.—484 с.
3. Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеониздат, 1978.—152 с.
4. Барышников Н. Б., Попов И. В. Динамика русловых потоков и русловые процессы. — Л.: Гидрометеониздат, 1988.—455 с.
5. Васильева Л. А. Коэффициенты шероховатости в руслах и поймах рек. — Сб. материалов по обмену опытом. Гидропроект, 1962, № 4.
6. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеониздат, 1962.—375 с.
7. Железняков Г. В., Данилевич Б. Б. Точность гидрологических измерений и расчетов. — Л.: Гидрометеониздат, 1966.—240 с.
8. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. — Л.: Гидрометеониздат, 1980.—310 с.
9. Наставление по изысканиям железнодорожных мостовых переходов через водотоки. — М.: Главтранспроект, 1957.—224 с.
10. Срибный М. Ф. Нормы сопротивления движению естественных водотоков и расчет отверстий больших мостов. — М. — Л.: Гострансиздат, 1932.—148 с.
11. Срибный М. Ф. Формула средней скорости течения рек и их гидравлическая классификация по сопротивлению движения. В Сб.: Исследования и комплексное использование водных ресурсов. М., АН СССР, 1960. с. 204—220.
12. Чоу В. Т. Гидравлика открытых каналов. — М.: Стройиздат, 1969.—464 с.
13. Шестакова Р. А. Определение расхода воды при высоких уровнях по уклону водной поверхности и коэффициенту Шези. — Тр. ГГИ, 1963, вып. 106. с. 71—121.
14. Щеглова О. П., Чиркова А. А. Коэффициент шероховатости рек Чирчикского бассейна. — Тр. САНИГМИ, 1961, вып. 7(22). с. 32—46.
15. Braydlay I. N. Hydraulics bridge waterways. Hydraul. Res., sez № 1. Div. Hydraul. Res. of Public. Roads. Wash., D. C. 1960, p. 1—53.

КРИТЕРИАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУСЛОФОРМИРУЮЩИХ РАСХОДОВ ВОДЫ

Процессы переформирования речных русел, сложенных из размываемых грунтов, совершаются непрерывно в условиях изменяющихся расходов воды. В практическом отношении важно выделить те из них, которые определяют морфологический облик русла. Так появилось понятие о руслоформирующих или доминирующих расходах воды. Естественно установить критериальные характеристики для оценки руслоформирующих расходов воды (РФР). Одна из первых попыток решения задачи принадлежит А. Шаффернаку, но наибольшее распространение получила методика расчета руслоформирующих расходов воды, предложенная Н. И. Макковеевым [4]. В ней в качестве критерия для выделения диапазона руслоформирующих расходов используется комплекс, эквивалентный объему стока наносов

$$D = Q^n p J, \quad (1)$$

где Q — средний ежедневный расход воды в интервале; p — вероятность его наступления за многолетний период; n — показатель степени, уточняемый по данным наблюдений; J — уклон свободной поверхности, который соответствует данному интервалу расходов воды.

К руслоформирующим относят расходы воды, которым отвечает максимум D по (1). В зависимости от морфологии русла и особенностей водного режима кривые, заданные аналитической формой (1), приобретают различные очертания: с одним максимумом — для беспойменных русел, многомодальные — при наличии пойм и сложных гидрографах стока. Показатель степени не сохраняет постоянства и колеблется в пределах от 2 для рек с песчаным ложем до 3 — с галечно-валунным.

При правильном подборе и обработке данных применение комплекса (1) оказывается достаточно эффективным, о чем свидетельствует опыт проектирования выправительных сооружений и дноуглубительных работ на судоходных реках [1, 2, 7]. Вместе с тем нельзя не видеть методологические недостатки изложенного подхода к определению РФР. Прежде всего укажем на статистическую некорректность интерпретации комплекса D , основанной на группировке ежедневных расходов воды по интервалам вне зависимости от их принадлежности к различным фазам водного режима. Между тем руслоформирующий эффект одних и тех же расходов воды существенно различен на подъеме и спаде волны половодья или его пике, а при достаточно малых расходах, при которых средние скорости течения v ниже размывающих v_p , вообще не происходит русловых деформаций. Иными словами, оказы-

вается нарушенным условие фазовой однородности изучаемой статистической совокупности.

Другой недостаток методики обнаруживается при оценке руслоформирующей способности максимумов — максимумов или близких к ним расходов воды. В многолетнем разрезе им соответствуют исчезающие малые повторяемости $p \rightarrow 0$ и, следовательно $D \rightarrow 0$. Но в природе именно высокие паводки и половодья производят наибольшую трансформацию речных русел.

И наконец, представляется неправомерным объединять в одном комплексе D гидрологические характеристики Q и p , подчиненные законам географической зональности, и локальные факторы, к которым относятся параметры n и J . Последнее обстоятельство ставит под сомнение целесообразность каких-либо территориально-географических обобщений данных по РФР.

В [5] намечен иной подход к определению РФР. Его развитие дается ниже, причем основной акцент сделан на преемственное использование принятых в гидрологии суши моделей гидрографа стока, а также характеристик элементов водного и руслового режима.

Первостепенное значение имеет выделение фаз транспорта наносов как исходной предпосылки для определения РФР. Поставим эти фазы в соответствие условиям размыва дна и грядобразования в малоизвилистом параболическом русле, сложенном несвязанными грунтами. Интенсивность и формы транспорта влекомых наносов зависят от соотношения средней v и неразмывающей v скоростей потока: $\beta = v/v_n$. Если представить v по формуле Шези с коэффициентом, согласно предложению Доу Го-Женя

$$c = 4,75 \sqrt{g} (h/d)^{1/8},$$

а неразмывающую скорость — по зависимости Б. И. Студеничникова

$$v_n = 1,15 \sqrt{g} (hd)^{1/4},$$

то будем иметь

$$\beta = 4,12 (h/d)^{3/8} \sqrt{J}, \quad (2)$$

где d — средний диаметр частиц грунта.

Из соотношения, предложенного Б. А. Бахметевым, можно получить связь расходов воды — максимальных за время паводка $Q_{\max}$ и текущих значений Q с соответствующими средними глубинами потока $h_{\max}$ и h :

$$Q/Q_{\max} = (h/h_{\max})^x. \quad (3)$$

Для параболического русла $x=2$. Введем относительный расход воды $q = Q/Q_{\max}$ и непосредственно из (3) найдем

$$h = h_{\max} q^{0,5}.$$

В дальнейшем примем во внимание, что движение речного потока приближенно следует закономерностям кинематической волны, при которой сохраняется относительное постоянство уклона свободной поверхности J . Тогда для отношения $\beta_{\max}$ и β соответственно при максимальном и промежуточном наполнениях русла, согласно (2), получим

$$\beta/\beta_{\max} = q^{3/16}. \quad (4)$$

Назначим в качестве нормирующей величины среднемноголетний максимальный расход воды $\bar{Q}_{\max}$ и установим критериальные характеристики для выделения фаз транспорта наносов.

Представляется естественным предположить, что при $\bar{Q}_{\max}$ ($q=1$) наблюдаются условия наибольшего развития гряд, что по опытным данным отвечает значению $\beta_{\max} \approx 2$. Начало массового движения влекомых наносов характеризуется средней скоростью потока, равной размывающей, которой отвечает $\beta=1,4$. Следовательно, в соответствии с (4), критериальное (пороговое) значение относительного расхода окажется равным

$$q_k = (1,4/2)^{16/3} = 0,15. \quad (5)$$

Пороговый критерий q_k позволяет выделить активную фазу среднемноголетнего паводка или половодья на основе неравенства

$$0,15 \leq q_{\phi} \leq 1.$$

Соотношение (5) — основная предпосылка, характеризующая руслоформирующую способность потока. Процедура определения РФР обычно сводится к ряду графо-аналитических приемов [5, 7]. Аналитическое решение можно получить, если воспользоваться математическими моделями гидрографа стока. Одна из них предложена Г. А. Алексеевым и включена в СНиП 2.01.14-83:

$$Y = Q/Q_{\max} = 10^{\frac{-a(1-\tau)^2}{\tau}}, \quad (6)$$

где $\tau = t/T_n$ (T_n — продолжительность подъема паводка, t — текущее время); a — параметр формы гидрографа, генетически связанный с условиями формирования стока. Уравнение (6) описывает собственно паводочную волну и не учитывает начального Q_n и конечного Q_k расходов воды. Их можно учесть некоторым средним значением, представленным в долях $Q_{\max}$

$$q_0 = \frac{0,5(Q_n + Q_k)}{Q_{\max}}.$$

В этом случае ордината гидрографа, описываемого уравнением (6), будет связана с q и q_0 соотношением

$$y = \frac{q - q_0}{1 - q_0}, \quad (7)$$

где $q = Q/Q_{\max}$.

Гидрограф, построенный по уравнению (6) с учетом (7) при $a=0,8$, представлен на рис. 1.

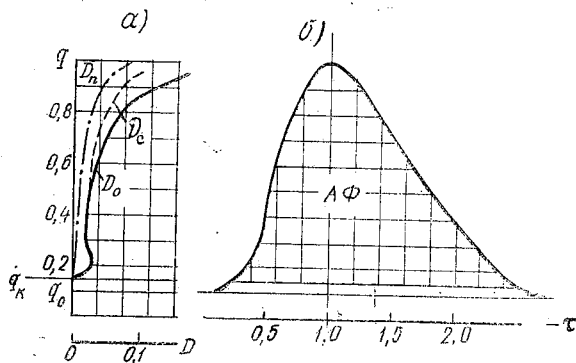


Рис. 1. Характеристики руслоформирующей деятельности отдельного половодья (паводка): a — среднееголетний гидрограф (AF — активная фаза); b — значение комплекса D в условных единицах (D_n — для ветви подъема, D_c — для спада, D_0 — суммарные значения)

Уравнение (6) позволяет определить относительную продолжительность τ_δ какого-либо интервала δy . Для этого достаточно прологарифмировать (6), разрешить его относительно τ и найти дифференциал полученной функции $\tau(y)$:

$$\tau_\delta = \left[-0,217 \pm \frac{0,094 \ln y - 0,434a}{\sqrt{0,189 (\ln y)^2 - 1,73a \ln y}} \right] \frac{\delta y}{ay}. \quad (8)$$

В расчетах принимается модуль выражения (8), причем второй член учитывается дважды: один раз со знаком минус для ветви подъема и другой раз со знаком плюс — для спада.

Относительная продолжительность τ_δ определяется по интервалам qy для всех

$$y \geq y_k = \frac{0,15 - q_0}{1 - q_0}.$$

С учетом введенных характеристик и условия $I \approx \text{const}$ комплекс (1) представляется в следующем безразмерном виде:

$$\tilde{D} = y^2 \tau_\delta. \quad (9)$$

В отличие от (1) $\tilde{D}$ не включает локальных характеристик и допускает распространение на него методов гидролого-географического анализа.

Рассмотрим характерную реализацию гидрографа стока при $\alpha=0,80$ и значениях на пике, равном $Q_{\max}$. Дискрет разбиения ординаты δy установим из того условия, что он не должен перекрывать порогового значения $q_k=0,15$. Чтобы соблюсти это требование, достаточно положить $\delta y=0,05$.

Вычислим значения комплекса $\tilde{D}$ по формулам (8) и (9). График $\tilde{D}(y)$ представлен на рис. 1, а. Обращает на себя внимание наличие слабо выраженного максимума в нижней части и отсутствие экстремумов $\tilde{D}(y)$ в средней части амплитуды изменения y . Этот результат, по-видимому, не выражает общей закономерности и является всего лишь следствием принятой математической модели гидрографа стока. В реальных условиях может наблюдаться ряд экстремумов $\tilde{D}(y)$, отражающих сложный характер изменения расходов воды в конкретных физико-географических условиях. Но как бы то ни было, должен считаться непреложным факт наибольшего воздействия потока на русло при $y \rightarrow 1$.

Представляется неправомерным суммировать значения комплекса D на подъеме и спаде паводочной волны в силу различной направленности русловых деформаций. Как известно, на подъеме паводка происходит размыв дна плесов и намыв гребней гряд (перекатов). На спаде знак деформаций изменяется на обратный.

Отдельно взятый среднегодовое гидрограф стока, хотя и характеризует некоторую типичную ситуацию, но не отражает руслоформирующего эффекта всего спектра паводочных волн за многолетие. Каждая из этих волн воздействует на русло в течение активной фазы, характеризующейся осредненным расходом воды $\bar{Q}_\phi$. Критерий $q_k=0,15$, при котором наступает эта фаза, определен для среднегодовой величины $\bar{Q}_{\max}$, имеющей модульный коэффициент $K=1$. Для любого $Q_{\max}$ за многолетие при $K \geq 1$, очевидно, будем иметь

$$q_{k_i} = 0,15/K_i. \quad (10)$$

Осредненный за активную фазу модульный коэффициент получает значение

$$K_{\phi_i} = 0,5(K_i + 0,15). \quad (11)$$

Длительность активной фазы τ_{ϕ_i} устанавливается по зависимости (9), если в ней положить

$$y = \frac{0,15 - q_0}{K_i - q_0}; \quad \delta y = \frac{K_i - 0,15}{K_i - q_0}. \quad (12)$$

Руслоформирующий эффект половодий и паводков различной мощности может быть учтен, если комплекс D отнести к модулям расхода K_{Φ_i} по (11) и продолжительности активной фазы за многолетний период τ_{Φ, m_i} .

Определение характеристики τ_{Φ, m_i} , в сущности, можно рассматривать как задачу о длительности выброса случайного процесса за пороговый уровень (рис. 1, б), но для ее решения необходимо располагать корреляционными и спектральными функциями гидрографа, что относится к еще недостаточно разработанным разделам гидрологии. Воспользуемся другой более простой возможностью.

Если исходить из того, что длительность половодий и паводков мало зависит от их водности (это условие принимается в СНиП 2.01.14-83), то общая за многолетие относительная длительность активных фаз для каждого K_i устанавливается из очевидной зависимости

$$\tau_{\Phi, m_i} = \tau_{\Phi_i} f(K_i), \quad (13)$$

где $f(K_i)$ — плотность вероятности наступления максимальных расходов, соответствующих K_i .

Эти предпосылки позволяют интерпретировать комплекс D для многолетнего периода в следующем виде:

$$D(K_i) = K_{\Phi_i}^2 \tau_{\Phi_i} f(K_i). \quad (14)$$

Особенность выражения (14) состоит в том, что эффект руслоформирования представлен в функции основных гидрологических характеристик (это ранее не удавалось осуществить).

Для определения $\max D$ целесообразно воспользоваться графо-аналитическим приемом: вычислить τ_{Φ, m_i} по (13) с учетом (8) и (12); плотность вероятности $f(K_i)$ установить непосредственно по данным наблюдений, представленным в виде гистограммы K_i , и, наконец, само определение экстремума K_a , которому соответствует $\max D$ осуществить по графику функции (14).

На рис. 2 представлены кривые $D(K_i)$ для двух створов, отличающихся величинами и показателями изменчивости максимальных расходов воды:

р. Дон — г. Калач. $\bar{Q}_{\max} = 5483 \text{ м}^3/\text{с}$; $c_v = 0,53$;

р. Волга — г. Горький. $\bar{Q}_{\max} = 19500 \text{ м}^3/\text{с}$; $c_v = 0,31$.

Из рис. 2 устанавливается, что $\max D$ наблюдается при $K_d = 2$ для Дона и при $K_d = 1,5$ — для Волги. Этим значениям соответствует обеспеченность (вероятность превышения) около 1%.

Критерий $\max D$ относится не к отдельно взятым расходам Q_d , а в целом к активной фазе паводочной волны и, следовательно, посредством этого критерия выделяются так называемые доминирующие паводки или половодья (ДП), превосходящие все другие объемом транспорта наносов.

Что касается осредненных по активной фазе модулей расходов воды, то, согласно (11), они будут: $K_{\Phi}=1,07$ для Дона и $K_{\Phi}=0,9$ для Волги. Иными словами, они оказались близкими к среднемноголетним максимумам.

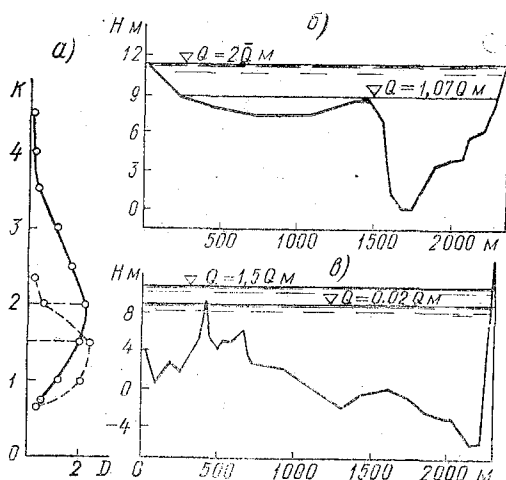


Рис. 2. Характеристики руслоформирующей деятельности половодий (паводков) за многолетие: а — изменение комплекса D за многолетие и определение его критерильных значений (в условных единицах); б, в — поперечные сечения русла и поймы р. Дона выше г. Калача и р. Волги в районе г. Горького соответственно

Руслоформирующий эффект доминирующего половодья (паводка) создается совокупным воздействием расходов воды во всем активном диапазоне (фазе) и, следовательно, он прежде всего должен быть отнесен к расходам Q_{Φ} . В беспойменных руслах им соответствуют уровни переломов уклона берега и нижней кромки постоянной растительности [9]. В пойменных створах при расходах $\bar{Q}_{\Phi}$ уровни воды достигают бровок главного русла. По данным Н. Б. Барышникова [2], затопление гребней прирусловых валов на равнинных реках происходит с повторяемостью 36—42%, что как раз соответствует обеспеченности расходов воды Q_{Φ} . Таким образом, руслоформирующими являются руслонаполняющие расходы воды.

Что происходит в диапазоне наивысших расходов воды, близких к Q_d ?

Обратимся к наиболее распространенной гипотезе руслоформирования. В согласии с ней, речное русло представляет собой результат многовековой разработки первоначального эрозийного вреза. Часть долины, простирающаяся за его пределами, образует прирусловую пойму, затопляемую при максимальных расходах, близких к Q_d . Таким представляется типичный для равнинных и предгорных рек профиль русла с прирусловой поймой. Показано [6], что его очертания соответствуют уравниванию кривой, обеспечивающей минимум диссипации энергии при движении потока.

Оценим ориентировочно относительное превышение уровней при расходах Q_d над бровками главного русла:

$$\delta h = \left(\frac{K_d}{K_\Phi} \right)^{0,5} - 1,$$

что при значениях $K_d = 1,5$ и $K_d = 2$ составит $\delta h = 0,30 - 0,36$. При таком затоплении поймы наблюдается наибольшее проявление кинематического эффекта взаимодействия пойменного и руслового потоков [4]: средние скорости течения в русле существенно снижаются, а в пойме — возрастают. Иными словами, в диапазоне $Q_\Phi < Q < Q_d$ наблюдается активное воздействие потока на пойму. Верхний предел этого диапазона — максимальные расходы воды доминирующего паводка (половодья) правомерно отнести к поймоформирующим.

Итак, критерий D позволил выделить DP и, как его фазы, руслоформирующие Q_Φ и поймоформирующие Q_d расходы воды. А какова роль других, более высоких, в частности, исторических паводков и половодий? Несмотря на редкую повторяемость максимумов — максиморумов или близких к ним расходов воды, именно они определяют общие формы русла и в значительной мере долины реки: положение пойменных массивов и русловых емкостей, шаг плесов-перекатов и т. п. Живучесть морфологических последствий редких, но высоких паводков и половодий следует объяснить кумулятивным эффектом их воздействия на русло, при котором при каждом повторении исторической ситуации поддерживаются выработанные ранее макроформы русла, которые были мало подвержены изменениям под действием других более низких паводков и половодий. В то же время при расходах, близких к максимумам — максиморумам, происходит коренная перестройка мезоформ русла и поймы (размыв берегов и побочней, спрямление меандр, образование пойменных проток и т. п.) — словом, наблюдаются все те явления, которые связываются с руслотрансформирующими или долиноформирующими расходами воды.

Новизна изложенных подходов по сравнению с существующими решениями состоит в следующем:

1. Областью определения РФР является активная фаза волны половодья (паводка), выделяемая посредством порогового критерия q_k .

2. РФР могут быть определены двумя способами:

а) по характеристикам отдельно взятого половодья (паводка), в частности на основе типового среднемноголетнего гидрографа стока по критерию $\max D$;

б) в результате анализа многолетнего гидрографа максимальных расходов воды и их повторяемости; при этом устанавливается доминирующий паводок (половодье) и как элементы его активной фазы — многолетние руслоформирующий и поймоформирующий расходы воды.

3. Соответственно максимумам — максимумам расходов половодья и паводков определяется руслотрансформирующий расход воды.

4. Критерий D в форме (14) основан исключительно на гидрологических характеристиках, не содержит локальных элементов и в связи с этим допускает географическое обобщение и картирование.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артамонов К. Ф. Регулировочные сооружения при водозаборе. Изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе. 1963.
2. Дегтярев В. В. Улучшение судоходных условий сибирских рек. — М.: Транспорт, 1987. — 176 с.
3. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеиздат, 1987. — 280 с.
4. Железняков Г. В. Пропускная способность русел каналов и рек. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 311 с.
5. Карасев И. Ф. Руслоформирующие расходы воды. — Метеорология и гидрология, 1986, № 8, с. 94—98.
6. Кучмент Л. С., Мотовилов Ю. Г. О форме поперечного сечения речных русел. — Метеорология и гидрология, 1973, № 3, с. 53—57.
7. Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Русловые процессы М., Изд. МГУ, 1986. — 264 с.
8. Rickup G., Warner R. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. — J. Hydrol. 1976, vol. 29.
9. Wahl K. L. Evolution of the use of channel gross-section properties for estimating streamflow characteristics. Selected Papers in the Hydrologic Sciences, 1984. USGS Survey Water-Supply, p. 2262.

УДК 556.536

Н. Б. БАРЫШНИКОВ, Д. И. ИСАЕВ (ЛГМИ),
Ф. Ф. ГАЗИМЗЯНОВА (ДВ ГМС)

СОПРОТИВЛЕНИЕ РЕЧНЫХ РУСЕЛ ДВИЖЕНИЮ ПОТОКОВ В НИХ

Проблема сопротивлений является основной в гидравлике, но до конца еще нерешенной. В речной же гидравлике положение еще более сложное, так как речные потоки, протекающие в естественных руслах, перемещают наносы в различных фазах, деформируют русло и берега рек при резко изменяющихся расходах воды и скоростях течения. Все это существенно осложняет реше-

ние проблемы расчета сопротивлений, снижая возможности применения достижений речной гидравлики. Действительно, как на пример, показали исследования Н. С. Знаменской [9 и др.], точки, соответствующие данным измерений на равнинных реках, существенно отклоняются от расчетных графиков $\lambda = f(\text{Re}, H/\Delta)$, полученных Зегждой и Никурадзе [8].

Анализ причин этого несоответствия показывает, что определение величины Δ в натурных условиях представляет собой довольно трудную задачу. Это в первую очередь обусловлено режимом перемещения наносов и неоднородностью донных отложений, определяющих величину сопротивлений движению речных потоков. До настоящего времени неясен вопрос, какое же значение Δ принимать в качестве расчетного при донногрядовом режиме перемещения наносов. Да и при разнородных донных отложениях вопрос также не решен. Действительно, В. Н. Гончаров [4] рекомендует принимать $\Delta = 0,7 k_5$, И. И. Леви — $\Delta = f(k_{10})$. Имеются и другие предложения, что свидетельствует об отсутствии единой точки зрения по этой проблеме.

Многочисленные лабораторные исследования, выполненные на моделях и направленные на выявление зависимостей сопротивлений движению потоков от определяющих факторов, позволили разработать ряд эмпирических формул для определения коэффициентов гидравлического трения вида $\lambda = f(H/\Delta)$, которые с определенными допущениями могут быть применены для расчетов сопротивлений на горных реках.

В то же время точность расчетов по ним недостаточная, что обусловлено существенным отличием речных потоков от их лабораторных аналогов. Действительно, в лабораторных условиях недоучитывается косоструйность течения, неравномерность и нестационарность движения речных потоков и другие факторы, которые могут существенно изменить величину сопротивлений.

Еще более сложной является проблема расчета сопротивлений при донногрядовой фазе перемещения наносов, довольно часто наблюдаемой в речных потоках. Наличие различных типов или классов гряд и недостаточно корректные их классификации, предложенные различными авторами [6, 9 и др.], существенно осложняют задачу разработки методов расчетов сопротивлений. В то же время зависимости коэффициентов сопротивлений от определяющих факторов существенно различны для различных типов гряд. Поэтому в настоящее время отсутствуют универсальные методы расчетов сопротивлений движению потоков в речных руслах.

Анализ многочисленных эмпирических формул для расчетов коэффициентов гидравлического трения выполнялся неоднократно рядом отечественных и зарубежных исследователей. В качестве примера можно привести ставшие классическими исследования В. С. Кнороза [12] и А. Дж. РAUDKAYVI [20]. К. В. Гришанин [6], преобразуя формулу Кнороза и введя ряд допущений, получил следующее выражение для расчета коэффициента гидравлическо-

го трения при донногрядовом режиме перемещения наносов (λ в виде плоских сильно асимметричных гряд:

$$\lambda_r = 0,2 \frac{\Delta_r}{l_r} \left(\frac{\Delta_r}{R} \right)^{0,25} + \lambda_R \left(1 - 10 \frac{\Delta_r}{l_r} \right), \quad (1)$$

где Δ_r и l_r — соответственно высота и длина гряд; R — гидравлический радиус; λ_R — коэффициент гидравлического трения при безгрядовой фазе перемещения наносов.

Значительно сложнее проблема расчетов сопротивлений движению реальных речных потоков, где для их характеристики обычно применяют коэффициенты шероховатости n . Однако для горных рек и перекаатов, где скорости течения значительны, разработаны эмпирические формулы для определения величины λ .

К сожалению, несмотря на интенсивные разработки, выполненные в последние годы как в Советском Союзе [1, 11 и др.], так и за рубежом [18, 19], определение коэффициентов шероховатости различными ведомственными инструкциями [13] рекомендуется осуществлять на основе таблиц коэффициентов шероховатости. Наиболее распространенной в Советском Союзе является таблица М. Ф. Срибного, разработанная в 1931—1932 гг. и несколько усовершенствованная им же в начале шестидесятых годов. Попытки ее модернизации или же разработка новых таблиц не внесли принципиальных изменений в решение проблемы. Во всяком случае модернизированные таблицы [11 и др.] не были включены в какие-либо ведомственные инструкции.

За рубежом наибольшее распространение получили таблицы В. Т. Чоу [18] и Дж. Бредли [19]. Однако несмотря на то что к таблице коэффициентов шероховатости Чоу разработал альбом цветных фотографий, наглядно иллюстрирующих состояние расчетного гидроствора, а следовательно, дающих возможность более квалифицированно определять характер и величину сопротивлений, принципиальных изменений в расчетную методику внесено не было.

Действительно, до настоящего времени в качестве расчетной для определения пропускной способности пойменных русел рекомендуется формула

$$Q = Q_p + Q_n = F_p C_p \sqrt{h_p I_p} + F_n C_n \sqrt{h_n I_n}, \quad (2)$$

где C — коэффициент Шези; h — средняя глубина; I — уклон водной поверхности; индексы «р» и «п» обозначают, что параметры относят к руслу или пойме.

Эта формула основана на допущении о равномерном движении воды. Если в беспойменных руслах на участках гидростворов и наблюдается близкое к равномерному, так называемое квазиравномерное движение, то для пойменных русел такое допущение неприемлемо. Наиболее сложно определяемыми в формуле (2) являются коэффициенты Шези и уклоны водной поверхности. Дей-

ствительно, для расчетов коэффициента Шези в настоящее время предложено свыше 300 формул [5]. Эти формулы основаны либо на универсальных зависимостях вида $C=f(h, n)$, либо на региональных — вида $C=f(h, l)$. Формулы первой группы, получившие широкое распространение в Советском Союзе, как правило, степенного или логарифмического вида.

Наибольшее распространение получили формулы Н. Н. Павловского $C=h^y/n$ (для узких русел вместо средней глубины h используется значение гидравлического радиуса) и более простая, являющаяся ее частным решением (при $y=1/6$) формула Маннинга. Из логарифмических наибольшее распространение получила формула Агроскина.

Анализ формул для расчетов коэффициентов шероховатости неоднократно выполнялся рядом авторов, в частности, из работ раннего периода можем привести исследование П. Ф. Горбачева [5], а современных — Г. В. Железнякова [7].

Другим параметром, наименее точно определяемым или измеряемым, является уклон водной поверхности, точность которого в руслах рек составляет 10—15%. Значительно ниже точность определения уклона водной поверхности на реках, когда для условий паводков его значение принимают равным уклону водной поверхности потоков при низких уровнях или уклону дна русла. Еще ниже точность определения уклона водной поверхности пойменных потоков, которые измеряются только при специальных исследованиях [15, 17 и др.], а в расчетах принимают равными уклонам водной поверхности русловых потоков. При этом особенно на реках с типом руслового процесса свободное меандрирование для паводков, близких к 1-ой обеспеченности получают их заниженные значения. Действительно, русловой поток перемещается по кривой, огибающей пойменный массив, а пойменный, пересекая русловую, перемещается по кратчайшему расстоянию.

Исследования последних лет [3, 7 и др.] вскрыли механизм взаимодействия руслового и пойменного потоков и оценили его влияние на пропускную способность русел [2]. В зависимости от величины угла (α) пересечения осей потоков пропускная способность русла может изменяться (уменьшаться или увеличиваться) на весьма значительную величину. Так, натурные исследования Д. Е. Скородумова [15] показали, что под воздействием пойменного потока при его пересечении с русловым потоком под углом $\alpha \approx 90^\circ$ расходы воды в русле р. Луги уменьшились в несколько раз. Можно привести и другие примеры, детальный анализ которых сделан в монографиях одного из авторов [1, 2].

Такое положение с расчетом пропускной способности русел по формуле (2) привело к необходимости введения поправочных коэффициентов к русловой и пойменной составляющим в виде

$$Q = K_p Q_p + K_n Q_n, \quad (3)$$

принимая $K_p < 1$ и $K_n > 1$.

Однако рекомендации для определения этих коэффициентов в основном разработаны по данным лабораторных исследований и не подтверждены данными натурных измерений.

Второе направление в разработке методики расчетов пропускной способности пойменных русел основано на применении системы уравнений неразрывности и движения потока с переменной массой к расчету пропускной способности пойменных русел и сопротивлений движению потоков в них. Решение этой системы позволило получить формулы для расчетов скоростей руслового и пойменного потоков в виде

$$V_p = C_p \sqrt{h_p I_p \left(1 - \frac{\varepsilon_{p1} + \varepsilon_{p2} + \varepsilon_{p3}}{I_p}\right)}, \quad (4)$$

$$V_n = C_n \sqrt{h_n I_n \left(1 - \frac{\varepsilon_{n1} + \varepsilon_{n2} + \varepsilon_{n3}}{I_n}\right)}, \quad (5)$$

где $\varepsilon_1 = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k V^2}{2g} \right)$; $\varepsilon_2 = \frac{qV}{gF}$; $\varepsilon_3 = \frac{1}{g} \frac{\partial}{\partial t} (\alpha_6 V)$; α_k и α_6 — коэффициенты Кориолиса и Буссинеска; $q = q_b + q_c$ — расход воды на единицу длины при взаимодействии руслового и пойменного потоков и за счет притока со склонов.

Сравнение формул (4) и (5) с формулой Шези показывает, что

$$C = C_v \sqrt{1 - \frac{\Sigma \varepsilon_i}{I}}, \quad (6)$$

т. е. коэффициенты Шези, определяемые по одноименной формуле, отличаются от аналогичных, но полученных по формулам (4)

или (5), на значение радикала $\sqrt{1 - \frac{\Sigma \varepsilon_i}{I}}$. Используя формулы степенного вида, получим зависимость между коэффициентами шероховатости при равномерном движении и движении потоков с переменным по длине расходом воды в виде

$$n = \frac{n_b}{\sqrt{1 - \frac{\Sigma \varepsilon_i}{I}}}. \quad (7)$$

Анализ этой формулы показывает, что недоучет эффекта взаимодействия потоков может привести к существенному искажению значений коэффициентов шероховатости. Так, контрольные расчеты, выполненные автором [1, 2], показали, что только за счет вида движения потока (равномерный, неравномерный, с переменным по длине расходом воды) величина коэффициента шероховатости может изменяться в два и более раз при прочих равных условиях.

Попытки выявления влияния эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков на значения коэффициентов шероховатости неоднократно выполнялись рядом авторов и ими получены определенные результаты. В частности, одним из авторов [2] получены зависимости вида

$$n_p/n_{p,0} = f(h_p/h_{p,0}, \alpha), \quad (8)$$

$$n_{п} = f(h_p/h_{p,0}, \alpha, B_{п}/B_p). \quad (9)$$

Однако рекомендовать их в качестве расчетных пока еще не представляется возможным из-за низких величин корреляционных отношений графических зависимостей.

Попытки уточнения этих зависимостей выполнялись неоднократно [10, 14 и др.], однако существенного успеха они не имели. По-видимому, это можно объяснить двумя основными причинами. Первая из них — низкая точность исходной информации о паводочных расходах воды и особенно об их пойменных составляющих. Тем более, что уклоны водной поверхности пойменных потоков не измеряются. Вторая — неопределенность значений коэффициентов шероховатости, являющихся интегральными характеристиками различных видов сопротивлений. В то же время размерность коэффициентов шероховатости изменяется в зависимости от того, по каким формулам они вычисляются. Особенно наглядно это проявляется при применении формулы Павловского:

$$n = h^y / C, \quad (10)$$

где показатель степени y изменяется в зависимости от глубины и других факторов, тем самым изменяется и размерность коэффициентов шероховатости.

Н. Б. Барышниковым [1] выполнена попытка оценки различных составляющих коэффициента шероховатости на основе формулы вида

$$n = n_0 + \Sigma \Delta n_i = n_0 + \Delta n_1 + \Delta n_2 + \dots + \Delta n_m, \quad (11)$$

где $n_0 \approx 0,025 - 0,030$ — коэффициент шероховатости для прямолинейных русел в хороших условиях; Δn_i — добавочные значения коэффициентов шероховатости, учитывающие дополнительное влияние различных факторов (растительности, изгибов русел, донных гряд, эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков и др.) на сопротивление движению потоков в естественных руслах. Определение значений Δn осуществлялось на основе натурных данных и данных, приведенных в таблицах для определения коэффициентов шероховатости. Как показывает анализ данных таблицы [1, табл. 23], Δn_i могут достигать весьма существенных значений — до 0,125—0,16. В то же время дополнительные расчеты, проведенные по натурным данным, показали, что значения коэффициентов шероховатости в речных руслах могут увеличиваться в несколько раз только за счет эффекта взаимодейст-

вия руслового и пойменного потоков (Δn_p). При этом значение $\Delta n_p = f(\alpha, h_p/h_{p.6}, B_n/B_p)$ может достигать величины 0,100 и иметь как положительное, так и отрицательное значения. В частности, для пойм величина $\Delta n_{p,п}$ достигла значения 0,060. Поэтому учет этого эффекта при расчетах пропускной способности русел с поймами является обязательным.

В последние годы на кафедре гидрометрии были выполнены попытки получить расчетные зависимости вида

$$\Delta n_p = f(h_p/h_{p.6}, \alpha, B_n/B_p, B_p/h_p, B_p), \quad (12)$$

где $\Delta n_p = n_p - n_t$ — разность расчетных величин коэффициентов шероховатости, полученных по натурным данным на 110 постах системы Госкомгидромета и соответствующих им значений, определенных по таблицам Срибного, Чоу, Бредли и Карасева. Зависимости (12) основаны на концепции о том, что в указанных таблицах главные факторы, определяющие величину коэффициентов шероховатости учтены, а эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков, форма сечения русла и размеры реки недоучитываются. Полученные графические зависимости четко выражены и соответствуют общим физическим представлениям. В частности, влияние формы сечения, отражаемое параметром B_p/h_p , прослеживается до значений $B_p/h_p = 40-50$. При этом величина Δn_p уменьшается при увеличении B_p/h_p , а затем стабилизируется. Действительно, исследования В. Н. Гончарова [4] показали, что при значениях $B_p/h_p \leq 10$ сопротивление движению потоков значительно больше, чем при $B_p/h_p > 10$ из-за образования вторичных течений, обусловленных неравенством действующих касательных напряжений и касательных напряжений сопротивления по периметру русел прямоугольного сечения. И. Ф. Карасев [11] на основе анализа данных измерений на 80 реках установил, что влияние формы сечения распространяется до значений $B_p/h_p \approx 30$. Наши данные несколько расширяют этот диапазон до значений $B_p/h_p = 40-50$. При этом следует учитывать большие погрешности натурных данных по сравнению с лабораторными.

Однако зависимость (12), являясь многофакторной, требует уточнения на основе большего объема натурной информации и может быть рекомендована только для ориентировочных расчетов.

Значительно сложнее обстоит дело с определением коэффициентов шероховатости пойм. Погрешности расчетов при использовании таблиц различных авторов для определения коэффициентов шероховатости пойм особенно велики и могут достигать 100% и более [2].

Анализ исходной информации по 110 постам системы Госкомгидромета показал, что для однородных участков пойм зависимость вида $n_n = f(H)$ характеризуется резким уменьшением значений коэффициентов шероховатости при увеличении уровней, а затем их стабилизацией. Исходя из того, что проектировщики и

строителей обычно интересуют значения расходов воды редкой обеспеченности (2%, 1% или 0,33%) и что при затоплении пойм; т. е. при низких уровнях, погрешности измерений особенно велики, следует рассматривать значения коэффициентов шероховатости при их стабилизации.

На кафедре гидрометрии [10] были выполнены попытки получения графических зависимостей вида

$$n_n = f(h_p/h_{p.6}, \alpha, B_n/B_p, I), \quad (13)$$

$$\Delta n_n = f(h_p/h_{p.6}, \alpha, B_n/B_p, I), \quad (14)$$

где n_n — значения коэффициентов шероховатости пойм, полученные по кривым $n_n = f(H)$ при их стабилизации; $\Delta n_n = n_n - n_{nt}$; n_{nt} — табличное значение коэффициентов шероховатости пойм.

Зависимости (13) и (14) четко выражены. Однако корреляционные отношения этих зависимостей недостаточны, чтобы рекомендовать их для массовых расчетов. Это в первую очередь объясняется низкой точностью исходной информации, допущением равенства $I_n = I_p$ и погрешностями рабочей гипотезы.

Следует отметить и разработки Ю. Н. Соколова [16], определявшего коэффициенты шероховатости пойм по зависимости их от расчлененности рельефа и густоты растительности на поймах. Однако недостатки этой концепции, заключающиеся в недоучете влияния эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков при определении коэффициентов шероховатости пойм, а также недостаточная корректность при определении параметров, характеризующих расчлененность рельефа и густоты растительности на поймах, не позволяют рекомендовать методику в качестве расчетной.

По-видимому, эта перспективная идея нуждается в дальнейшем совершенствовании и доработке.

Подытоживая, следует отметить, что в настоящее время методика расчетов коэффициентов шероховатости русел при взаимодействии потоков в них с пойменными близка к завершению. В то же время для разработки методики расчетов коэффициентов шероховатости пойм потребуются значительные усилия. Наиболее перспективным является объединение направлений, разрабатываемых в ЛГМИ и в Одесском государственном университете.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Речные поймы (морфология и гидравлика). — Л.: Гидрометеоздат, 1978.—152 с.
2. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеоздат, 1984.—280 с.
3. Барышников Н. Б., Попов И. В. Динамика русловых потоков и русловые процессы. — Л.: Гидрометеоздат, 1988.—456 с.
4. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1962.—375 с.

5. Горбачев П. Ф. Формулы средней скорости. — М. — Л.: ОНТИ, 1936. — 171 с.
6. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 312 с.
7. Железняков Г. В. Пропускная способность русел каналов и рек. — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — 310 с.
8. Зегжда А. П. Гидравлические потери на трение в каналах и трубопроводах. — Л. — М.: Госстройиздат, 1957. — 276 с.
9. Знаменская Н. С. Донные наносы и русловые процессы. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 191 с.
10. Исаев Д. И. Расчет коэффициентов шероховатости пойм. — Тр. ЛГМИ, 1987, вып. 98, с. 59—62.
11. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — 310 с.
12. Кнороз В. С. Влияние грядовой формы дна на характеристики турбулентности безнапорных водных потоков. — Изв. ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева, 1965, т. 78, с. 142—169.
13. Наставление по изысканиям и проектированию железнодорожных и автомобильных мостовых переходов через водотоки (НИМП-72) — М.: Транспорт, 1972. — 280 с.
14. Плоткина Н. П., Рябова Г. В. Влияние пойменных потоков на сопротивление движению русловых потоков. — Тр. ЛГМИ, 1987, вып. 98, с. 124—129.
15. Скородумов Д. Е. Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды. — Тр. ГГИ, 1965, вып. 128, с. 3—96.
16. Соколов Ю. Н. Гидравлическое сопротивление пойм. — Водные ресурсы, 1980, № 6, с. 16—21.
17. Усачев В. Ф. Анализ изменения уровней воды для оценки процессов затопления и опорожнения многорукавных пойм. — Тр. ГГИ, 1972, вып. 195, с. 63—76.
18. Чоу В. Т. Гидравлика открытых каналов. — М.: Стройиздат, 1969. — 464 с.
19. Brayday I. N. Hydraulics bridge Waterways. Hydraulic Research, ser. № 1. By the Division of Hydraulic Research Bureau of Public Roads. Wash., D. C., 1960, p. 1—53.
20. Raudkivi A. J. Loose boundary Hydraulics 2-nd ed. — N. Y.: Pergamon Press, 1976. — 397 p.

УДК 556.536

И. А. ЖАЙВОРОН, Р. С. ЧАЛОВ (МГУ)

УСТОЙЧИВОСТЬ РЕЧНЫХ РУСЕЛ И УСЛОВИЯ ТРАНСПОРТА РУСЛООБРАЗУЮЩИХ НАНОСОВ (на примере верхней Оби)

Сравнение русел рек, отличающихся по скорости смещения перекатов, скорости размыва берегов, переформированию излучин и узлов разветвления позволяет классифицировать их по степени устойчивости, присваивая каждому типу определенные интервалы значений показателей [3, 4]. По числу Лохтина ($\Lambda = d/H$), где d — средний диаметр руслообразующих наносов, мм; H — падение русла, м/км) и коэффициенту Н. И. Маккавеева ($k_c = (d/bJ)1000$, где b — ширина русла, м; J — уклон) к неустойчивым руслам относятся русла с $\Lambda < 2$, $k_c < 6$, к слабоустойчи-

вым — с $\Lambda=2-5$, $k_c=6-15$ и т. д. [8]. Такие классификации основываются на огромном фактическом материале, но принятые в них границы между типами русел условны. Поэтому разные исследователи, опираясь на собственный опыт, принимают отличные от других значения интервалов. По Н. И. Маккавееву [4], неустойчивыми руслами являются русла с $\Lambda=0,5-1,5$, а слабоустойчивыми — $1,5-8,0$ и т. д.

Интенсивность русловых деформаций, определяющая устойчивость русла, зависит от соотношения между скоростью потока v и размывающей скоростью v_p , при которой начинается массовое движение руслообразующих наносов и, соответственно, осуществляются основные переформирования русла. Это позволяет использовать соотношение между v и v_p для оценки устойчивости русла [2] и конкретизации значений показателей Λ , k_c в классификационных схемах.

Необходимый материал для выявления соотношения между Λ и k_c , с одной стороны, и v/v_p , с другой, дали исследования русловых процессов на верхней Оби от слияния Бии и Катунь до устья Чарыша протяженностью 110 км. Здесь были выполнены в разные годы (1962—1987) и в разные фазы водного режима сплошные грунтовые съемки, позволившие составить схемы распределения руслообразующих наносов, и массовые измерения скоростей потока (с учетом многочисленных рукавов и проток — несколько сотен створов).

Русло верхней Оби сложено песками — от мелкозернистых до крупнозернистых; крупность наносов уменьшается вниз по течению более чем в 2 раза. Также уменьшается продольный уклон реки. Это обуславливает последовательное увеличение устойчивости русла и изменение его типов. Непосредственно ниже слияния русло является сложноразветвленным; степень разветвленности вниз по течению постепенно уменьшается, оно становится сначала прямолинейным неразветвленным, с побочными, расположенными в шахматном порядке, а затем слабоизвилистым. В начале и в конце участка на формирование русла Оби оказывают влияние крупные притоки (соответственно слияние составляющих ее рек и Чарыш).

В зависимости от глубины потока были определены по формуле Ц. Е. Мирцхулавы [6] размывающие скорости для всех типов наносов, выстилающих русло

$$v_p = \lg \frac{8,8h}{d} \sqrt{\frac{2gm_1}{\alpha \rho m_2}} (\rho_1 - \rho) d, \quad (1)$$

где h — глубина потока, м; $m_1=1$ при песчаном грунте и освещенном потоке; $m_1=1,3$ при мутности >100 г/м³ (мутность Оби в половодье достигает 600—800 г/м³, в межень снижается до 50—140 г/м³); $m_2=4$ (коэффициент, учитывающий пульсационный характер скоростей); α_1 — безразмерный коэффициент для песча-

ных грунтов, равный 0,44; ρ_1 — плотность грунтов, кг/м³; ρ — плотность воды, кг/м³.

Условия массового движения руслообразующих наносов рассматривались при двух фазах водного режима: при расходе воды, равном проектному ($Q_{пр} = 1200$ м³/с), что соответствует низкой летней межени, и при руслоформирующем расходе ($Q_p = 3000$ м³/с), проходящем во время половодья. Массовое движение наносов происходит в той части русла реки, где скорости потока (v) превышают размывающие, рассчитанные по формуле (1). Суммируя площади распространения тех типов наносов, для которых $v > v_p$, для каждого участка реки, выделенного по узлам разветвления либо морфологически однородным элементам прямолинейного неразветвленного или извилистого русла, определялась общая площадь, где происходит массовое движение наносов.

Максимальные скорости течения определены как функция средней скорости на участке $v_{max} = f(\bar{v})$ по данным фактических измерений за 1985 г. Согласно им эта связь аппроксимируется уравнением $v_{max} = 1,4 \bar{v}$. Здесь $\bar{v} = \frac{Q}{\bar{h}b}$, где Q — расход воды

($Q_{пр} = 1200$ м³/с; $Q_p = 3000$ м³/с); $\bar{h}$ — средняя глубина, b — средняя ширина русла на участке, определенные по планам русла в изобатах (съёмка 1985 г.).

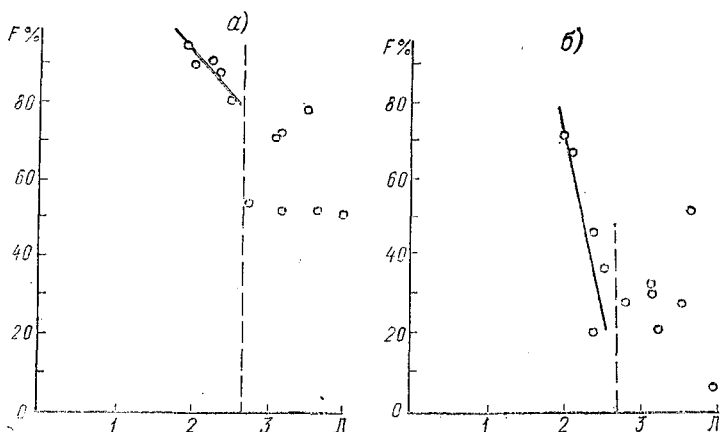
В узле слияния Бии и Катунь в межень только 35% русла реки подвержено массовому движению руслообразующих наносов. При руслоформирующем расходе эта площадь возрастает до 80%. Наибольшей подвижностью обладает русло на Усть-Ануйском участке (18—23 км от слияния) — 44% в межень и 88% в половодье; Акутихинском (38—46 км) — соответственно 70% и 90%, Чекановском (93—99 км) — 68% и 96% и Усть-Чарышском (54% и 90%). Более устойчиво русло на Фоминском (8—12 км) — 5% и 52%, Рыбацком (28% и 60%), Быстроистокском (30% и 51%) и Карповско-Шишевском (по 53% для межени и половодья) участках.

Сравнение полученных площадей русла (таблица), где происходит массовое движение руслообразующих наносов, со значениями показателей устойчивости на этих участках, дает возможность конкретизировать оценку устойчивости русла верхней Оби. На графике связи между показателями Λ и F (рисунок, а) для периода половодья выделяются две области, вертикальная граница между которыми соответствует значению числа Лохтина, равного 2,7. Для левой области ($\Lambda < 2,7$), характеризующей те части русла, где массовому движению наносов подвержено более 80% русла, прослеживается тесная связь с числом Лохтина. Для другой области ($F < 80\%$) связь между этими параметрами отсутствует. Для условной межени такое разделение на графике связи $\Lambda = f(F)$ менее отчетливо (рисунок, б), однако и здесь выделяется область с $\Lambda < 2,7$ с линейной зависимостью и область с $\Lambda > 2,7$,

где точки образуют поле. Однако доля площади с массовым движением наносов начинается в широком интервале значений — от 20 до 50%. Очевидно, что в первом случае ($\Lambda < 2,7$), русло является неустойчивым, во-втором ($\Lambda > 2,7$) — слабоустойчивым.

Зависимость числа Лохтина (Λ) от площади русла ($F\%$), где происходит массовое движение руслообразующих наносов

Узел разветвления	Расстояние от слияния, км	Площади русла ($F\%$ от площади участка), на которых происходит массовое движение наносов при		Λ
		$Q_{пр}=1200 \text{ м}^3/\text{с}$	$Q_{ф}=3000 \text{ м}^3/\text{с}$	
Слияние Бии и Катучи	0—6	35	80	2,6
Фоминский	6—12	5	52	4,0
Усть-Песчанский	12—18	28	54	2,8
Усть-Ануйский	18—23	44	88	2,4
Акутихинский	36—43	70	90	2,1
Быстроистокский	46—55	30	51	3,2
Рогачевский	55—62	22	72	3,5
Завьяловский	62—72	33	70	3,2
Солдатовский	72—77	26	78	3,6
Карповско-Шишевский	77—93	53	53	3,7
Чекановский	93—100	66	96	2,2
Усть-Чарышский	100—109	20	90	2,5



Зависимость площади русла ($F\%$ от общей) на участках с массовым влечением руслообразующих наносов от устойчивости русла (числа Лохтина — Λ): а — во время половодья ($Q_{пр}=3000 \text{ м}^3/\text{с}$), б — в межень ($Q_{пр}=1200 \text{ м}^3/\text{с}$)

Используя связь числа Лохтина (Λ) и показателя устойчивости Н. И. Маккавеева (k_c), можно определить переходное значение k_c от неустойчивого русла к слабоустойчивому, которое равно 3,4.

К числу участков с неустойчивым руслом ($\Lambda < 2,7$; $k_c < 3,4$) на верхней Оби относятся слияние Бии и Катунь ($\Lambda = 2,6$), Усть-Ануйский ($\Lambda = 2,4$), Акутихинский ($\Lambda = 2,1$), Чекановский (2,4), Усть-Чарышский (2,5) участки. Остальные участки являются слабоустойчивыми.

Критериальный характер значения числа Лохтина $\Lambda = 2,7$ подтверждается сменой типов русла, разновидностей узлов разветвления, если тип русла остается неизменным, изменениями ширины русла, скоростей перемещения побочней, осередков и кос, большей или меньшей сложностью режима перестроиваний. Такие узлы разветвлений, как при слиянии Бии и Катунь, Усть-Ануйский и Акутихинский неоднократно описывались в литературе как примеры неустойчивого русла с мелкоостровной разветвленностью (до 10 островов в створе) и очень большой интенсивностью деформаций [1, 5, 7]. Фоминский ($\Lambda = 4,0$) и Усть-Песчанский ($\Lambda = 2,8$) узлы разветвления образованы одним-тремя крупными островами, разделяющими два равноценных по водности рукава. Переход от Акутихинского к Быстринстокскому и другим узлам разветвления, где $\Lambda > 2,7$, сопровождается обособлением одного многоводного рукава и сети небольших протоков между прибрежными островами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беркович К. М., Жуков Н. Г. и др. Деформации русла верхней Оби и проблема улучшения условий судоходства. — В сб.: Исследование русловых процессов для практики народного хозяйства. М., изд. МГУ, 1983.
2. Лапшенков С. С. Прогнозирование русловых деформаций в бьефах речных гидроузлов. — Л.: Гидрометеиздат, 1979.
3. Львович М. И. Опыт классификации рек СССР. — Тр. ГГИ, 1938, вып. 6.
4. Маккавеев Н. И. Сток и русловые процессы. М., изд. МГУ, 1971.
5. Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Методы улучшения судоходных условий на реке Оби. — Речной транспорт, 1963, № 9.
6. Мирицхулава Ц. Е. Размыв русел и методика оценки их устойчивости. — М.: Колос, 1967.
7. Попов И. В. Применение морфологического анализа к оценке общих русловых деформаций р. Оби. — Тр. ГГИ, 1962, вып. 94.
8. Чалов Р. С. Показатели устойчивости русла, их использование для оценки интенсивности русловых деформаций и пути совершенствования. — В сб.: Динамика русловых потоков. Л., изд. ЛГМИ, 1983.

ИЗМЕНЕНИЕ РАЗМЕРОВ РУСЛА ПРИ ИЗМЕНЕНИИ РАСХОДА ВОДЫ

В предыдущем сборнике [1] было показано, что механизм изменения длин русловых форм определяется свойством объединения соседних мезоформ в одну при некоторых критических значениях расходов воды. Результатом такого дискретного изменения шагов мезоформ оказалось также дискретное изменение и ширины русла. Это объясняется тем, что при свободном развитии русловых форм в потоке неограниченной ширины при увеличении их шага одновременно происходит объединение соседних русловых форм и по ширине потока. Когда же русловые преобразования с ростом расхода воды ограничиваются по ширине потока коренными берегами русла или бровками меженного русла, то при достижении расходом воды некоторого предельного значения (соответствующего удвоению шага донных мезоформ) происходит взлом берегов русла с удвоением его ширины.

Может быть эту картину представить себе и не так просто, тем более, что берега сложены часто более трудно размываемыми грунтами, чем аллювиальное дно. В таких случаях перестройка не произойдет мгновенно. На выполнение этой работы требуется время. В зависимости от характера берега и порядкового номера ступени (отражающего величину действующего расхода воды), это время будет, по-видимому, различным.

Эту картину трудно себе представить и потому, что нами более или менее изучен процесс медленной деформации берега при меандрировании и практически не изучались случаи быстрого размыва русла в ширину. Поэтому представляет интерес проследить, как происходят такие изменения по данным наблюдений Гупты и Фокса [3], изучавших работу четырех паводков на небольшой реке Патуксент (штат Мэриленд, США), являющейся рекой дождевого питания. Ежегодные осадки в этой местности — около 1000 мм, средние месячные осадки колеблются от 60 до 100 мм. Русло реки имеет прямоугольную форму с отвесными берегами. Пойменная долина ограждается высокими холмами с обеих сторон. Бровки берегов превышают тальвег на 0,6—2,7 м. Речные отложения состоят из булыжника, крупных гальки, гравия и песка. Русловые формы представляют собой цепочку ленточных гряд-островов в средней части русла, а также одиночные побочни. Кое-где встречаются каменные пороги. Берега русла сложены илом с мелким песком и глиной. Вблизи реки расположены вековые леса.

Исследователям удалось наблюдать на этой реке один исторический паводок, $Q_{\max}$ которого превышал $Q_{1\%}$, два паводка, обеспеченность максимальных расходов которых составила 1% и

2%, а также паводок, максимальный расход которого проходил в бровках русла. При этом Гупту и Фоксу удалось измерить после двух паводков произошедшие изменения в русле.

В табл. 1 приведены характеристики паводков, а в табл. 2 — результаты расчетов необходимых характеристик, выполненные автором статьи по данным табл. 1 и измеренным гидрографам стока. Анализируя полученные данные, Гупта и Фокс приходят к выводу, что паводки редкой обеспеченности играют главную роль в образовании формы русла и ландшафта пойменной долины. (Отметим, что этот вывод полностью соответствует и нашим воззрениям).

Таблица 1

Влияние высоких паводков на деформации р. Патуксент

Станция	Площадь бассейна на км ²	Уклон, J	Глубина, м		Ширина потока долины В, м	Полеречное сечение ω , м ²	Размыв берега, м		α в русле, мм
			на тальвеге H_p	на пойме H_n			у поверхности	у дна	
№ 27	1,3	0,024	1,4	в бровках	7,8	4,3	0,6	0,0	130
	28,0	0,013	4,1	2,8	57,8	133,4	1,5	1,2	300
	37,3	0,011	2,3	0,6	152,0	183,4	1,6	1,5	380
	45,6	0,009	3,8	2,3	122,5	234,2	2,3	2,0	250
	90,2	0,007	5,3	4,1	85,1	404,3	6,2	4,0	430

Паводок 11—12 сентября, 1971 г.

21—22 июня, 1972 г. (Агнесс)

1,5	в бровках	2,7	9,0	0,6	0,9	430
3,9	2,6	48,6				
3,3	1,5	60	96,6	0	0,3	350
3,2	1,7	107,6	141,8	0	1,4	
4,9	3,6	55,6	256,4	2,0	2,4	580

Таблица 2

Результаты расчетов расходов воды в русле р. Патуксент в паводок 11—12.08. 1971 г.

J	$Q_{\text{общ}}$	Q_p	Q_n	$v_{\text{ср}}$	v_p	v_n	$\omega_{\text{общ}}$	ω_p	ω_n
0,024	16	15,3	0,7	3,7	4,0	0,66	4,3	3,72	1,06
0,013	90*	23,0	67	0,675	1,6	0,51	133,4	14,3	119,1
0,011	50*	10,4	39,6	0,27	1,2	0,225	183,3	8,5	175
0,009	80*	19,3	60,7	0,34	1,5	0,25	234,2	16	217,5
0,007	620	88	532	1,5	2,3	1,46	404,3	38,2	366,1

* Определено по гидрографу стока.

К числу наиболее значительных изменений русла эти исследователи относят: расширение русла за счет размыва берегов, очищение русла от всех наносов, кроме самых крупных фракций, размыв баров¹ и срыв растительного покрова вблизи берегов русла.

Отмечается, что паводки с меньшими расходами размещаются в новом русле и приспособливают его к новым условиям. При этом образуются меньшие по размеру бары (мезоформы), которые своей массой стремятся уменьшить поперечное сечение русла и его ширину. Результат накапливается от паводка к паводку и тем самым сглаживается работа высокого паводка. Все это не противоречит нашим представлениям о процессе.

Как видно из табл. 1, исследователи не приводят промежуточных значений расхода воды, которым соответствуют срочные данные измерений размыва берега, глубины русла, уклонов свободной поверхности. Поэтому пришлось определить их по приведенным в статье гидрографам стока, а затем и средние скорости $v_{ср}$ сечения.

Используя эти данные, а также результаты наблюдений за паводком в бровках берегов оказалось возможным рассчитать 1-ю ступень исторического паводка. Далее, используя сведения о площадях сечения русла (равных произведению глубины на тальвег на ширину русла, определяемую как сумма начальной ширины и величины размыва берега), удалось рассчитать расходы воды. При этом использовались средние скорости в русле для конечных ступеней, определенные расчетом, а для промежуточных ступеней проинтерполированные между этими значениями и с учетом изменения Q .

Такие расчеты контролировались изменением $Q_{\max}$ в названных пределах (что, кстати, приводило к несущественным изменениям расхода воды Q_p), увязкой этих значений с кривой $Q=f(H)$ и эпюрой средней скорости сечения. Все это позволяет считать, что определение Q_p выполнено с приемлемой точностью.

Эти расчеты позволили проследить, как именно и при каких расходах воды происходило изменение ширины русла. Сопоставление ширины русла и расходов воды русловых потоков показало, что удвоение ширины русла произошло на р. Патуксент на второй ступени паводка 11—12 сентября ($B_p = 2,1 + 0,6 + 1,5 = 4,2$), когда расход воды в русле составил 23,0 м³/с, т. е. превысил критическое значение Q для ступени с шагом мезоформ 32 м и привел к образованию мезоформ 64 м (Гупта и Фокс отмечают длину 60 м).

Следующее удвоение ширины русла произошло при максимальном расходе воды, которому отвечает русловой расход $Q_p = 88$ м³/с, а ширина русла составила ($B_p = 2,1 + 6,2 = 8,3$ м). При

¹ Думается, что переход от одного шага мезоформ к другому авторами американской статьи принят за размыв бара.

этом шаг мезоформ составил 125 м, (отчего, по-видимому, исследователи и пришли к выводу о том, что бар был размыт).

Анализ приведенных исследований — удвоенное расширение русла при переходе со ступени на ступень — полностью подтверждает установленную нами ранее закономерность масштабных изменений русла [1].

Отметим также, что и характер изменения уклона свободной поверхности при изменении расхода воды в одном русле оказался согласованным с ранее опубликованным графиком.

ЛИТЕРАТУРА

1. Знаменская Н. С., Ющенко Ю. С. Связь гидравлических сопротивлений речных русел с масштабными превращениями русловых форм. — В сб.: Динамика русловых потоков. Л., изд. ЛГМИ, 1987, вып. 98, с. 84—88.

2. Ржаницын Н. А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. — Л.: Гидрометеиздат, 1960.

3. Gupta A. H., Fox P. Effect of High Magnitude Flood on Channel Form. A Case study in Maryland Piedmont. — j. Water Resources Research. AGU vol 3, 1971, p. 1—3.

УДК 532.543

И. П. СПИЦЫН (ЛГМИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ ПЛОСКОГО ПОТОКА

Изучение скоростной структуры течения в пограничных слоях необходимо для решения весьма многих задач инженерной практики. В рассматриваемой конкретной задаче структура потока и гидравлические сопротивления в пристенной области рассмотрены в связи с вопросом конвективно-испарительного охлаждения циркуляционной воды в пленочном оросителе градирен.

Пленочный ороситель противоточных градирен со сплошными щитами в настоящее время является самым распространенным в инженерной практике. Он представляет собой ряд вертикальных каналов с плоскопараллельными стенками относительно большой ширины и небольшого сечения. Расстояние между стенками плоских каналов b может составлять от 0,01 до 0,05 м. Средняя скорость воздушного потока v_0 в каналах изменяется от 0,5 до 5 м/с.

Эти параметры потока вместе с температурой определяют режим его движения. Критерий Рейнольдса в рассматриваемом случае принят в следующем виде:

$$Re = v_0 R / \nu, \quad (1)$$

где $R = b/2$ — гидравлический радиус, равный половине расстояния между смежными стенками канала; ν — кинематический коэффициент вязкости.

Реальные условия протекания гидродинамических процессов в оросителе градиен относятся к небольшому диапазону чисел Рейнольдса, изменяющихся от 300 до 10 000. Однако характерным для этой области значений Re является то, что режим движения в ней является переходным от чисто ламинарного до развитого турбулентного. Имеющиеся в литературе данные о гидродинамике плоского потока относятся либо к чисто ламинарному режиму течения, либо раскрывают структуру только турбулентного потока. Пограничный слой в плоском канале при переходном режиме течения изучен недостаточно и требует специальных теоретических и экспериментальных исследований.

Процессом возникновения турбулентности и переходу от ламинарного движения к турбулентному посвящено много работ. Для решения поставленной задачи необходимо было определить, существует ли четкая граница такого перехода и выбрать такую модель расчета поля скоростей и коэффициента сопротивления, которая с достаточной для практических целей точностью удовлетворяла указанному выше диапазону Re .

Как будет показано ниже, при таких условиях профиль осредненных скоростей в пограничном слое достаточно хорошо описывается универсальной логарифмической зависимостью, предложенной И. К. Никитиным [2, 3]. В основе этой зависимости принята двухслойная модель течения, по которой поток делится на турбулентное ядро и пристенный слой. Турбулентное ядро предполагается областью гидродинамически неустойчивого течения, где происходит непрерывный процесс генерации турбулентных возмущений и осуществляется переход энергии осредненного движения в энергию пульсационного. Пристенный слой предполагается областью гидродинамически устойчивого течения, в которой процесс генерации пульсаций, связанный с общей неустойчивостью движения, не происходит. Толщиной пристенного слоя δ учитывается влияние степени шероховатости стенки и режима обтекания выступов шероховатости $Re_{* \delta}$.

Для профиля скоростей в области турбулентного ядра пограничного слоя И. К. Никитиным рекомендована формула

$$\frac{v_x}{v_{* \delta}} = Re_{* \delta} \left(1,15 \lg \frac{y}{\delta} + 1,5 - 0,5 \frac{\delta}{y} \right). \quad (2)$$

В области пристенного слоя распределение скоростей приближенно принимается линейным

$$\frac{v_x}{v_{* \delta}} = Re_{* \delta} \frac{y}{\delta}, \quad (3)$$

где $v_{* \delta}$ — динамическая скорость на внешней границе пристенного слоя; y — координата, отсчитываемая от стенки канала.

Поскольку средняя скорость v_0 и число Re в каналах оросителя обычно бывают заданными, можно расчетные зависимости

Гидродинамических характеристик в пограничном слое искать в функции этих параметров. С этой целью воспользуемся формулой И. К. Никитина [2] для средней скорости плоского потока в функции динамической:

$$\frac{v_{\theta}}{v_{* \delta}} = \text{Re}_{* \delta} \left(1,15 \lg \frac{R}{\delta} + 1 \right). \quad (4)$$

Заменой динамической скорости в уравнении (2) средней по (4) получается безразмерная местная скорость в турбулентном ядре пограничного слоя:

$$\frac{v_x}{v_0} = \left(\ln \frac{y}{\delta} + 3 - \frac{\delta}{y} \right) / \left(\ln \frac{R}{\delta} + 2 \right). \quad (5)$$

Коэффициент полноты профиля скорости [1] согласно (5) для плоского течения ($y=R$), если пренебречь малой величиной δ/y , определится следующей формулой:

$$\psi = \frac{v_0}{v_R} = 1 - 1 / \left(\ln \frac{R}{\delta} + 3 \right). \quad (6)$$

В перечисленные выше формулы, описывающие скоростную структуру потока в каналах оросителя, в качестве основной определяющей величины входит толщина пристенной области δ . Эта область, даже в случае малых размеров по высоте рассматриваемого пристеночного движения, играет решающую роль в формировании скоростной структуры движения и определяет в основном все гидродинамические процессы в пограничном слое. Поэтому дальнейшие исследования динамического пограничного слоя были сосредоточены на экспериментальной проверке возможностей использования перечисленных выше формул для указанного диапазона Re .

С этой целью выполнена серия опытов по измерению скоростной структуры течения в каналах оросителя при режиме движения потока от ламинарного до развитого турбулентного. Опыты выполнялись на специальной экспериментальной установке. В одном из плоских каналов фрагмента оросителя натурной величины высотой 1,5 м измерялись местные скорости потока в створе, удаленном на 0,95 м от входа, т. е. за пределами входного участка. Ширина стенок канала составляла один метр, что при задаваемой различной сравнительно небольшой ширине канала ($b=0,01; 0,025; 0,045; 0,065$ м) позволило принять поток в нем плоским.

Средняя скорость потока при каждом заданном гидравлическом радиусе изменялась в пределах от 0,5 до 4 м/с и контролировалась по измеренному расходу на входе в канал оросителя. Количество точек в створе, где измерялась местная скорость в зависимости от ширины канала назначалась от 3 до 7. Особо

важной при измерении профиля скоростей была точка на динамической оси потока ($y=R$). Наибольшая величина скорости в этом месте и нулевой градиент ее по сечению дали возможность измерять ее надежно и с достаточно большой точностью.

Данные выполненных опытов этой серии позволили установить зависимость максимальной скорости потока v_R от средней по сечению v_0 и для всех выполненных опытов оценить величину коэффициента полноты профиля скорости ψ . Связь коэффициента ψ с числом Re на рис. 1 показана кривой a .

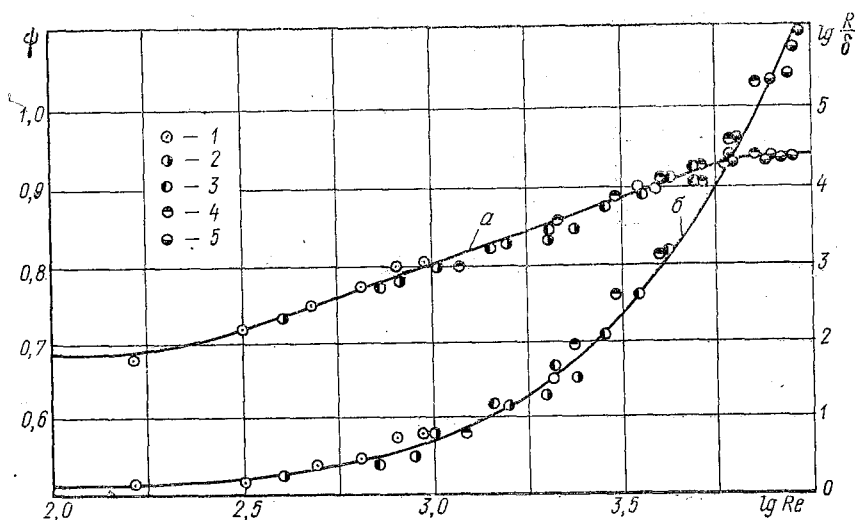


Рис. 1. Зависимости коэффициента полноты профиля скорости (a) и относительной толщины пристенного слоя (b) от числа Рейнольдса

Гетинаксовые щиты с водной пленкой: 1— $R=0,005$ м; 2— $0,0125$ м; 3— $0,0225$ м; 4— $0,0325$ м; 5—асбестоцементные щиты без пленки, $R=0,03$ м

Однозначность кривой a показывает, что в условиях поставленной задачи при изменении Re от 10^2 до 10^4 , то есть при переходе режима движения потока от ламинарного к турбулентному, наблюдается постепенная перестройка его скоростной структуры. С увеличением Re коэффициент ψ увеличивается плавно. Для значений Re , соответствующих ламинарному режиму, коэффициент $\psi \rightarrow 2/3$. При сильно турбулированном движении потока $\psi \rightarrow 1$.

Зависимость коэффициента ψ от Re (рис. 1, кривая a) для канала, стенки которого были выполнены из гладкого гетинакса, покрытого стекающей водной пленкой, была проверена измерениями скоростной структуры потока в канале с более шерохова-

тыми стенками. Для этой цели были использованы асбестоцементные листы без водной пленки. Гидравлический радиус канала в этой серии опытов принят равным 0,03 м, скорость v_0 изменялась от 2 до 4,6 м/с.

Применив ту же методику обработки и анализа опытных данных, что и в предыдущей серии, при пяти различных значениях Re были получены соответствующие коэффициенты ψ . Как видно из рис. 1 (кривая a , точки 5), полученные результаты этой серии опытов не выделяются в отдельную группу, а подтверждают однозначность полученной зависимости.

Для выполнения гидродинамических расчетов в каналах орошителя по формулам (2)—(6) необходимо знать толщину пристенного слоя δ , соответствующего заданному режиму движения и определенного числом Re .

По данным выполненных опытов, представленных на рис. 1 кривой a , с помощью (6) получена графическая связь относительной величины пристенного слоя R/δ от Re , которая на рис. 1 показана кривой b . Эта кривая показывает, что толщина пристенного слоя δ при $Re=10^4$ составляет 10^{-6} часть толщины пограничного слоя R . С уменьшением Re величина δ резко увеличивается и достигает значения того же порядка, что и R при $Re \rightarrow 10^2$. Причем четкой границы между двумя режимами не обнаружено. Как показано на рис. 1, кривая b , при обычно принимаемом [3] критическом значении $Re=10^3$ относительная толщина пристенного слоя $\delta/R \approx 0.2$. Остальная часть толщины пограничного слоя занята турбулентным ядром. И только при $Re \rightarrow 10^2$ ядро потока, в котором генерируются турбулизирующие возмущения, исчезает, а пристенный гидродинамически устойчивый слой ламинизируется и распространяется на всю толщину потока ($\delta/R \rightarrow 1$, $\psi \rightarrow 2/3$).

Опытная кривая a (рис. 1) в диапазоне Re от 300 до 9000 аппроксимируется аналитической степенной функцией следующего вида:

$$\psi = 0,4 Re^{0,1}. \quad (7)$$

Аналитическая зависимость относительной толщины пристенного слоя от Re получается из совместного решения равенств (6) и (7):

$$\lg \frac{R}{\delta} = 1,09 / (2,55 - Re^{0,1}) - 1,3. \quad (8)$$

С целью проверки полученных зависимостей с помощью уравнения (5) выполнен расчет профилей скорости течения в безразмерных координатах ($\tilde{y} = y/R$ и $\tilde{v} = v_x/v_0$) при различных Re и произведено сравнение с данными, полученными измерениями в опытах. Как видно из рис. 2, зависимость (5) достаточно хорошо описывает профиль скоростей потока в плоском канале и является универсальной для диапазона Re от $3 \cdot 10^2$ до 10^4 . Расхождение расчетных и измеренных значений скорости при самых малых зна-

чений Re не превышает 5%. Параболическая же зависимость, графически показанная на рис. 2, кривая 9, недостаточно точно описывает действительный профиль скоростей при ламинарном режиме течения. Особенно велико расхождение с данными опыта в пристенной части профиля.

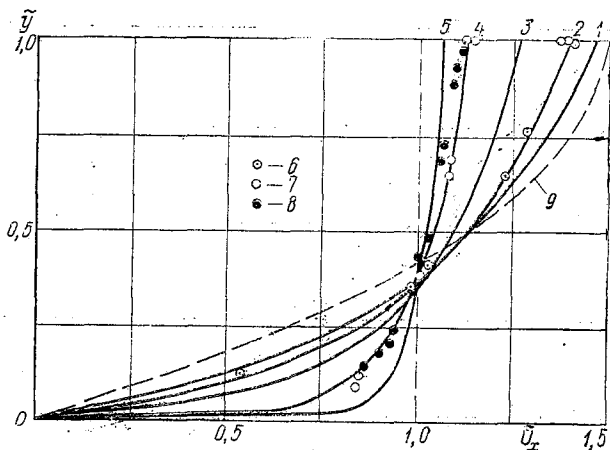


Рис. 2. Расчетные профили безразмерной скорости потока (1— $Re=100$; 2—320; 3—1000; 4—3200; 5—10 000) и данные опыта (6— $Re=320$; 7—3200 — щиты сухие, 8—3200 — щиты, покрытые пленкой); 9 — расчет профиля по параболической зависимости

Коэффициент сопротивления ξ в условиях движения потока у гидравлически гладкой стенки не определяется ее шероховатостью, а зависит только от Re . В свою очередь, последнее, согласно (8), определяет относительную толщину пристенного слоя δ . Это позволило воспользоваться для расчета коэффициента ξ формулой И. К. Никитина [2], функционально связывающей коэффициент ξ и толщину пристенного слоя:

$$\frac{1}{\sqrt{\xi}} = 4,6 \lg \frac{R}{\delta} + 4,0. \quad (9)$$

Используя опытную кривую δ (рис. 1) с помощью (9) установлена графическая связь коэффициента сопротивления стенки канала с числом Re потока (рис. 3), кривые a и b . В рассматриваемом диапазоне Re полученная связь обобщена аналитической степенной зависимостью

$$\xi = n/Re^m, \quad (10)$$

где при постоянной $n=18,5$ величина степени m изменяется от единицы для ламинарного движения ($\lg Re < 3$) до 0,167 при $Re=10^4$. При дальнейшем увеличении Re значение $m \rightarrow 0$, то есть движение потока переходит в область квадратичного сопротивления, когда ξ от Re не зависит.

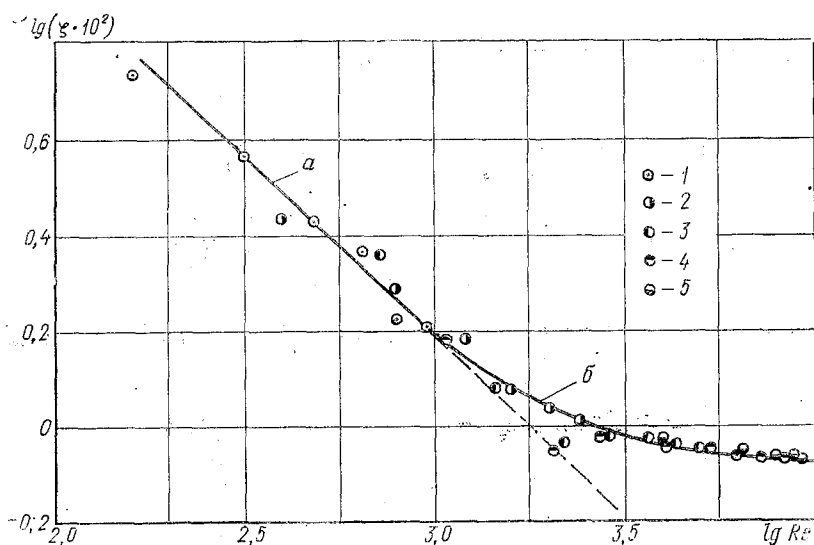


Рис. 3. Зависимость коэффициента гидравлического сопротивления от числа Рейнольдса: а — ламинарный; б — переходный режим.
1— $R=0,005$ м; 2— $0,0125$ м; 3— $0,0225$ м; 4, 5—щиты сухие— $0,03$ м

Выполненное исследование показывает, что с достаточной для практических целей точностью предложенная И. К. Никитиным двухслойная модель течения потока может быть использована при расчете поля скоростей и сопротивлений в плоских каналах пленочного оросителя градилен для указанного выше диапазона значений чисел Рейнольдса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Железняков Г. В. К расчету удельной кинетической энергии потока. — Изв. АН СССР, 1965, № 5, с. 173—175.
2. Никитин И. К. Турбулентный русловой поток и процессы в придонной области. — Киев: Наукова Думка, 1963.—142 с.
3. Никитин И. К. Сложные турбулентные течения и процессы тепломассопереноса. — Киев: Наукова Думка, 1980.—240 с.

ДВИЖЕНИЕ ТУРБУЛЕНТНОГО ПОТОКА С РУСЛОФОРМИРУЮЩИМИ НАНОСАМИ НА ПОВОРОТЕ РУСЛА ПРИ МАЛЫХ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ УКЛОНАХ

Используем дифференциальные уравнения движения в цилиндрических координатах при следующих допущениях: гидросмесь воды и руслоформирующих наносов несжимаема и ее плотность $\rho = \text{const}$; движение установившееся $\partial v / \partial t = 0$; действие массовых сил ничтожно мало $\vec{F} = 0$. Эти допущения соответствуют водотокам с малой мутностью и незначительными гидравлическими уклонами, транспортирующими мелкие руслоформирующие наносы. Для случая, когда частицы воды и наносов двигаются по концентрическим окружностям, будем иметь тождество $v_r \equiv 0$; $v_z \equiv 0$. Из уравнения несжимаемости

$$\frac{\partial v_r}{\partial r} + \frac{v_r}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial v_\varphi}{\partial \varphi} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

получим тождество $\frac{\partial v_\varphi}{\partial \varphi} \equiv 0$. Здесь v_r , v_φ , v_z — проекции скорости гидросмеси на радиус — вектор r , на перпендикуляр к радиусу — вектору r , расположенный в плоскости, нормальной к оси Oz , и на ось Oz (при этом ось Oz направлена по вертикали); φ — угол поворота. Следовательно, скорость каждой частицы гидросмеси вдоль ее траектории неизменна. Отсюда при принятых допущениях дифференциальные уравнения движения гидросмеси будут

$$\begin{aligned} \frac{v_\varphi^2}{r} &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}, \\ 0 &= -\frac{1}{r} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + A \left(\frac{\partial^2 v_\varphi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial v_\varphi}{\partial r} + \frac{\partial^2 v_\varphi}{\partial z^2} - \frac{v_\varphi}{r^2} \right), \\ 0 &= \frac{\partial p}{\partial z}, \end{aligned} \quad (2)$$

где p — перепад гидродинамического давления; A — средний для живого сечения потока гидросмеси коэффициент турбулентного обмена. Квадратичные члены инерции из уравнения, относящегося к скорости v_φ , исчезли под влиянием тождеств $v_r \equiv 0$; $v_z \equiv 0$; $\partial v_\varphi / \partial \varphi = 0$. Дифференцируем верхнее уравнение выражения (2) с учетом нижнего уравнения, получаем $\partial v_\varphi / \partial z = 0$, т. е. движение гидросмеси по окружности плоско-параллельное. Рассмотрим среднее уравнение выражения (2):

$$\frac{1}{r} \frac{\partial p}{\partial \varphi} = A \left(\frac{\partial^2 v_\varphi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial v_\varphi}{\partial r} + \frac{\partial^2 v_\varphi}{\partial z^2} - \frac{v_\varphi}{r^2} \right). \quad (3)$$

Умножим левую и правую части (3) на r , тогда видим, что левая часть зависит от угла φ , а правая часть не зависит от φ . Отсюда обе части уравнения (3) равны постоянной величине:

$\frac{\partial p}{\partial \varphi} = c$, т. е. перепад гидродинамического давления p вдоль траектории частицы гидросмеси постоянен. С учетом выражений $\frac{\partial v_\varphi}{\partial \varphi} = 0$ и $\frac{\partial p}{\partial \varphi} = c$ рассмотрим уравнение (3), переходя к полному дифференциалу

$$\frac{d^2 v_\varphi}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dv_\varphi}{dr} - \frac{v_\varphi}{r^2} = \frac{c}{Ar} \quad (4)$$

или

$$\frac{d}{dr} \left(\frac{dv_\varphi}{dr} + \frac{v_\varphi}{r} \right) = \frac{d}{dr} \left[\frac{1}{r} \frac{d}{dr} (r v_\varphi) \right] = \frac{c}{Ar}. \quad (5)$$

Дважды проинтегрируем выражение (5) и получим его общее решение в виде

$$v_\varphi = \frac{c}{2A} r \left(\ln r - \frac{1}{2} \right) + c_1 r + \frac{c_2}{r}, \quad (6)$$

где c , c_1 , c_2 — произвольные постоянные.

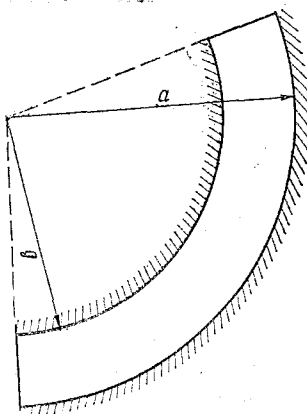


Рис. 1. Схема криволинейного в плане русла канала

Выделим в открытом русле криволинейный в плане канал с неподвижными стенками, с радиусами концентрических окружностей a и b (рис. 1). Элементарный расход гидросмеси через живое сечение этого канала выразится так:

$$Q = \int_b^a v_\varphi dr = \frac{c}{2A} \left[\frac{a^2}{2} (\ln a - 1) - \frac{b^2}{2} (\ln b - 1) \right] + \\ + \frac{1}{2} c_1 (a^2 - b^2) + c_2 \ln \frac{a}{b}, \quad (7)$$

где использовано выражение для v_φ из (6). Определим произвольные постоянные c_1 и c_2 из условия нулевых скоростей на границах канала:

$$\frac{c}{2A} a \left(\ln a - \frac{1}{2} \right) + c_1 a + \frac{c_2}{a} = 0;$$

$$\frac{c}{2A} b \left(\ln b - \frac{1}{2} \right) + c_1 b + \frac{c_2}{b} = 0;$$

$$c_1 = \frac{c}{2A} \left(\frac{1}{2} - \frac{a^2 \ln a - b^2 \ln b}{a^2 - b^2} \right);$$

$$c_2 = \frac{c}{2A} \frac{a^2 b^2 \ln \frac{a}{b}}{a^2 - b^2}.$$

Получим из (7) с учетом выражений c_1 и c_2 формулу для расхода гидросмеси:

$$Q = - \frac{c}{8A} \left[a^2 - b^2 - \frac{4a^2 b^2}{a^2 - b^2} \left(\ln \frac{a}{b} \right)^2 \right]. \quad (8)$$

Постоянная c является перепадом давления, приходящегося на один радиан угла φ .

Если рассматриваемый криволинейный канал выпрямить, стенки его считать неподвижными и параллельными, расстояние между стенками обозначить через B , то движение гидросмеси будет прямолинейное. Ось x направим вдоль прямолинейного канала по его середине. При условиях $c = \frac{\partial p_g}{\partial x} b$ и $a = b \left(1 + \frac{B}{b} \right)$, а также сохраняя члены не выше третьей степени, из (7) и (8), получим

$$Q = - \frac{1}{12A} \frac{\partial p_g}{\partial x} B^3, \quad (9)$$

где p_g — перепад гидродинамического давления; $\frac{\partial p_g}{\partial x} = J$ — гидравлический продольный уклон.

Для случая, когда канал составлен из прямолинейных участков и из дуг окружности (рис. 2) при условии, что между входом A_* и выходом C_* перепады давления известны, из формул (8) и

(9) получим гидравлические уклоны на участках при постоянном расходе гидросмеси:

$$\begin{aligned} \frac{p_1 - p_2}{l_1} &= \frac{12AQ}{B^3} = J_{1-2}, \\ J_{2-3} &= \frac{p_2 - p_3}{l_{2-3}} = \frac{8AQ \frac{\pi}{2}}{l_{2-3} \left[a^2 - b^2 - \frac{4a^2b^2}{a^2 - b^2} \left(\ln \frac{a}{b} \right)^2 \right]}, \\ \frac{p_3 - p_4}{l_2} &= \frac{12AQ}{B^3} = J_{3-4}. \end{aligned} \quad (10)$$

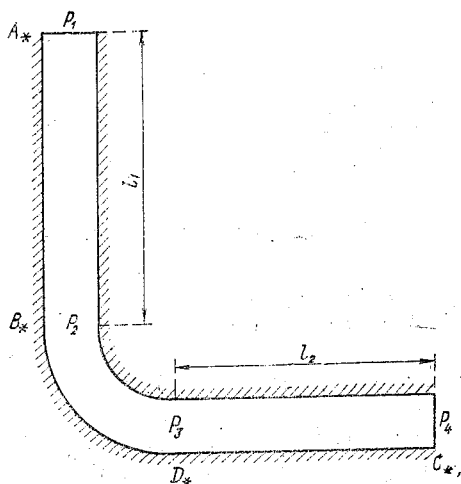


Рис. 2. Схема криволинейного в плане русла канала с прямолинейными участками

Сложим правые и левые части выражения (10), получим формулу для элементарного расхода гидросмеси в составном канале с поворотом:

$$Q = \frac{J_{y4}}{A} \frac{1}{l \left[\frac{12l_1}{B^3} + \frac{4\pi}{a^2 - b^2 - \frac{4a^2b^2}{a^2 - b^2} \ln \left(\frac{a}{b} \right)^2} + \frac{12l_2}{B^3} \right]}, \quad (11)$$

где $l = l_{1-2} + l_{2-3} + l_{3-4}$. В этой формуле не учтено изменение давления по радиусу на криволинейном участке (поперечный гидравлический уклон), введены другие допущения, поэтому она является приближенной. Средний для живого сечения потока гидросмеси

коэффициент турбулентного обмена A равен в (11) $A = \mu \frac{\sqrt{d_{\text{д.н}}}}{J_{y4} \sqrt{a}}$,

где μ — динамический коэффициент вязкости воды; $d_{\text{д.н}}$ — средняя в живом сечении крупность частиц руслоформирующих наносов; J_{y4} — средний гидравлический уклон по длине составного канала с поворотом; $a=1$ — средний для живого сечения соизмеримый с $d_{\text{д.н}}$ коэффициент (с линейной размерностью), пропорциональный удельной кинетической энергии максимальных донных составляющих $\left(\frac{v_{\text{дон}}^2}{2g}\right)$ средних по живому сечению пульсационных скоростей в потоке гидросмеси. При выводах было учтено, что при турбулентном режиме течения вязкостные касательные напряжения ничтожно малы и их не принимаем во внимание.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жуковский Н. Е. Собр. соч., т. III, Гос. изд. тех.-теор. лит-ры, М. — Л., 1949, с. 812.
2. Кудряшов А. Ф. О гидравлических сопротивлениях плоского стационарного потока в аллювиальном русле. — В сб.: Гидрология суши, динамика потоков и русловые процессы. Л., ЛГМИ, 1977, вып. 63, с. 50—56.
3. Кудряшов А. Ф. Воспроизведение русла побочного типа в лабораторных условиях. — Тр. ГГИ, 1959, вып. 69, с. 102—130.
4. Барышников Н. Б. Транспорт русловых наносов в прямолинейных потоках с поймой. — Тр. ЛГМИ, 1967, вып. 25, с. 50—73.

УДК 556.536

В. А. СОКОЛОВА, Е. С. СУББОТИНА, Н. М. ШЕКИНА (ЛГМИ)

ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ И СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ПОТОКА ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА р. ОРЕДЕЖ

Оценка гидравлических сопротивлений русловых потоков в настоящее время производится, как правило, через скоростной коэффициент C в известной формуле Шези

$$v = C \sqrt{RI}, \quad (1)$$

где R — гидравлический радиус; I — гидравлический уклон.

Для определения коэффициента Шези имеется большое количество эмпирических и полуэмпирических формул, подробный обзор и анализ которых приводится в ряде отечественных и зарубежных работ. Укажем лишь некоторые из них [1, 2, 3, 6].

Широкое распространение в практике инженерных расчетов получили формулы для коэффициента C , содержащие коэффициент шероховатости n , величина которого устанавливается по специальным таблицам на основании, как правило, описательных харак-

теристик сопротивлений поверхности русла. Известно, что значения n весьма изменчивы и зависят от большого числа факторов, которые далеко не всегда учитываются в таблицах. Этим условным коэффициентом по существу делается попытка оценить величину гидравлических сопротивлений. Однако ввиду чрезвычайно большого разнообразия естественных русел, в которых коэффициенты шероховатости изменяются для одного и того же участка в зависимости от наполнения русла, фазы режима, сезона и других факторов, использование его вызывает большие затруднения.

В последние десятилетия ведутся непрерывные поиски более рациональных путей оценки гидравлических сопротивлений. Изучение скоростной структуры турбулентного потока методом микрофотосъемки позволило И. К. Никитину по-новому подойти к решению этого вопроса. В 60-х годах, главным образом, на основе данных лабораторных опытов им была разработана двухслойная физическая модель течения вблизи шероховатой поверхности [4, 5]. Как отмечает Никитин [5], его универсальную модель турбулентного движения следует рассматривать как уточнение движения в пристеночных слоях в известной схеме Прандтля.

В основу модели положен экспериментально установленный факт существования пристенного подслоя δ с линейным распределением осредненных скоростей, плавно сопрягающегося с логарифмическим профилем турбулентного ядра (рис. 1).

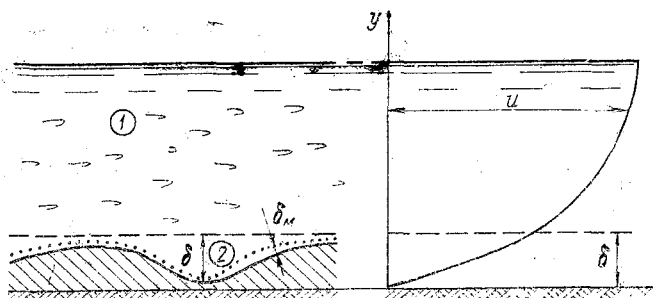


Рис. 1. Схема двухслойной модели потока И. К. Никитина: 1 — ядро турбулентного потока; 2 — пристенный подслой; δ — толщина пристенного подслоя; δ_μ — вязкий подслой

В соответствии с принятой двухслойной моделью Никитиным получены следующие зависимости для профиля скоростей: для пристенного подслоя ($0 \leq y/\delta \leq 1$)

$$u/u_{* \delta} = \text{Re}_{* \delta} y / \delta \quad (2)$$

для турбулентного ядра ($1 \leq y/\delta \leq h/\delta$).

$$u/u_{*\delta} = \text{Re}_{*\delta} (1,15 \lg y/\delta + 1,5 - 0,5 \delta/y), \quad (3)$$

где u — местная скорость; $u_{*\delta}$ — динамическая скорость на границе пристенного подслоя; δ — толщина пристенного подслоя; y — расстояние, отсчитываемое от дна потока; $\text{Re}_{*\delta}$ — число Рейнольдса на верхней границе пристенного подслоя.

По зависимостям (2) и (3) можно построить осредненный профиль скоростей по всей высоте y турбулентного течения, начиная от плоскости $y=0$, $u=0$, представляющей физическое дно шероховатой поверхности, и до динамической оси потока $y=h$.

Двухслойную модель течения Никитин использовал для получения универсальной зависимости для коэффициента гидравлического трения λ , справедливой для всех режимов проявления шероховатости, от гидравлически гладкого до режима с квадратичным законом сопротивления включительно

$$1/\lambda = \text{Re}_{*\delta\infty} (0,813 \lg h/\delta + 0,706), \quad (4)$$

где

$$\text{Re}_{*\delta\infty} = \psi(h/\delta) \text{Re}_{*\delta} \quad (5)$$

и

$$\psi(h/\delta) = (1 - \delta/h)^{3/2} \left[1 + \frac{0,5 \delta/h}{(1 - \delta/h)(1,15 + \lg h/\delta + 1)} \right]. \quad (6)$$

Пользуясь известным соотношением

$$C = \sqrt{2g/\lambda}, \quad (7)$$

можно от выражения (4) для коэффициента гидравлического трения перейти к зависимости для коэффициента Шези C

$$C = \sqrt{2g} [\text{Re}_{*\delta\infty} (0,813 \lg h/\delta + 0,706)] \quad (8)$$

или с допустимой степенью приближения записать

$$C = \text{Re}_{*\delta\infty} (3,6 \lg h/\delta + 3,1). \quad (9)$$

В формулы профиля скоростей (2) и (3), коэффициента гидравлического трения (4) и коэффициента Шези (8) входит параметр $\text{Re}_{*\delta\infty}$, являющийся характеристикой границы раздела потока $y=\delta$ в двухслойной модели течения. Как показывает эксперимент, этот параметр зависит от отношения h/δ . В потоках с $h/\delta \rightarrow \infty$, что в случае течения у гладкой стенки соответствует предельно большим числам Рейнольдса потока Re , $\psi(h/\delta) \rightarrow 1$ и $\text{Re}_{*\delta\infty}$ становится равным $\text{Re}_{*\delta}$. Следовательно, параметр $\text{Re}_{*\delta}$ является предельным значением числа $\text{Re}_{*\delta\infty}$, последнее в количественном отношении является более постоянной характеристикой.

Таким образом, основными параметрами формул для расчета профиля скоростей, коэффициента гидравлического трения и ко-

эффициента Шези двухслойной модели являются $Re_{*\delta\infty}$ и δ . Параметр $Re_{*\delta\infty}$ в некоторой степени характеризует форму потока и тип шероховатой поверхности. Толщина пристенного подслоя δ отражает в интегральной форме влияние на поток шероховатости и процессов ее проявления. При введении величины δ в формулы автоматически учитывается в неявной форме вся сложная картина реального движения вблизи шероховатой поверхности. Этим объясняется универсальность приведенных выше зависимостей.

В настоящей работе рассматриваются результаты анализа применимости расчетных зависимостей (3), (4), (9) к естественным русловым потокам. В основу исследования положены данные специальных наблюдений на беспойменном участке р. Оредеж в районе п. Батово. На одном и том же участке реки в летние периоды 1987 и 1988 гг. были выполнены детальные измерения расходов воды с многоточечными измерениями скоростей.

Для получения статистически достоверных характеристик течения вблизи поверхности дна реки необходимо иметь замеры профилей скоростей на достаточном числе поперечников по длине рассматриваемого участка потока. В связи с этим измерения скоростей выполнялись на трех поперечниках в пределах рассматриваемого участка. Анализ эпюр скоростей проводился в безразмерном виде $u/v = f(y/h)$, где v — средняя скорость на вертикали.

Для обработки полученных осредненных профилей был использован графический метод, предложенный И. К. Никитиным [5]. По формулам (2) и (3) на прозрачной пленке строится кривая профиля скоростей двухслойной модели в логарифмических координатах

$$\lg \frac{u}{u_{*\delta} Re_{*\delta}} = f(\lg y/\delta). \quad (10)$$

Отдельно на листе бумаги в тех же логарифмических координатах и масштабах осей откладываются точки измеренных осредненных скоростей

$$\lg u = f(\lg y). \quad (11)$$

Затем пленка накладывается на этот график и перемещением ее с сохранением параллельности осей, как это показано на рис. 2, зависимость (10) совмещается с точками измерений (11) так, чтобы среднеквадратическое отклонение их было наименьшим.

Отсчеты по координатным осям для совмещенного в области пристенного течения положения графиков связаны соотношениями

$$\lg \frac{u}{u_{*\delta} Re_{*\delta}} = \lg u - \lg(u_{*\delta} Re_{*\delta}), \quad (12)$$

$$\lg y/\delta = \lg y - \lg \delta, \quad (13)$$

следовательно, отсчитав в этом положении шкал

$\lg u - \lg(u/u_{*δ} Re_{*δ})$, получим величину $\lg(u_{*δ} Re_{*δ})$ и найдем произведение $(u_{*δ} Re_{*δ})$. Аналогично, отсчитав сдвиг осей $\lg y - \lg y/h$, найдем толщину пристенного подслоя δ .

Следует отметить, что данный способ позволяет определить величину δ и в тех случаях, когда имеется осредненный профиль скоростей лишь турбулентного ядра течения. Вместе с тем, точность определения δ находится в прямой зависимости от точности измерения скоростей $u=f(y)$ и от того, насколько близко точки измерений подходят к границе пристенного подслоя.

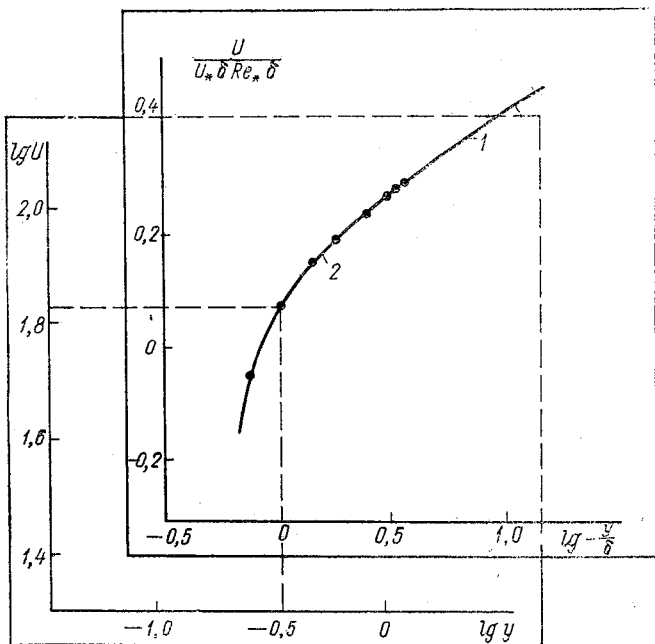


Рис. 2. Графический анализ профиля скоростей $u(y)$: 1 — логарифмический профиль скоростей, построенный по зависимостям (2) и (3); 2 — точки измерения профиля скоростей $u(y)$

Используя найденную таким образом толщину пристенного подслоя δ , рассчитывалась динамическая скорость подслоя по формуле

$$u_{*δ} = \sqrt{gh\Gamma}(1 - \delta/h), \quad (14)$$

где h — средняя глубина потока.

Далее из произведения $(u_{*δ} Re_{*δ})$ находилось значение числа Рейнольдса $Re_{*δ}$ и по зависимостям (6), (5), (4) и (9) определялись характеристики потока: $Re_{*δ\infty}$, λ и C . Результаты расчетов представлены в таблице.

**Результаты обработки данных натурных наблюдений по методике
И. К. Никитина**

Год	Q м ³ /с	$v_{изм}$ м/с	h м	I ‰	δ м	$Re_{*\delta}$	$Re_{*\delta\infty}$	λ	C м ^{0,5} /с	$v_{расч.}$ м/с
1987	5,19	0,25	0,91	0,25	0,11	3,1	2,7	0,065	17,3	0,26
1988	2,65	0,12	1,02	0,22	0,40	3,3	1,9	0,25	8,8	0,13

Анализ результатов расчетов позволяет сделать следующие выводы:

1. Двухслойная модель турбулентного движения, предложенная И. К. Никитиным, и полученные им универсальные зависимости для профиля скоростей и коэффициента гидравлического трения λ могут быть использованы для описания скоростной структуры и гидравлических сопротивлений в русловых потоках. Рассчитанные и измеренные значения скорости v мало отличаются друг от друга. Этот вывод имеет принципиальное значение, так как расчетные зависимости были получены Никитиным, главным образом, на основе анализа данных лабораторных экспериментов.

2. Толщина пристенного подслоя δ для одной и той же реки изменяется в зависимости от ее водности. Так, 1988 г. для р. Оредеж был маловодным, и влияние растительности отразилось на увеличении толщины слоя δ и возрастании коэффициента гидравлического трения λ .

3. Значение параметра $Re_{*\delta\infty}$ с изменением водности реки изменилось незначительно, т. е. подтвердилось предположение о более или менее постоянной величине этого числа для разных случаев движения жидкости.

В заключение отметим, что делать окончательные выводы преждевременно, необходимо привлечение к анализу более широкого материала качественных натурных наблюдений. Интересно было бы выяснить, сколько эпюр скоростей необходимо иметь, чтобы получить осредненный статистически достоверный профиль, сохраняет ли постоянное значение параметр $Re_{*\delta\infty}$ для конкретной реки или группы рек, как изменяется толщина пристенного подслоя δ в зависимости от водности реки, сезона года или изменения условий протекания при выходе воды на пойму.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.—280 с.
2. Железняков Г. В. Пропускная способность русел каналов и рек. — Л.: Гидрометеиздат, 1981.—311 с.
3. Константинов Н. М., Петров Н. А., Высоцкий Л. И. Гидравлика, гидрология, гидрометрия. — М.: Высшая школа, 1987.—304 с.

4. Никитин И. К. Турбулентный русловой поток и процессы в придонной области. — Киев: Изд-во АН УССР, 1963.—144 с.

5. Никитин И. К. Сложные турбулентные течения и процессы теплопереноса. — Киев: Наукова Думка, 1980.—240 с.

6. Чоу В. Т. Гидравлика открытых каналов. — М.: Стройиздат, 1969.—464 с.

УДК 556.535.5

А. А. ЛЕВАШОВ (ЛГМИ), Н. А. ЛАКОМКИНА (ГИПРОСПЕЦГАЗ)

МОРФОЛОГИЯ РЕЧНОГО ЛЬДА И ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОТОКА ПРИ ЛЕДОСТАВЕ

При появлении ледостава к сопротивлению русла добавляется сопротивление нижней поверхности ледяного покрова, которое с течением времени изменяется в широких пределах. Для преодоления этого сопротивления поток должен увеличить действующие усилия, что может быть достигнуто повышением уровня воды или увеличением уклона водной поверхности или тем и другим одновременно [1—4]. В действительности величина среднего значения уклона воды на значительном протяжении, охватывающем не менее двух перекатов, практически остается при ледоставе той же, что и без льда, если расход воды не изменяется. Это установлено неоднократным нивелированием уровней воды при свободном и ледоставном состоянии поверхности на р. Оредеж.

В работе принято, что величина повышения уровня воды при появлении ледостава на реке должна состоять:

1. Из величины слоя жидкости, вытесненной льдом. Этот слой, очевидно, составляет около 0,92 толщины льда. Если на льду имеется снеговая пригрузка, то глубина погружения будет большей (ΔH_1).

2. Из величины подъема уровней, необходимой для преодоления сопротивлений, обусловливаемых нижней шероховатостью льда, шугой и другими явлениями (ΔH_2).

Исходя из этого, можно утверждать, что уровень воды при появлении ледостава должен повыситься (без изменения уклона и при отсутствии деформации русла) на величину большую, чем размеры слоя погруженного льда. Эти составляющие могут быть установлены при помощи кривых расходов воды, хронологического графика колебания уровня воды, на который нанесены ледовые явления и глубины погружения льда. Величина подъема уровня определена по данным больших рек, таких, как Волга, Обь, на которых лед плавает на поверхности на большей части ширины и практически не смерзается с дном.

Составляющая ΔH_2 определяется вычитанием из значений зимнего повышения уровней погруженной толщины льда, которая надежно определяется измерениями и публикуется в Гидрологических ежегодниках [5].

Анализ материалов натуральных наблюдений показывает, что в начальный период ледостава подъем воды из-за дополнительных сопротивлений, обуславливаемых шероховатостью нижней поверхности льда во много раз (5—6) больше подъема, вызываемого погруженной частью льда.

Для определения общего подъема могут надежно использоваться и хронологические графики уровня, построенные для периода замерзания. При анализе хронологических графиков, построенных для предледоставного и ледоставного периода, необходимо учитывать сведения о толщине льда и слое выпавших осадков, которые могут вызвать подъем уровня, не связанный с ледовыми явлениями. Величины этих подъемов могут быть определены при помощи типовых графиков уровней воды, построенных для свободного русла. Деформации русла, оказывающие влияние на ход уровней, оцениваются эхолотированием дна или обычными промерами.

Для исследований гидрологических характеристик р. Оредеж зимой выбран участок в районе спрямленной излучины с таким расчетом, чтобы в него попали узкие плесовые и широкие (перекатные) подучастки, которые бы отличались друг от друга условиями протекания воды. Нивелирование водной поверхности выполнялось четвертым классом при четырех горизонтах воды по двум берегам (урезам) при свободном русле и по стрежню реки при ледоставе. В зимних условиях урезные кольца вровень с водой забивались в лунках. Около лунок определялись высота снега, толщина льда (общая и его погруженной части) и глубина реки над лункой. Для изучения структуры (морфологии) льда и его нижней поверхности извлекались образцы льда по всей ширине створов и по длине реки. Образцы фотографировались.

По данным полевых работ были составлены таблицы исходных данных и построены профили свободной поверхности воды при ледоставе (продольные и поперечные).

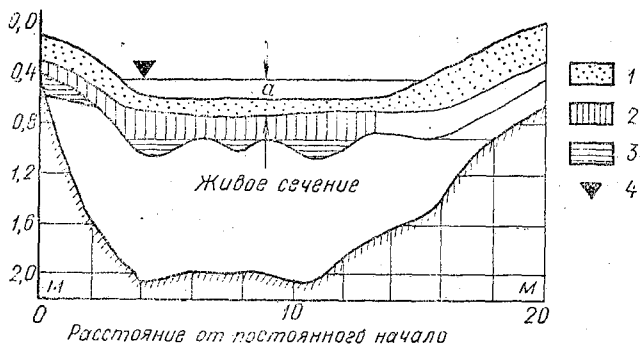
При анализе материалов полевых исследований р. Оредеж установлено:

1. Для участка реки достаточно большой протяженности (несколько плесов, перекатов) уклоны водной поверхности при ледяном покрове и без льда (при одном и том же расходе и прочих равных условиях, например, при отсутствии деформации русла) практически одинаковы. Однако на коротких, локальных участках наблюдается существенное их перераспределение. Изменение уклонов водной поверхности при переходе от свободного русла к ледоставному происходит как в сторону уменьшения, так и в сторону увеличения в несколько раз. На р. Оредеж в данном исследовании оно изменялось в 1,8—5 раз.

2. Перераспределение уклонов водной поверхности на одних и тех же участках при переходе от свободного русла к ледоставному зависит от существенных изменений условий протекания, в частности, из-за неравномерной снеговой пригрузки на льду, раз-

личной толщины льда на участках, разной степени забивания русла шугой и др.

Полевое обследование участка реки показало, что снеговая пригрузка на льду по длине и ширине реки очень неравномерна. В некоторых местах высота снега составляла 5—10 см, в других — 50—80 см. В местах большой пригрузки лед оказывается полностью погружен в воду, и в снегу на поверхности льда обнаруживается слой воды. Такая пригрузка способствует подпору уровней воды. В летних условиях этот фактор отсутствует.



Поперечный профиль русла р. Ореж при ледоставе. 1 — снег; 2 — лед — наслуд; 3 — лед кристаллический местами размытый; 4 — уровень замерзания, а — стрела прогиба

Из анализа продольных профилей реки, построенных по стречной ледоставной русла и поперечных профилей (рисунок) установлена большая неоднородность толщины льда как по длине, так и по ширине русла. Толщина льда по длине на участке исследований (при полном ледоставе на реке) различалась более чем в 2 раза. При этом в узких местах, где скорость потока примерно в 2 раза превосходила скорость, наблюдаемую в однорукавном широком русле, рельеф нижней поверхности льда повторял рельеф дна. Это объясняется отражением потока от выступов дна. Отраженные от дна струи достигают поверхности льда, в результате чего происходит уменьшение толщины льда из-за механического и теплового воздействия отраженных струй на его нижнюю поверхность. На широких же участках реки с малыми скоростями течения, где отражение струй от неровностей дна не достигает поверхности льда, его поверхность, соприкасающаяся с водой, относительно ровная.

Поперечные профили толщин льда были построены по данным измерений, выполненным в разные по суровости зимы. Зима 1985—1986 гг. была относительно теплой, а зима 1986—1987 — суровой без единой оттепели. Замерзание в холодную зиму происходило

быстро. Поток подвергался интенсивному сжатию ледовыми явлениями при медленном падении расходов воды. Поэтому профили льда в эти годы резко различны. Различна также и нижняя поверхность льда.

В суровую зиму лед оказался толще, его нижняя поверхность более неровная. Она вся оказалась испещрена вымоинами, размывами. При этом на расстоянии одного-двух метров толщина льда изменялась в пределах 7—10 см. Это объясняется тем обстоятельством, что кристаллический лед с нижней поверхности в более суровые зимы оказывается под воздействием более напорного потока, чем в теплые зимы. Восходящие от дна отраженные струи способствуют размыву нижней поверхности льда. При этом кристаллический лед, образовавшийся в начальный период ледостава на момент обследования (10 февраля), оказался во многих местах полностью размывым (рисунок).

На нижней поверхности льда в суровые зимы возникает макрошероховатость, в то время как в относительно теплые зимы с медленным замерзанием и частыми пригрузками снегом, нижняя поверхность относительно гладкая и ровная. В суровые зимы отраженные от дна струи «вырисовывают» все неровности дна на нижней поверхности льда.

На поперечных профилях льда (рисунок) четко обнаруживается и прогиб льда, вызванный падением уровня воды с момента образования ледостава. По этому прогибу надежно устанавливается падение уровня воды с момента замерзания до дня обследования участка реки. Прогиб и значение стрелы прогиба обнаруживаются нивелированием поперечного профиля льда.

На нижней поверхности обнаруживается один или несколько куполообразных сводов, обусловленных влиянием скоростного поля потока. Там, где скорость потока больше, лед также размывается на большую величину. Если в потоке имеются не одна, а несколько обособленных зон с большими скоростями, то их наличие отражается появлением куполообразного размыва льда (рисунок). В полевых условиях производились измерения скоростей течений и толщин льда. Таким образом, шероховатость нижней поверхности льда на реках в течение года и в разные годы изменяется в широких пределах, имеет различное происхождение (в отдельные годы у нижней поверхности наблюдаются скопления шуги). Это следует учитывать при измерениях расходов воды и при их вычислении. При измерении расходов воды необходимо применение многоточечного способа с закреплением вертушки на штанге (на малых реках). Местоположение скоростных и промерных вертикалей должно назначаться с учетом не только рельефа (глубин) дна, но и с учетом шероховатости льда и зашугованности русла.

Измерения скоростей при ледоставе выполнялись на р. Оредеж вертушками многоточечным способом. По данным измерений и обработки выполнен анализ положения гидравлического центра.

Высотная координата этого центра при следовании от берега к берегу изменяется по вертикали, располагаясь то ближе ко дну, то к нижней поверхности льда. Анализ скоростных полей в разных сечениях показал:

1. Гидравлический центр при ледоставе всегда заглублен. Его положение по отношению к обтекаемым поверхностям различно для разных отсеков профиля. В некоторых отсеках (в данном случае более мелководных) гидравлический центр оказался смещенным ближе ко дну, в других, более глубоких — к нижней поверхности льда, что обусловлено различной шероховатостью льда в сечениях и разными масштабами отражения потока от дна.

2. Поверхностная скорость течения (у нижней поверхности льда) может быть как больше, так и меньше донной (в данном случае в 1,36 и 0,73 раза).

Значение коэффициента Шези и коэффициента шероховатости по данным измерений на р. Оредеж рассчитывались по формулам:

$$C = \frac{1,41 B_3^{0,5} Q_3}{\omega_3^{1,5} J_3^{0,5}}; \quad n_{пр} = \frac{\omega_3^{1,75} J_3^{0,5}}{1,68 Q_3 B_3^{0,75}},$$

где Q — расход воды, м³/с; ω — площадь сечения, м²; J — уклон водной поверхности; B — ширина потока, м; индекс «3» означает, что параметры относятся к потокам под ледяным покровом.

Параметры, входящие в формулы, определялись на достаточно коротких участках (20—50 м), где с известным приближением русло было относительно однородным, прямолинейным.

Анализ расчетных данных показал, что наибольшее значение коэффициента C и наименьшее значение коэффициента шероховатости наблюдались в узкой глубокой протоке и, наоборот, наименьшее значение коэффициента Шези наблюдалось в месте слияния двух потоков, где меньшая скорость (таблица).

Сведения об этих коэффициентах представляют интерес, так как в гидрологической литературе их значения приводятся довольно редко, особенно для зимних условий.

Данные расчета коэффициента Шези и приведенного коэффициента шероховатости (р. Оредеж, зимние условия)

№ ство- ра	B_3 , м	Q_3 , м ³ /с	J_3 , ‰	ω_3 , м ²	C_3 , м ^{0,5} /с	n_3
1	17,0	3,5	0,41	14,0	19,2	0,0417
2	7,8	2,56	0,38	8,9	19,5	0,0119
3	19,0	3,5	0,35	18,3	14,9	0,0553

В дополнение к натурным измерениям произведены эксперименты, выполненные в двух лотках с переменным уклоном длиной 3,0 м, шириной 0,1 м и длиной 11 м, шириной 0,4 м. «Лед»

изготавливался из досок. Для увеличения толщины льда брались три доски, которые помещались в лоток последовательно: сначала одна, затем две вместе и три вместе. Они скреплялись гвоздями. Погружение на 0,92 обеспечивалось пригрузкой. Для измерения скоростей подо «льдом» в досках делались лунки. Для придания устойчивости «льдин» в лотках (для сцепления их с берегами) после их погружения, они закреплялись пластиковыми костылями.

Анализ измеренных скоростей течений, уклонов водной поверхности в свободном от льда русле и при различной толщине искусственного «дошчатого» льда при пропуске одного и того же расхода воды показал, что по мере увеличения толщины льда происходит следующее: рабочая глубина уменьшается; уклон водной поверхности по уровням в лунках увеличивается; средняя скорость в сечении увеличивается; перед кромкой ледостава создается подпор, который распространяется тем дальше, чем толще лед и меньше уклон водной поверхности, предшествовавший ледоставу; по мере увеличения толщины льда при неизменном расходе воды эпюра скорости по глубине становится выпуклее, скорости течения увеличиваются и дно подвергается все возрастающему механическому воздействию потока. В натурных условиях это может наблюдаться в годы, когда устанавливаются низкие температуры воздуха (например, в зиму 1986—1987 гг.) и плавный спад расходов воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеониздат, 1962.
2. Железняков Г. В. Гидрометрия. — М.: Колос, 1972.
3. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. — Л.: Гидрометеониздат, 1980.
4. Карасев И. Ф., Шумков И. А. Гидрометрия. — Л.: Гидрометеониздат, 1985.
5. Гидрологические ежегодники. Т. 6, вып. 0—3, 1952—1980 гг.
6. Рымша В. А. Ледовые исследования на реках и водохранилищах. — Л.: Гидрометеониздат, 1959.
7. Сарсеев С. А., Мусин Ж. А. Прогнозирование пропускной способности водотоков в зимних условиях. — Тез. докл. II Всес. конф. Институт Водных проблем АН СССР, 1984.

УДК 556.536

В. И. АНТРОПОВСКИЙ (ГГИ)

УСТАНОВЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПЛАНОВЫХ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ОПРЕДЕЛЕННОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ

Установление обеспеченных величин скоростей деформаций на морфологически однородных участках рек в проектных условиях является сложной и до сих пор нерешенной задачей. В основном это объясняется отсутствием достаточно надежных зави-

симостей для определения средних многолетних величин («нормы») плановых деформаций.

Существующие зависимости величин деформаций от определяющих факторов (в том числе, характеристик стока воды, уклонов, характера подстилающего грунта) и от морфометрических измерителей макроформ характеризуются невысокой точностью и являются недостаточно общими [3—7]. Поиски универсальных и надежных зависимостей для определения скоростей (интенсивности) деформаций продолжаются. Так, в последнее время Л. И. Розенберг обнаружена связь изменений величин размыва берега от изменений максимальных расходов воды за определенные периоды времени в течение длительного срока наблюдений на морфологически однородном участке р. Дон в районе Нововоронежа.

Существующие детерминистические зависимости для определения рассматриваемых величин могут быть улучшены посредством использования статистических связей указанных характеристик, т. е. их равнообеспеченных значений в безразмерном виде [1]. Например, И. В. Поповым, Э. А. Кондитеровой, А. Т. Власовым и др. [7] показана возможность получения региональных связей средней из максимальных за период наблюдений скорости плановых деформаций на участке $\bar{C}_m$ от средней ширины русла в бровках берегов $\bar{B}$. Вывод о возможности получения такого рода связей следует из результатов анализа существующих гидроморфологических зависимостей [2]. Действительно, уже первыми исследователями в этом направлении эмпирически было установлено, что наиболее тесными являются связи характеристик русла и потока от ширины реки (канала) B . В итоге И. В. Попов пришел к выводу о возможности оценки интенсивности плановых деформаций (в %) от ширины реки.

На рис. 1 представлены связи $\bar{C}_m = f(B)$ для морфологически однородных участков Амура и для рек южной части Западной и Средней Сибири. Рост величин деформаций с увеличением ширины реки становится понятным, если вспомнить, что ширина, в свою очередь, увеличивается с водностью реки [2]. Непосредственное применение связей вида $\bar{C}_m = f(\bar{B})$ для определения «нормы» интенсивности деформаций по ширине русла в проектных условиях затруднительно вследствие большого разброса точек. Эффективность улучшения этих связей посредством использования равнообеспеченных переменных в безразмерном виде часто снижается из-за малого количества точек на региональных связях. В связи с этим использованы связи равнообеспеченных значений k_C и k_B , снятые с эмпирических кривых обеспеченности модульных коэффициентов интенсивности деформаций $k_C = f(P)$ и модульных коэффициентов ширины реки $k_B = f(P)$ в пределах каждого из участков. Правомoрность такого, на первый взгляд, формального приема подтверждается тем, что взятые отдельно кривые обеспеченности $k_C = f(P)$ и $k_B = f(P)$ для морфологически од-

нородных участков рек каждого конкретного района располагаются на клетчатке вероятностей довольно тесными пучками. Значительно расходятся только концы кривых обеспеченности. Это

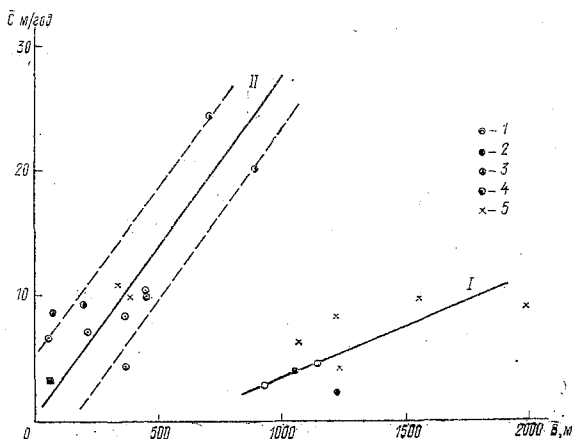


Рис. 1. Связи средней из максимальных за период наблюдений скорости плановых деформаций с шириной русла $\bar{C}_m = f(B)$: I — для морфологически однородных участков Амура; II — для рек южной части Западной и Средней Сибири. 1, 2, 3, 4, 5 — участки рек с разными типами руслового процесса

свидетельствует в определенной мере об однородности рядов рассматриваемых характеристик и позволяет в интервале P примерно от 5—10% и до 90—95% осреднять ординаты кривых обеспеченности (таблица).

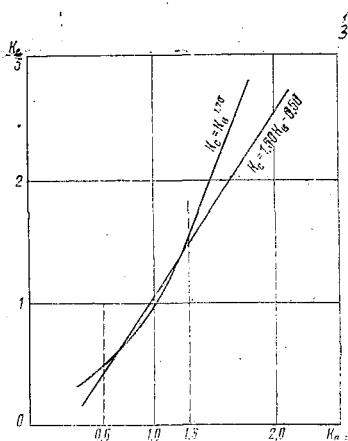
Средние значения модульных коэффициентов k_C (в числителе), k_B (в знаменателе) различной обеспеченности по морфологически однородным участкам рек

Обеспеченность, $P\%$									
5	10	25	30	40	50	60	70	78	90
Морфологически однородные участки Верхнего и Среднего Амура									
$\frac{2,07}{1,53}$	$\frac{1,75}{1,36}$	$\frac{1,32}{1,16}$	$\frac{1,23}{1,11}$	$\frac{1,08}{1,04}$	$\frac{0,96}{0,98}$	$\frac{0,83}{0,91}$	$\frac{0,72}{0,85}$	$\frac{0,63}{0,78}$	$\frac{0,48}{0,65}$
Реки южной части Западной и Средней Сибири									
$\frac{2,07}{1,66}$	$\frac{1,73}{1,44}$	$\frac{1,26}{1,18}$	$\frac{1,16}{1,12}$	$\frac{1,01}{1,04}$	$\frac{0,88}{0,94}$	$\frac{0,76}{0,87}$	$\frac{0,66}{0,81}$	$\frac{0,58}{0,75}$	$\frac{0,42}{0,66}$

В свою очередь, осредненные эмпирические кривые обеспеченности $\bar{k}_C = f(P)$ и $\bar{k}_B = f(P)$, сравниваемые уже друг с другом, в пределах обеспеченностей от 25—30 % до 60—70% (таблица), довольно близки. Поэтому распределение k_C и k_B в указанных пределах приблизительно может быть принято одним и тем же.

Из рассмотрения рис. 2, на котором представлены зависимости $k_C = f(k_B)$, следует и более далеко идущий вывод о том, что в пределах примерно от 0,6 до 1,4 по оси k_B указанные зависимости, соответствующие морфологически однородным участкам Амура и рекам южной части Западной и Средней Сибири, также довольно близки друг к другу. В результате для определения «нормы» деформаций в указанном интервале изменения k_B частные зависимости, соответствующие морфологически однородным участкам Амура и рекам южной части Западной и Средней Сибири, могут быть заменены одной осредненной зависимостью. По-видимому, в большинстве случаев изменение средней ширины на реках в проектных условиях не будет выходить за пределы указанного интервала и осредненная зависимость $k_C = f(k_B)$ может быть использована для определения «нормы» деформаций.

Рис. 2. Зависимости $K_C = f(K_B)$.
 $K_C = K_B^{1,70}$ — для морфологически
 однородных участков Амура; $K_C =$
 $= 1,50K_B - 50$ — для рек южной части
 Западной и Средней Сибири



При наличии зависимости $k_C = f(k_B)$ установление скоростей плановых русловых деформаций определенной обеспеченности рек с измененным режимом стока воды и наносов производится следующим образом [3].

1. Рассчитывается среднее значение ширины русла в проектных условиях $B_{пр}$. Для этого могут быть использованы существующие гидроморфологические зависимости (например, формулы

С. Т. Алтунина, А. Н. Крошкина или формулы, учитывающие тип руслового процесса).

2. Устанавливается модульный коэффициент $k_B = B_{\text{пр}}/B$, где B — ширина русла в бровках в естественных условиях.

3. По зависимости $k_C = f(k_B)$ определяется модульный коэффициент k_C для проектных условий.

4. Учитывая, что $k_C = C_{\text{пр}}/C$, и зная величину средней из наибольших скорости деформаций, на участке в естественных условиях C находим соответствующую величину для проектных условий $C_{\text{пр}}$.

Вычисление величин плановых деформаций определенной обеспеченности в проектных условиях может быть произведено с помощью довольно устойчивых, для каждого физико-географического района, переходных коэффициентов от средних многолетних деформаций или с помощью коэффициентов вариации c_v и асимметрии c_s . Вариация деформаций определяется многолетними колебаниями и внутригодовым распределением стока воды и наносов, которые в первом приближении учитываются коэффициентом зарегулированности стока ϕ . Использование этого коэффициента удобно как для естественных, так и для проектных условий. Для морфологически однородных участков Амура и для рек южной части Западной и Средней Сибири (при исключении данных по двум участкам Иртыша с нарушенным гидрологическим и русловым режимом) могут быть использованы следующие формулы:

$$c_v = 4,20\phi - 1,90;$$

$$c_s = 2,50c_v - 0,15.$$

С накоплением данных о деформациях рек границы районов, да и сами расчетные зависимости будут уточняться.

Предлагаемые формулы предназначены для расчета средних многолетних величин плановых деформаций на сроки, измеряемые десятилетиями, т. е. на периоды в течение которых правомерно ожидать различных по водности и стоку наносов лет.

Рассматриваемый метод оценки обеспеченных значений скорости деформаций является, конечно, весьма приближенным, но и весьма простым. Он может использоваться для предварительных оценочных расчетов деформаций рек в проектных условиях. Точность определения обеспеченных величин деформаций прежде всего зависит от точности установления «нормы» деформаций. Поиск наиболее надежных зависимостей для ее установления следует продолжить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Перспективы и резервы усовершенствования гидрологических расчетов и прогнозов для водохозяйственного проектирования — Тр. V Всесоюзного гидрологического съезда, 1989, т. 6, с. 15—22.

2. Антроповский В. И. Гидроморфологические зависимости и их дальнейшее развитие. — Тр. ГГИ, 1969, вып. 169, с. 34—86.

3. Антроповский В. И. Расчет обеспеченных величин плановых деформаций русел рек. — В кн.: Тез. докл. III Всесоюзной конференции. Динамика и термика рек, водохранилищ и окраинных морей. Том I, М., 1989, с. 21—23.

4. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.—280 с.

5. Беркович К. М., Власов Б. Н. Особенности русловых процессов на реках Нечерноземной зоны РСФСР. — В кн.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. — Тез. докл. III Всесоюзной научной конференции. — М., 1981, с. 285—286.

6. Замышляев В. И., Снисченко Б. Ф. Меандрирование русел рек. Обзорная информация. Вып. 2, серия 37.27. Гидрология суши. Обнинск. 1986. ВНИИГМИ-МЦД. — 46 с.

7. Кондигерова Э. А., Попов И. В. К вопросу о связи скорости плановых деформаций речного русла с водностью реки и циклами морфологических переформирований. — Тр. ГГИ, 1970, вып. 183, с. 99—118.

УДК 532.543 : 625.745.1

В. Г. САЛИКОВ, Б. Г. ТИМОФЕЕВ (ЛПИ)

МЕТОДИКА ГИДРАВЛИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОСТОВЫХ ПЕРЕХОДОВ

Существующие методы гидравлического расчета оптимальной величины отверстий мостовых переходов и регуляционных сооружений, проектируемых на равнинных реках с широкими развитыми поймами, а также определения рационального их местоположения недостаточно совершенны [1—3]. Поэтому на практике часто приходится обращаться к исследованиям гидравлики мостовых переходов на моделях. Для исследования участков рек с развитыми широкими поймами, по которым в паводок проходит основная часть расчетного расхода, требуется строительство больших гидравлических моделей, что, как правило, невыполнимо из-за ограниченных размеров русловых площадок. В результате этого такие исследования проводятся на аэродинамических моделях, требующих по условиям моделирования значительно меньших площадей. Предлагаемая методика использовалась в исследованиях мостовых переходов через реки Ветлуга, Волхов, Еркатаяха и Кольский залив, проведенных в ЛПИ им. М. И. Калинина на аэродинамических моделях. Основные вопросы моделирования при этом сводятся к следующим моментам.

Исходя из размеров аэродинамической площадки и длины моделируемого участка реки определяется плановый масштаб модели. Длина моделируемого участка реки должна составлять не менее 3—4 длин излучин. При этом две третьих всей длины моделируемого участка должно располагаться выше створа перехода. Вертикальный масштаб модели выбирается таким, чтобы средняя глубина потока на пойме была не менее 1—2 см, а искажения масштабов не превышало 3—4.

Известно [4, 5], что при неодинаковости планового и вертикального масштабов основное правило моделирования шероховатости русла заключается в осуществлении равенства

$$\frac{\lambda_n}{\lambda_m} = \frac{\alpha_n}{\alpha_l} = \alpha_\lambda, \quad (1)$$

где λ_n и λ_m — натурный и модельный коэффициенты гидравлического трения; α_l и α_n — масштабные коэффициенты плановых и вертикальных размеров модели.

Известно также [5], что при $\lambda b/h > 1,0$ (где b — ширина, а h — средняя глубина потока) наступает автомодельность в плановой картине распределения скоростей течения и, следовательно, подобие двух потоков в целом будет обеспечено, если исследования на модели проводить при $(\lambda b/h)_m \geq 1,0$. Это дает возможность допускать искажение масштабов более 3—4. При этом на модели и в натуре соотношение расходов воды в основном русле и на пойме должно быть одним и тем же (*idem*).

Коэффициент гидравлического трения для натуральных условий определяется по формуле

$$\lambda_n = \frac{2ghJ}{v^2} = \frac{2g}{C^2}, \quad (2)$$

где v — средняя скорость потока; J — гидравлический уклон; g — ускорение свободного падения; C — коэффициент Шези, который определяется по одной из известных формул (Базена, Маннинга или Павловского).

Коэффициент гидравлического трения для модели или эквивалентную шероховатость в первом приближении можно определить по формулам А. П. Зегжды, В. Н. Гончарова, А. Ю. Умарова [4, 6, 7].

Гидравлические расчеты следует выполнять отдельно для основного русла и поймы с учетом взаимодействия руслового и пойменного потоков [8], а также для всего потока в целом. При этом следует учитывать, что уклон свободной поверхности пойменного потока значительно больше уклона в основном русле, так как движение жидкости по пойме при расчетных горизонтах малой обеспеченности происходит по прямой линии вдоль долины.

Для более точной оценки сопротивления основного русла и поймы, а также для общего сопротивления модели с целью определения масштабного коэффициента гидравлического трения α_λ проводится методическая серия опытов, в результате которой на модели обеспечивается необходимое распределение расхода воды между основным руслом и поймой (исследования проводятся в условиях изоляции и взаимодействия руслового и пойменного потоков и по полученным результатам для модели определяется действительный коэффициент гидравлического трения).

Для соблюдения условий подобия исследования на модели

должны проводиться в квадратичной области сопротивлений. Для этого необходимо обеспечить, чтобы числа Рейнольдса на модели были не ниже значения, соответствующего нижней границе квадратичной зоны $Re_{гр}$, т. е. $Re_m \geq Re_{гр}$.

По указанию А. П. Зегжды [4] при однородной зернистой шероховатости граница автомодельной зоны в открытых руслах определяется по формуле

$$Re_{гр} = \frac{63h}{K\sqrt{\lambda}}, \quad (3)$$

где K — эквивалентная шероховатость.

Принимая $Re_m = Re_{гр}$, определяется необходимая минимальная скорость воздушного потока на модели.

В опытах на аэродинамической модели на каждой скоростной вертикали измеряется величина и направление вектора скорости, статическое давление в потоке. С помощью дыма проводятся визуальные наблюдения за кинематикой потока. На каждой вертикали скорости измеряются в трех или в шести точках по глубине потока.

Скорости воздушного потока измеряются с помощью двух- или трехканальной гидрометрической трубки Пито-Прандтля цилиндрической формы, присоединяемой к дифференциальному микроманометру. В каждой точке измеряется максимальная величина осредненной скорости и фиксируется угол между нормалью к створу и направлением вектора скорости.

Скорость в точке вычисляется по известной в аэромеханике формуле [9]:

$$V = \sqrt{\frac{2\Delta P}{\rho} \varepsilon}, \quad (4)$$

где $\Delta P = l\gamma_{ж} \sin \alpha$ — измеренный перепад давления, $\Delta P\varepsilon$ — разность между полным и статическим давлением; l — показание микроманометра; $\gamma_{ж}$ — удельный вес жидкости, заполняющей микроманометр; α — угол наклона пьезометрической трубки микроманометра; ρ — плотность воздуха; ε — коэффициент, учитывающий расположение отверстий гидрометрической трубки и условия их обтекания, который определяется тарировкой.

Для трехканальных гидрометрических трубок цилиндрической формы с расположением отверстий под углом около 30° значение коэффициента ε близко к единице. Для двухканальных трубок с расположением отверстий под углом 180° значение коэффициента ε примерно равно 0,5.

В каждой точке вычисляется нормальная составляющая скорости к створу по формуле

$$u = V \cos \beta, \quad (5)$$

где β — угол между нормалью к створу и направлением вектора скорости.

Дальнейшая обработка полученных результатов сводится к вычислению расхода воздуха на модели.

Скорости на натуру пересчитываются по формуле

$$u_n = u_m \alpha_u = u_m \frac{\alpha_Q}{\alpha_h \alpha_l}, \quad (6)$$

где α_u и α_Q — масштабные коэффициенты скорости и расхода.

Перепад уровней в натуре определяется по формуле

$$\Delta z_n = \Delta z_m \alpha_\lambda \frac{\alpha_l}{\alpha_h} \alpha_u^2 \alpha_p, \quad (7)$$

где α_p — масштабный коэффициент плотности; Δz_m — измеренный перепад уровней.

ВЫВОДЫ

1. В результате экспериментальных исследований вышеуказанных объектов, проведенных в соответствии с изложенной методикой моделирования, определена оптимальная величина отверстий мостовых переходов и регуляционных сооружений в виде струенаправляющих дамб, а также величина максимального подпора у насыпей подходов.

2. Гидравлические расчеты, выполненные на объектах отдельно для основного русла и поймы с использованием зависимостей, учитывающих взаимодействие руслового и пойменного потоков [8], хорошо согласуются с результатами экспериментальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев О. В. Проектирование мостовых переходов. — М.: Транспорт, 1980. — 216 с.
2. Наставление по изысканиям и проектированию железнодорожных и автомобильных мостовых переходов через водотоки. — М.: Транспорт, 1972. — 280 с.
3. Ротенбург И. С. Вопросы гидравлического расчета и назначения отверстий мостов на переходах через равнинные реки. Саратов, СУ, 1960. — 232 с.
4. Леви И. И. Моделирование гидравлических явлений. — Л.: Энергия, 1967. — 236 с.
5. Гиляров Н. П. Моделирование речных потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 200 с.
6. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1962. — 376 с.
7. Карпов П. М., Пушкаренко В. П., Умаров А. Ю., Ходжаев Ш. К. Селевые явления в Узбекистане. — Ташкент: Фан, 1976. — 136 с.
8. Саликов В. Г. О русловом процессе на меандрирующих реках в условиях выхода воды на пойму. — В кн.: Гидравлика сооружений и русловые процессы. Калинин: КГУ, 1982, с. 19—24.
9. Горлин С. М., Слезингер И. И. Аэромеханические измерения. — М.: Наука, 1964. — 720 с.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТОЧНОСТИ МОДЕЛЕЙ РАСХОДА ВОДЫ ПРИ ЭКСПРЕСС-ИЗМЕРЕНИЯХ

Одна из важных задач современной гидрометрии заключается в разработке и внедрении в практику обслуживания народного хозяйства методов ускоренных измерений расходов воды при сохранении установленной точности [3]. Самым доступным способом ускорения измерений является сокращение числа скоростных вертикалей.

Оценим и сравним характеристики точности девяти наиболее известных традиционных и некоторых новых моделей вычисления расхода воды применительно к экспресс-измерениям. По типу описания скоростного поля потока их можно разделить на две группы. Первую составляют традиционные модели, использующие линейную интерполяцию средних скоростей течения или удельных расходов воды между скоростными вертикалями:

1) линейно-детерминированная с сокращенным количеством скоростных вертикалей (ЛДС);

2) среднесекционная (СРС);

3) центральносекционная или А. Гарляхера (ГРЛ).

Во вторую группу входят модели, основанные на определении средних скоростей в отсеках между скоростными вертикалями с учетом распределения глубин по ширине потока:

4) линейная интерполяционно-гидравлическая (ЛИГ) [3];

5) упрощенная интерполяционно-гидравлическая (УИГ) [6];

6) линейно-детерминированная с коррективом на уменьшение числа скоростных вертикалей (ЛДК);

7) корреляционно-гидравлическая (КРГ) [7];

8) вероятностно-гидравлическая (ВРГ);

9) гидравлически-детерминированная (ГД) [8].

В расчетных формулах перечисленных моделей используются следующие обозначения: Q — расход воды (вычисляемый по указанной модели); i и j — индексы вертикалей, ограничивающих каждый s -й отсек живого сечения; h_i и h_j , v_i и v_j — соответственно глубины и скорости на i -й и j -й вертикалях; h_s и v_s — средние значения глубины и скорости потока в s -м отсеке; f_s и b_s — площадь и ширина s -го отсека живого сечения соответственно; b_i , b_j , b_k — расстояние от постоянного начала до соответствующей i -й, j -й, k -й промерной вертикали; N и n — полное и сокращенное количество скоростных вертикалей при измерении расхода воды; m — число отсеков между промерными вертикалями (с учетом урезов или границ мертвого пространства); p_s — весовой коэффициент, выбираемый в соответствии с [5].

Аналитические выражения этих моделей имеют вид:

$$Q_{\text{ЛДС}} = \sum_{s=1}^{n+1} f_s v_s = \sum_{s=1}^{n+1} f_s p_s (v_i + v_j)_s; \quad (1)$$

$$Q_{\text{СРС}} = 0,25 \sum_{s=1}^{n+1} b_s (h_i + h_j)_s (v_i + v_j)_s; \quad (2)$$

$$Q_{\text{ГРЛ}} = 0,5 \sum_{s=1}^{n+1} b_s (v_i h_i + v_j h_j)_s; \quad (3)$$

$$Q_{\text{ЛИГ}} = \sum_{s=1}^{n+1} f_s [ah_s^{2/3} + p_s (v_i - ah_i^{2/3} + v_j - ah_j^{2/3})_s]; \quad (4)$$

$$a = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{v_i}{h_i^{2/3}}; \quad h_s = \frac{f_s}{b_s};$$

$$Q_{\text{УИГ}} = \sum_{s=1}^{n+1} f_s G_s (v_i + v_j)_s; \quad (5)$$

$$G_s = \begin{cases} \frac{h_s}{(h_i + h_j)_s} & \text{при } 1 < s < (n+1), \\ p_s & \text{при } s=1 \text{ и } s=n+1; \end{cases}$$

$$Q_{\text{ЛДК}} = \lambda Q_{\text{ЛДС}}; \quad (6)$$

$$\lambda(n): \begin{cases} n = & 2 & 3 & 4 & 5 & 6 & >6 \\ \lambda = & 1,167 & 1,073 & 1,040 & 1,022 & 1,015 & 1,000; \end{cases}$$

$$Q_{\text{КРГ}} = A Q_{\text{УИГ}} + (1-A) Q_{\text{ЛДК}}; \quad (7)$$

$$A = \begin{cases} R^2 & \text{при } R \geq 0 \\ 0 & \text{при } R < 0, \end{cases}$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (v_i - v_{\text{ср}}) (h_i - h_{\text{ср}})}{\left[\sum_{i=1}^n (v_i - v_{\text{ср}})^2 \sum_{i=1}^n (h_i - h_{\text{ср}})^2 \right]^{0,5}}; \quad (8)$$

$$v_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n v_i}{n}; \quad h_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{n};$$

$$Q_{\text{ВРГ}} = B Q_{\text{ЛДС}} + (1-B) Q_{\text{ЛИГ}}; \quad (9)$$

$$B = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^n |F_v - F_h|;$$

$$F_v = \left(\frac{v_i}{v_{\max}} \right)^{m_v^{-1}}, \quad F_h = \left(\frac{h_i}{h_{\max}} \right)^{m_h^{-1}};$$

$$m_v = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^n \ln \left(\frac{v_{\max}}{v_i} \right); \quad m_h = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^n \ln \left(\frac{h_{\max}}{h_i} \right);$$

$$Q_{ГД} = 0,5 \sum_{k=1}^m f_k (v_k + v_{k+1}); \quad (10)$$

$$f_k = 0,5 (h_k + h_{k+1}) (b_{k+1} - b_k);$$

$$v_k = a_k h_k^{2/3}. \quad (11)$$

В пределах каждого s -го отсека для каждой промерной вертикали гидравлический коэффициент определяется как

$$a_k = \frac{v_i/h_i^{2/3} |b_j - b_k| + v_j/h_j^{2/3} |b_i - b_k|}{|b_j - b_i|}.$$

Подчеркнем основные особенности моделей вычисления расхода воды, вошедших во вторую группу. Интерполяционно-гидравлические модели ЛИГ и УИГ учитывают ход глубин при интерполяции измеренных скоростей между вертикалями и поэтому эффективны только при согласованном распределении скоростей и глубин в гидростворе [1]. В связи с тем, что на многих постах это условие не соблюдается, в ГГИ разрабатываются так называемые комбинированные модели расхода воды, которые одновременно сохраняют достоинства интерполяционно-гидравлических моделей и сглаживают их недостатки. Такими моделями являются корреляционно-гидравлическая и вероятностно-гидравлическая, использующие сочетание двух моделей, удельный вес которых зависит от степени согласованности распределения скоростей и глубин и регулируется специальными коэффициентами.

Предложенная нидерландскими исследователями гидравлически-детерминированная модель (названная так нами по природе интерполяционного алгоритма) предусматривает предельно подробную аппроксимацию эпюры распределения скорости по ширине потока — с вычислением скорости на каждой промерной вертикали [8]. Существует несколько модификаций ГД-модели, отличающихся по значению показателя степени при h в формуле (11) и характеру интерполяции гидравлического коэффициента a_k в береговых отсеках. Нами показатель степени принят равным $2/3$ в соответствии с формулой Шези-Маннинга. Между скоростными вертикалями коэффициент a_k определяется на основе линейной интерполяции. Однако в береговых отсеках его линейное уменьше-

ние от значений на крайних вертикалях до 0 на урезах, используемое в одном из вариантов ГД-модели, приводит к существенному занижению скоростей — тем большому, чем больше отличие распределения глубин от линейного и чем дальше крайняя скоростная вертикаль отстоит от берега. В данной работе величина a_k в береговом отсеке считалась постоянной и равной значению на ближайшей скорости вертикали. Так, численные эксперименты показали, что (для нескольких выбранных створов) применение последнего варианта ГД-модели (в сравнении с первым) приводит к уменьшению систематической погрешности от — 21% до 9%.

Исследование характеристик точности моделей расхода воды проведено по специальной программе с использованием ЭВМ ЕС-1045 на примере пяти гидрологических постов, находящихся на реках с различными размерами, режимами, условиями наблюдений. По каждому створу составлены совокупности из 15—20 надежных расходов воды, измеренных в разные фазы водного режима и с различной степенью детальности (при N , меняющимся от 7 до 15, двух- и пятиточечном способе измерения скорости на вертикали). Расчеты велись при двух сокращениях скоростных вертикалей: $n=5$ и $n=3$ независимо от их полного количества в измеренных расходах воды. Только для поста Ока — Муром было задано одно сокращение $n=3$ ввиду малого полного числа скоростных вертикалей ($N=7$). Кроме того, с целью получения объективных характеристик точности моделей и набора необходимой статистики каждый расход вычислялся в нескольких вариантах распределения сокращенного числа скоростных вертикалей по ширине потока: в трех при $n=5$ и в пяти — при $n=3$. Среди этих вариантов имелись как оптимальные с точки зрения распределения частичных расходов в живом сечении [2, 4], так и самые неблагоприятные. При заданных значениях скорости расход воды Q вычислялся по каждой из моделей и сопоставлялся с эталонной величиной $Q_{\text{лд}}$, определяемой по формуле (1) при полном количестве скоростных вертикалей. По ряду относительных отклонений ($\delta Q = \frac{Q - Q_{\text{лд}}}{Q_{\text{лд}}} 100\%$), полученному отдельно для каждого

поста, варианта сокращения n и модели, подсчитаны средние статистические характеристики: математическое ожидание погрешностей $\tilde{m}_Q$ и суммарная среднеквадратическая погрешность $\tilde{s}_Q$, выражающие точность модели применительно к конкретному створу. Затем найдены обобщенные характеристики точности моделей для всех постов:

$$\langle \tilde{m}_Q \rangle = \frac{\sum_{j=1}^k (\tilde{m}_Q N_{Q_j})}{\sum_{j=1}^k N_{Q_j}}; \quad (12)$$

$$\langle \tilde{s}_Q \rangle = \left(\frac{\sum_{j=1}^k (\tilde{s}_Q^2 N_{Qj})}{\sum_{j=1}^k N_{Qj}} \right)^{0,5}; \quad (13)$$

$$\langle \tilde{\sigma}_Q \rangle = (\langle \tilde{s}_Q \rangle^2 - \langle \tilde{m}_Q \rangle^2)^{0,5}, \quad (14)$$

где $\langle \tilde{s}_Q \rangle$ — обобщенная случайная относительная среднеквадратическая погрешность, N_Q — количество расчетов расходов воды, проведенное для j -го поста; k — число постов.

Результаты численных экспериментов в обобщенном виде показаны на рис. 1, 2. Оценка характеристик точности ГД-модели выполнена на сравнительно меньшем статистическом материале, в связи с чем менее надежна. Расчеты доказывают явное преимущество вероятностно-гидравлической модели вычисления расхода воды и полную непригодность среднесекционной. В целом исследуемые модели по точности можно разделить на три группы:

- 1) наибольшей точности — ВРГ, ЛИГ, ЛДК, КРГ;
- 2) средней точности — УИГ, ЛДС, ГД;
- 3) наименьшей точности — ГРЛ, СРС.

Таким образом, с точки зрения использования ускоренных измерений расходов воды на гидрологической сети перспективны только модели первой группы. Кроме значительного снижения погрешностей (как средних, так и экстремальных) важным преимуществом этих моделей является существенно меньшая зависимость полученных по ним результатов от характера реки и условий измерений.

Преимущества отдельных моделей друг перед другом выражены неоднозначно и зависят от количества скоростных вертикалей при экспресс-измерениях, конкретных условий измерения, а также точности самого эталонного расхода. Анализируя характеристики точности моделей первой группы (таблица), видим, что модели ЛДК и КРГ дают расходы с примерно одинаковыми погрешностями, ЛИГ — с незначительно меньшими, а ВРГ — существенно снижает (в большинстве случаев) погрешности, особенно по систематической составляющей. Отметим также, что по всем постам ЛИГ — модель систематически завышает расходы воды, ЛДК и КРГ (как и модели средней и наименьшей точности) занижают, а модель ВРГ характеризуется знакопеременными значениями $\tilde{m}_Q$.

Таким образом, для практического применения на гидрологической сети можно рекомендовать вероятностно-гидравлическую модель вычисления расхода воды взамен ЛИГ-модели в случаях рассогласованного распределения глубин и скоростей и в дополнение к ЛИГ-модели — ЛДК-модель, простую и удобную для экспресс-контроля точности непосредственно после выполнения

измерений. Остальные модели (в том числе и гидравлически-детерминирования) в целом уступают ВРГ, ЛИГ и ЛДК моделям.

В дальнейшем предполагается уточнить метрологические свойства усовершенствованных моделей в разнообразных условиях измерений (включая ледостав и высокотурбулизированные горные потоки), а также разработать программное обеспечение для вычисления расходов воды по ВРГ-модели применительно к персональным компьютерам и программирующим микрокалькуляторам.

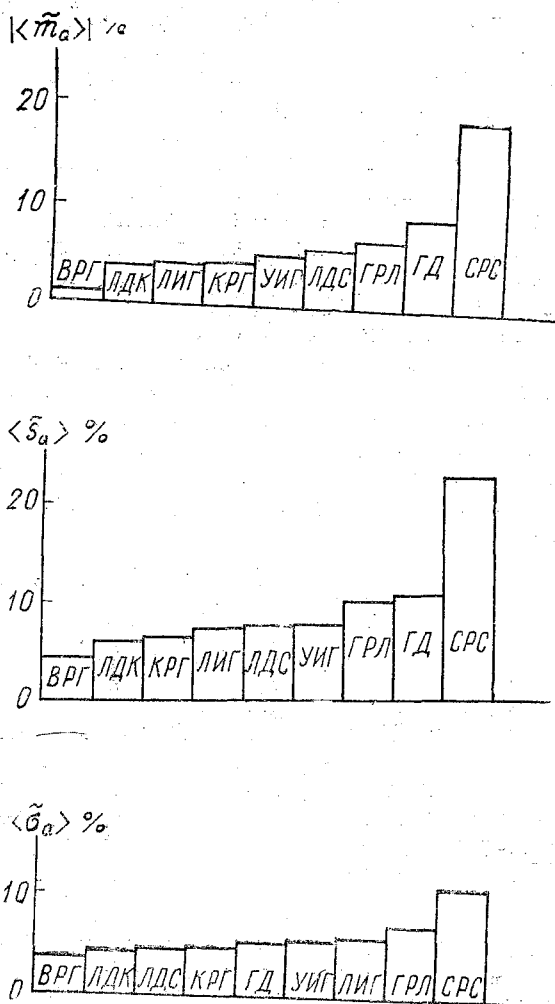


Рис. 1. Диаграммы распределения обобщенных характеристик точности моделей вычисления расхода воды при $n=5$

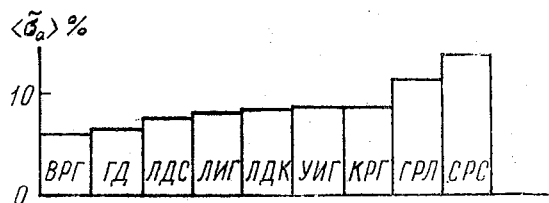
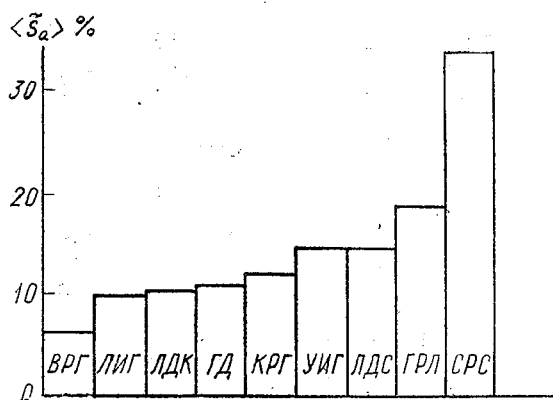
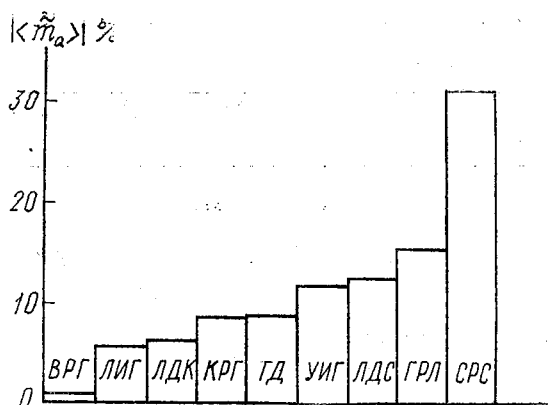


Рис. 2. Диаграммы распределения обобщенных характеристик точности моделей вычисления расхода воды при $n=3$

Средние, суммарные и экстремальные погрешности вычисления расходов воды при экспресс-измерениях по моделям наибольшей точности, %

Характеристики	n = 5				n = 3			
	ВРГ	ЛИГ	ЛДК	КРГ	ВРГ	ЛИГ	ЛДК	КРГ

р. Кура — с. Ликани

$\tilde{m}_Q$	-1,4	0,0	-3,2	-3,4	-3,8	-0,6	-4,3	-7,3
$\tilde{s}_Q$	3,3	3,1	4,9	5,3	6,2	4,9	7,1	9,3
$\delta Q_{\min}$	-9,9	-8,9	-13,6	-13,6	-14,7	-13,0	-18,0	-18,0
$\delta Q_{\max}$	5,1	7,0	3,1	4,5	5,4	9,7	4,9	4,9

р. Кура — с. Сурра

$\tilde{m}_Q$	-0,7	1,7	-3,3	-3,3	-1,9	2,4	-2,3	-5,0
$\tilde{s}_Q$	3,9	5,1	4,7	4,9	5,6	7,3	5,8	7,4
$\delta Q_{\min}$	-8,1	-7,3	-10,4	-11,1	-17,2	-8,6	-15,2	-15,2
$\delta Q_{\max}$	8,2	14,5	3,2	1,5	9,5	20,4	6,0	5,4

р. Ока — г. Муром

$\tilde{m}_Q$	—	—	—	—	-0,3	9,0	-12,2	-14,1
$\tilde{s}_Q$	—	—	—	—	8,2	14,3	15,7	17,7
$\delta Q_{\min}$	—	—	—	—	-20,8	-12,4	-32,7	-37,7
$\delta Q_{\max}$	—	—	—	—	20,4	38,8	7,5	7,5

р. Москва — д. Нестерово

$\tilde{m}_Q$	4,1	8,7	-4,4	-5,0	2,1	8,6	-4,3	-7,1
$\tilde{s}_Q$	4,7	9,4	6,4	6,9	4,6	9,6	8,0	10,1
$\delta Q_{\min}$	-2,2	-0,9	-16,8	-17,8	-10,4	-1,5	-24,5	-24,6
$\delta Q_{\max}$	8,7	15,6	2,7	2,8	8,9	16,1	6,5	4,5

р. Москва — г. Звенигород

$\tilde{m}_Q$	1,7	5,3	-4,3	-4,6	0,1	7,6	-6,5	-8,6
$\tilde{s}_Q$	4,0	7,5	6,8	7,1	5,9	9,8	11,1	12,8
$\delta Q_{\min}$	-5,7	-5,1	-23,5	-23,6	-30,7	-22,4	-29,7	-34,6
$\delta Q_{\max}$	7,3	14,9	9,2	8,7	10,1	19,7	13,2	7,6

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемов А. К., Серяков А. Е. Применение интерполяционно-гидравлических моделей при экспресс-измерениях расхода воды (на примере рек Дагестана. — Тр. УВГС, 1989, т. 3, с. 283—287.

2. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 310 с.

3. Методические рекомендации. Методы ускоренных измерений расходов воды. Л., ГГИ, 1983. — 69 с.

4. Методические указания МИ 1759—87 ГСИ. Расход воды на реках и каналах. Методика выполнения измерений методом «скорость — площадь». — М.: Изд-во стандартов, 1987. — 25 с.

5. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6, ч. I. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 382 с.

6. Ременюк В. А. Упрощенная интерполяционно-гидравлическая модель расхода воды. Вопросы гидрологии суши. — Докл. конф. молодых ученых и специалистов, Ленинград, ГГИ, февраль 1985. — Л.: Гидрометеиздат, 1988, с. 141—145.

7. Ременюк В. А. Ускоренные измерения расхода воды на основе корреляционно-гидравлической модели. — Метеорология и гидрология, 1989, № 5.

8. Fulford I. T., Saner V. B. Comparison of velocity interpolation methods for computing open-channel discharge. — Washington: U. S. Government Printing Office, 1986, p. 139—144.

УДК 556.16.047

Н. Ф. РУДЧЕНКО (ЛГМИ)

СПОСОБ РАСЧЕТА ТРАНСФОРМАЦИИ ПАВОДКОВЫХ ВОЛН

В основе практически всех существующих методов расчета трансформации паводковых волн лежит предположение о существовании аналитической связи между расходами воды в нижнем и верхнем створах на участке реки (модели Калинина — Милюкова, Нэша, Маскингама). При этом вводится ряд эмпирических параметров, определяемых на основании данных наблюдений за прошедшими ранее паводками.

Известный способ Маскингама основан на уравнении начальных и конечных расходов верхнего и нижнего створов участка реки:

$$Q_{\text{вых}}^{\text{кон}} = C_0 Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} + C_1 Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} + C_2 Q_{\text{вых}}^{\text{нач}}, \quad (1)$$

где

$$C_0 = (kx + \Delta t/2)/D, \quad C_1 = (kx + \Delta t/2)/D, \quad C_2 = [k(1-x) - \Delta t/2]/D,$$

$$D = k(1-x) + \Delta t/2. \quad (2)$$

Факторы k , x постоянны для каждого участка реки и определяются по эмпирическим данным о ранее прошедших паводках; коэффициенты C_0 , C_1 и C_2 связаны уравнением

$$C_0 = C_1 + C_2 = 1. \quad (3)$$

Величины $Q_{\text{вх, вых}}^{\text{нач}}$ и $Q_{\text{вх}}^{\text{кон}}$ систематически измеряют.

Получивший широкое распространение в США и других странах — участницах Всемирной метеорологической организации (ВМО), этот способ трудоемок, алгебраически и эмпирически из-

быточен: для вычисления одной неизвестной $Q_{\text{вых}}^{\text{кон}}$ используют шесть эмпирических величин и три линейно зависимых расчетных.

В статье предлагается алгоритм нахождения указанных эмпирических параметров путем решения двух матричных систем уравнений по методу Гаусса и обратной прогонки.

Сущность предлагаемого способа заключается в том, что на основании уравнения (3) исключают фактор C_2 из уравнения (1); поскольку интервал Δt постоянен для единого технического регламента измерений, то коэффициенты C_0 и C_1 принимают условно постоянными для периода приблизительной стабильности морфометрических характеристик русла и табулируют их для контрольных участков каждой реки, для всех рек каждого региона и глобально; с помощью микрокалькулятора, простейшего электроаналогового устройства, микро- или мини-ЭВМ вычисляют с относительной погрешностью менее 1% пять неизвестных величин по четырем единожды измеренным за весь период наблюдений и одной текущей эмпирической переменной. При этом коэффициенты C_0 и C_1 для верхнего и нижнего створов участка реки вычисляют по эмпирическим калибровочным данным $Q_{\text{вх}}^{\text{нач}}$, $Q_{\text{вых}}^{\text{нач}}$, $Q_{\text{вх}}^{\text{кон}}$, $Q_{\text{вых}}^{\text{кон}}$ из матричной системы линейных алгебраических уравнений

$$[\ddot{Q}] \cdot \{C\} = \{\ddot{Q}\}^T,$$

$$\text{где } [\ddot{Q}] = \begin{bmatrix} (\ddot{Q}_{\text{вх}}^{\text{кон}} - \ddot{Q}_{\text{вых}}^{\text{нач}})(\ddot{Q}_{\text{нач}}^{\text{нач}} - \ddot{Q}_{\text{вх}}^{\text{нач}}) \\ (\ddot{Q}_{\text{нач}}^{\text{нач}} - \ddot{Q}_{\text{вх}}^{\text{нач}})(\ddot{Q}_{\text{вх}}^{\text{кон}} - \ddot{Q}_{\text{вых}}^{\text{нач}})/2 \end{bmatrix} \quad (4)$$

— симметричная положительно определенная матрица; $\{C\} = C_0 C_1$ — вектор-строка;

$$\{\ddot{Q}\}^T = \begin{bmatrix} (\ddot{Q}_{\text{вх}}^{\text{кон}} - \ddot{Q}_{\text{вых}}^{\text{нач}}) \\ 2(\ddot{Q}_{\text{вх}}^{\text{кон}} - \ddot{Q}_{\text{вых}}^{\text{нач}}) + \ddot{Q}_{\text{вх}}^{\text{нач}}/(\ddot{Q}_{\text{нач}}^{\text{нач}} - \ddot{Q}_{\text{вх}}^{\text{нач}}) \end{bmatrix} \quad \text{— вектор столбец}$$

Затем по техническому регламенту измеряют одну-единственную, любую из четырех неизвестных величин $Q_{\text{вх}}^{\text{нач, кон}}$ и решают матричную систему алгебраических линейных уравнений, где

$$[C] \{Q\} = \{Q\}^T, \quad (5)$$

При этом

$$[C] = \begin{bmatrix} 1 - C_0 - C_1 & C_1 & C_0 \\ C_1 & (1 - C_0)/2 & -C_1 \\ C_0 & -C_1 & (1 - C_1)/2 \end{bmatrix}. \quad (6)$$

— симметричная положительно определенная матрица;

$$\{Q\} = Q_{\text{вых}}^{\text{нач}} \quad Q_{\text{вх}}^{\text{нач}} \quad Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} \quad \text{— вектор-строка;}$$

$$\{Q\}^T = \begin{cases} (\frac{C_1}{C_0} + 2C_0 + 1) Q_{\text{ВХ}}^{\text{кон}} \\ (\frac{C_1}{C_0} + C_1^2 + 2) Q_{\text{ВХ}}^{\text{кон}} \end{cases} \rightarrow \text{вектор-столбец}$$

без обращения матрицы (6) исключением переменных по Гауссу и Конте-рекурсией (2).

При таком способе алгебраически избыточные факторы k , x , Δt и C_2 исключены; факторы C_0 и C_1 определяют для контрольного участка реки однократным калибровочным измерением величин $Q_{\text{ВХ, Вых}}^{\text{нач, кон}}$ в заданную морфометрической изменчивостью русла эпоху, а для расчета трансформации паводковых волн в реке необходимо измерять по техническому регламенту любую из четырех неизвестных величин $Q_{\text{ВХ, Вых}}^{\text{нач, кон}}$.

Сущность способа иллюстрирует контрольный пример.

Пусть, например, $Q_{\text{ВХ}}^{\text{кон}} = 300$, $Q_{\text{Вых}}^{\text{нач}} = 200$, $Q_{\text{ВХ}}^{\text{нач}} = 150$, $Q_{\text{Вых}}^{\text{кон}} = 213$. Тогда из матричной системы уравнений (4) получаем

$$100C_0 + 50C_1 = 13,$$

$$50C_0 + 75C_1 = 29,$$

откуда следует

$$C_0 = 0,13 \text{ и } C_1 = 0,3.$$

Пусть по техническому регламенту измерен, например, расход в нижнем створе $Q_{\text{кон}}^{\text{Вых}} = 263$. Тогда матричная система уравнений (5) запишется в виде

$$0,57Q_{\text{Вых}}^{\text{нач}} + 0,30Q_{\text{ВХ}}^{\text{нач}} + 0,13Q_{\text{ВХ}}^{\text{кон}} = 263;$$

$$0,30Q_{\text{Вых}}^{\text{нач}} + 0,43Q_{\text{ВХ}}^{\text{нач}} - 0,30Q_{\text{ВХ}}^{\text{кон}} = 79,46;$$

$$0,13Q_{\text{Вых}}^{\text{нач}} - 0,30Q_{\text{ВХ}}^{\text{нач}} + 0,35Q_{\text{ВХ}}^{\text{кон}} = 61,02.$$

Чтобы исключить неизвестную $Q_{\text{Вых}}^{\text{нач}}$ из второго и третьего уравнений, решим относительно нее первое:

$$Q_{\text{Вых}}^{\text{нач}} = 461,4 - 0,53Q_{\text{ВХ}}^{\text{нач}} + 0,23Q_{\text{ВХ}}^{\text{кон}}.$$

Подставив это выражение во второе уравнение, получим

$$0,28Q_{\text{ВХ}}^{\text{нач}} - 0,37Q_{\text{ВХ}}^{\text{кон}} = -60,27.$$

Подстановка в третье уравнение дает

$$-0,37Q_{\text{ВХ}}^{\text{нач}} + 0,32Q_{\text{ВХ}}^{\text{кон}} = 1,04.$$

В результате система уравнений принимает вид

$$0,57Q_{\text{вых}}^{\text{нач}} + 0,30Q_{\text{вх}}^{\text{нач}} + 0,13Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} = 263;$$

$$0,28Q_{\text{вх}}^{\text{нач}} - 0,37Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} = -60,27;$$

$$-0,37Q_{\text{вх}}^{\text{нач}} + 0,32Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} = 1,04.$$

Теперь решим второе уравнение относительно $Q_{\text{вх}}^{\text{нач}}$ и исключим ее из третьего уравнения:

$$0,57Q_{\text{вых}}^{\text{нач}} + 0,30Q_{\text{вх}}^{\text{нач}} + 0,13Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} = 263;$$

$$0,28Q_{\text{вх}}^{\text{нач}} - 0,37Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} = -60,27;$$

$$0,17Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} = 79.$$

Эту систему уравнений решают Конте-рекурсией.
Из третьего уравнения найдем:

$$Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} = 79/0,17 = 467,6.$$

Подставляя это значение во второе уравнение и решая его относительно $Q_{\text{вх}}^{\text{нач}}$, получим

$$Q_{\text{вх}}^{\text{нач}} = (0,37Q_{\text{вх}}^{\text{кон}} - 60,27)/0,28 = 403,6.$$

Теперь из третьего уравнения найдем:

$$Q_{\text{вых}}^{\text{нач}} = (263 - 0,30Q_{\text{вх}}^{\text{нач}} - 0,13Q_{\text{вх}}^{\text{кон}})/0,57 = 142,3.$$

Правильность расчета подтверждает подстановка найденных величин C_0 , C_1 , $Q_{\text{вх}}^{\text{кон}}$, $Q_{\text{вх}}^{\text{нач}}$ и $Q_{\text{вых}}^{\text{нач}}$ в уравнения (3) и (1):

$$263 = 0,13 \cdot 467,6 + 0,30 \cdot 403,6 + 0,57 \cdot 142,3 = 262,98.$$

Таким образом, можно сделать вывод, что предлагаемый способ расчета трансформации паводковых волн позволяет устранить факторную избыточность эмпирических параметров, унифицирует процедуру расчета, повышает точность и экспрессность расчетов трансформации паводковых волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Davis C. V. Handbook of Applied Hydraulics, London, 1952.
2. Meinzer O. E. Hydrology, New York, 1949.
3. Conte S. D. Elementary Numerical Analysis An Algorithm — mic Approach. McGrow — Hill, 1965.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЭКОЛОГИИ

Постоянно увеличивающиеся водопотребление и водопользование для удовлетворения нужд народного хозяйства, с одной стороны, и воздействие промышленных, сельскохозяйственных, коммунально-бытовых выбросов, с другой, на водную и воздушную среду привели к обострению экологических проблем, причем не только в масштабах страны, но и в глобальных масштабах.

Вопросами качества водных ресурсов и их охраны гидрологи занимаются уже длительное время. Однако проблема рассматривалась в основном в аспекте оценки качества вод в водотоках и водоемах в целях их хозяйственного использования и слабо связывалась с экологическими проблемами в целом, т. е. не рассматривалась как звено единой экологической системы, характеризующей среду обитания живых существ, включая человека.

Следует отметить, что экология относится к категории весьма сложных научных понятий, хотя нередко трактуется лишь с точки зрения биологии. Более общим будет понятие экологии как комплексной науки, включающей не только биологические, но и географические аспекты, т. е. геоэкология. Учитывая, что география, в свою очередь, является комплексной наукой, состоящей из большого числа дисциплин, становится ясным, что и геоэкология не простое понятие и в ней можно выделить довольно много подразделов, в том числе и экологию гидрологическую, или гидроэкологию, изучающую влияние гидрологического режима водотоков и водоемов на жизненные процессы, в них протекающие, и на живые организмы, с ними связанные.

Таким образом, с экологических позиций гидрология может рассматриваться как наука, описывающая физическое состояние среды обитания гидробионтов. С ее помощью можно судить и о взаимоотношениях между организмами и водной или влажной средой. Более того, учитывая значение воды как фактора природной среды в появлении, развитии и распространении живых организмов (биоценозов), можно говорить о водных объектах и науке, их изучающей, как части единой экологической системы «человек — производство — водная среда». При этом процессы, происходящие в водных объектах и определяющие их экологическое состояние, можно рассматривать как составную часть (или звено) общего процесса тепло-и массопереноса в системе «атмосфера — гидросфера — литосфера».

Экологическая роль воды определяется ее значением в жизни организмов (человек, животные, бактерии, растения). Вода является основной составной частью всех живых организмов, определяющей биохимические процессы. С помощью воды осуществляется растворение и перенос веществ в организмах. Влажность

воздушной (и почвенной) среды определяет размножение, распространение, активность организмов и их смертность. В целом обычно выделяется четыре экологические группы организмов по их отношению к воде: организмы, живущие в воде (гидробионты или гидрофиты); организмы, обитающие в пограничной зоне вода — суша (гелобионты или гелофиты); организмы, требующие высокой влажности среды — воздуха или почвы (гигрофилы); организмы, устойчивые к сухости среды (ксерофиты).

Основное внимание в экологии обращается на изучение выживания и размножения организмов в данной среде (биотопе) или в конкретной экосистеме. Связи организма со средой могут быть охарактеризованы длительностью, неразрывностью и взаимовлиянием. Для гидробионтов эти связи будут наиболее тесными и продолжительными (всю их жизнь). Они в первую очередь испытывают влияние водной среды и сами могут оказывать на нее влияние. Для других типов организмов характер связей с водной средой может быть временным или прерывным, односторонним или вообще специфическим. В зависимости от этого влияние гидрологических характеристик на организмы или характер связи последних с водной или влажной средой будет разным, меняясь с изменением самих гидрологических характеристик. Условия водной среды меняются во времени и пространстве. Воздействие антропогенной деятельности на водную и воздушную среду создает дополнительные факторы, которые уже своим наличием изменяют определенные условия среды. Поэтому естественные экологические процессы будут изменяться и тем больше, чем интенсивнее это воздействие на водные объекты.

Количество и качество воды определяют жизненные процессы непосредственно в водных объектах и на их водосборах, т. е. качественно-количественные гидрологические показатели являются составной частью среды обитания живых существ.

Гидрологический режим водного объекта (т. е. изменение состояния водного объекта во времени, обусловленное изменением физико-географических условий в бассейне, включая антропогенное воздействие) проявляется в виде суточных, сезонных и многолетних колебаний уровней и расходов воды, ее температуры, ледовых явлений, расходов наносов, состава и концентрации растворенных веществ и многих других характеристик. При этом основные гидрологические характеристики обычно взаимосвязаны (уровни и расходы воды, расходы воды и наносов, концентрация растворенных веществ и количество воды и др.).

При одной и той же величине загрязнения качество воды будет различным в фазу половодья, паводков или в период низкого стока, на реках с быстрым и медленным течением или на участках рек с разным течением, в периоды с высокими или низкими температурами воды, наличием или отсутствием ледяного покрова и пр. Так, наибольшую величину концентраций солей речные

воды имеют в период низкого стока, когда количество воды в русле наименьшее и она формируется подземными водами, имеющими значительно большую, чем поверхностные, концентрацию естественных солей. Однако органические вещества в большем количестве могут наблюдаться в период паводков или половодья, когда река питается поверхностными водами. Следовательно, уже природное качество воды не постоянно во времени и зависит от фаз водного режима гидрологического объекта.

Использование гидрологических данных позволяет разрабатывать расчетные методы, учитывающие физические основы процессов загрязнения и самоочищения рек и водоемов, их изменения во времени и по территории, т. е. решать одну из важнейших проблем экологии — определение качества воды водотока или водоема, находящегося в естественном или нарушенном гидрологическом режиме, с последующим его прогнозированием на основе учета динамики гидрологических и гидрохимических процессов.

Исследование изменчивости гидрологических и гидрохимических характеристик во времени и по территории позволяет получить комплексную количественную оценку качественного состояния неизученного водного объекта. В результате можно районировать территорию по однотипности динамики гидрохимических характеристик в данном сезоне года, а изучение их связи с гидрологическими параметрами позволяет получить расчетные формулы для количественной оценки показателей качества воды при различных условиях питания водных объектов и учесть возможные изменения их гидрохимического состава при загрязнении вод. При этом весьма важное значение имеют такие гидрологические факторы, как величина расхода воды, скорость течения, ширина и глубина потока (водоема), длительность многоводной и маловодной фаз, температура воды, наличие ледового покрова, волнение, интенсивность турбулентного перемешивания и др. Эти факторы обуславливают скорость химического распада загрязняющих веществ, перенос и перемешивание загрязнений, определяют гидродинамический процесс разбавления и в целом процессы самоочищения рек и водоемов. Гидродинамический процесс разбавления влияет на характер и скорость протекания физико-химических и биологических процессов, снижающих концентрацию загрязняющих веществ в водных объектах.

Величина концентраций не постоянна во времени. Она уменьшается с увеличением количества чистой воды, которое может происходить как в результате добавления чистой воды при выпадении атмосферных осадков (если они не кислотные), таянии снега и льда (но не с антропогенных территорий или загрязненных сельскохозяйственных угодий), так и в процессе самоочищения воды. Последнее, правда, происходит лишь до тех пор, пока концентрация загрязняющих веществ не превысит физической и биологической возможности реки или водоема к самоочищению. Потеря этой способности наступает в случае невозможности раз-

бавления сточных вод в должной мере (5—10-кратное превышение чистых вод над количеством загрязненных) и подавлении жизнедеятельности перерабатывающих эти загрязнения микроорганизмов и растительности. Особенно остро подобное может произойти в период низкого (меженного) стока на реках, т. е. когда сток рек в десятки и даже сотни раз меньше, чем в половодье или паводки, и становится близким по величине к количеству сбрасываемых вод.

Имея данные о качестве воды (с учетом ее количества) в различные фазы водности, можно оценить экологическое состояние водного объекта, используя результаты гидробиологических исследований во взаимосвязи с гидрологическими характеристиками. Это позволит оценить состояние животного и растительного мира и человека при данном качестве и количестве воды. Таким образом, исследуется система, в которой на первом уровне сложности находятся элементы качественного состава воды, определяемые гидрологическим режимом водного объекта и степенью антропогенного воздействия на этот объект.

УДК 556.013 : 556.16

В. В. КОВАЛЕНКО (ЛГМИ)

К ОЦЕНКЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Существующие концепции глобальной климатической системы [1, 3, 6] приводят к выводу о ее существенном изменении, связанном с антропогенным ростом углекислого газа в атмосфере. За прошедшее столетие приземная температура северного полушария увеличилась на $0,5^{\circ}\text{C}$, что привело к существенным изменениям норм атмосферных осадков. Из опубликованных исследований [2] следует, что, хотя в различных регионах сезонные изменения осадков часто имеют разный знак, существует пояс их существенного уменьшения (степные и лесостепные зоны). Это может повлиять на сельскохозяйственное производство. Можно ожидать, что климатические тренды в основной компоненте гидрологического цикла (осадках) приведут к изменению режима вод суши, являющихся важнейшим элементом природной среды, существенно влияющим на хозяйственную деятельность человека.

Имеются работы по оценке гидрологических последствий изменения климата [5], основанные на линейной статистической модели, связывающей среднюю годовую приземную температуру воздуха северного полушария с региональными климатическими характеристиками. Сделаны следующие выводы о вероятных изменениях годового стока при потеплении полушария на $0,5^{\circ}\text{C}$ [2]:

1) сток рек Центрального и Волго-Вятского районов Европейской части СССР уменьшается на 10—20%;

2) сток Оби в верхнем течении возрастает на 2—7%;

3) сток Енисея в верховье возрастает на 7—10%;

4) сток Амура увеличивается на 5—20%.

В этой же работе представлены оценки относительных изменений годового стока для рек СССР при потеплении экваториальной части северного полушария, которые, наряду с такими же оценками по осадкам, могут рассматриваться как основа для прогнозов.

Не умаляя важности подобных исследований, следует отметить, что сам по себе прогноз изменения общей водности различных регионов не полностью устраивает основные отрасли народного хозяйства, использующих гидрологическую информацию (гидроэнергетика, водное хозяйство и мелиорация, строительное проектирование, речной транспорт и т. д.), которая применяется в виде кривых обеспеченности расчетных гидрологических характеристик. Основные статистические параметры, необходимые для построения этих кривых (норма стока, коэффициент вариации c_v и асимметрии c_s) закартированы (для c_s указаны региональные соотношения с c_v) в виде изолиний. Поэтому оценка гидрологических последствий изменения климата должна быть связана с прогнозом соответствующих карт изолиний на новую климатическую ситуацию. Кроме этого, увеличение в атмосфере содержания углекислого газа (приводящее к потеплению и, как следствие, к изменению норм осадков) не единственная причина антропогенных изменений гидрологического режима. Речной сток зависит как от климата (в частности осадков), так и от характера подстилающей поверхности водосборов (например распашка земли приводит к изменению коэффициента стока). Для учета указанных обстоятельств нужен новый подход к оценке гидрологических последствий изменения климата, который излагается ниже. Он основан на использовании генетической модели речного стока, объединяющей необходимые и случайные факторы его формирования и допускающей решение в виде кривой обеспеченности.

Основой для такой модели является дифференциальное уравнение, связывающее внешние воздействия на водосбор (осадки $\dot{X}$ и температуру воздуха Θ) с его реакцией (расход воды в замыкающем створе Q или модуль стока q) и параметры водосбора (коэффициент стока k и постоянную времени T). Учитывая, что температура играет в основном роль при внутригодовом распределении стока, а мы интересуемся годовым стоком, исключим из рассмотрения фазовые переходы, а следовательно, и температуру воздуха в качестве внешнего воздействия. Так как ряды расходов воды образуют марковскую последовательность, то динамическая модель, на основе которой выполняется стохастическое обобщение, должна быть дифференциальным уравнением первого порядка (оно получается при осреднении по площади водосбора балансового соотношения в дифференциальной форме, т. е. уравнения неразрывности):

$$\frac{dQ}{dt} = -\frac{1}{kT} Q + \frac{\dot{X}}{T}, \quad (1)$$

где Q — расход воды; k — коэффициент стока; $\dot{X}$ — интенсивность осадков; T — время релаксации речного водосбора.

Введем следующие обозначения для членов уравнения (1): $-1/kT = c + V$; $\dot{X}/T = N(t)$, где случайные функции V и N представляют собой белые шумы с математическими ожиданиями m_V , m_N и интенсивностями G_V , G_N , G_{VN} . Таким образом, водосбор является линейным фильтром, преобразующим осадки, идеализируемые как белый шум (практически, случайный процесс с радиусом корреляции намного меньшим, чем время релаксации бассейна) в марковский случайный процесс изменения расхода. В этом случае эволюция плотности вероятности расхода воды описывается уравнением Фоккера — Планка — Колмогорова (ФПК):

$$\frac{\partial p(Q, t)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial Q} [A(Q, t)p(Q, t)] + \frac{\partial^2}{\partial Q^2} [B(Q, t)p(Q, t)], \quad (2)$$

где $p(Q, t)$ — плотность вероятности расхода воды; $A(Q, t)$, $B(Q, t)$ — коэффициенты сноса и диффузии, определяющие локальную скорость изменения математического ожидания и второго начального момента соответственно. Конкретный вид этих коэффициентов определяет стохастическую схему, формирующую расход воды, и зависит от параметров исходной динамической модели (1) и действующих в системе шумов:

$$A = -(c + m_V - 0,5G_V)Q - 0,5G_{VN} + m_N;$$

$$B = +G_V Q^2 - 2G_{VN}Q + G_N.$$

Так как нас интересует карта изолиний, соответствующая стабилизированной гидрологической ситуации, то исключим из рассмотрения переходные режимы при изменении климата ($\partial p(Q, t)/\partial t = 0$); уравнение ФПК (2) переходит в уравнение Пирсона:

$$\frac{dp}{dQ} = \frac{Q - a}{b_0 + b_1 Q + b_2 Q^2} p, \quad (3)$$

где $a = (G_{VN} + 2m_N)/*$; $b_0 = -G_N/*$; $b_1 = 2G_{VN}/*$; $b_2 = -G_V/*$ ($* = 2c + 2m_V + G_V$).

В зависимости от соотношения между параметрами a , b_0 , b_1 , b_2 получаются различные распределения семейства кривых Пирсона, на которые опирается практическая гидрология. Многолетний опыт гидрологических расчетов обосновывает тем самым принятую математическую идеализацию процесса формирования стока.

Общая схема решения задачи сводится к следующему. Решение уравнения (3) есть плотность вероятности $p(Q)$, которую в

гидрологии из-за коротких рядов вынуждены аппроксимировать первыми несколькими моментами, точнее $\bar{Q}$, c_v , c_s . По существу закартировано в указанном приближении решение (3), которое отражает ситуацию, сформированную на речных бассейнах при стабилизированных параметрах a , b_0 , b_1 , b_2 . Решая обратную задачу, можно по известным из карт $p(Q)$ найти данные параметры. Но так как из карт изолиний известно не все распределение $p(Q)$, а только его несколько моментов, то можно перейти (умножая (3) на Q^n и интегрируя по Q в пределах его изменения) к системе уравнений для начальных моментов α^n :

$$nb_0\alpha_{n-1} + [(n+1)b_1 - a]\alpha_n + [(n+2)b_2 + 1]\alpha_{n+1} = 0, \quad (4)$$

где n — порядок момента.

Решая эту систему уравнений, находим параметры a , b_0 , b_1 , b_2 , а следовательно, и физико-статистические характеристики водосбора, определяющие процесс формирования стока: $G_V = -2b_2(c + m_V)/(**)$; $G_N = -2b_0(c + m_V)/(**)$; $G_{VN} = b_1(c + m_V)/(**)$; $m_N = (c + m_V)(2a - b_1)/2(**)$; здесь $(**) = b_2 + 1$. Затем, задаваясь прогностическими климатическими величинами m_N и G_N , новыми значениями антропогенных (бассейновых) переменных c , m_V , G_V , а также прогнозируемой климатически-бассейновой переменной G_{VN} , можно спрогнозировать новые распределения $p(Q)$. Практически же необходимо найти только те начальные моменты α_n , которые требуются для определения новых значений $\bar{Q}$, c_v , c_s . По этим найденным значениям можно построить новую карту изолиний, дающую оценку последствий изменения климата и хозяйственной деятельности на речных водосборах.

Рассмотрим конкретный численный пример. Необходимо оценить изменение гидрологической ситуации (в указанном выше смысле) в пункте с координатами (примерно) 65° с. ш., 32° в. д. (Карельская АССР, р-он Юшкозера) при общем потеплении на $0,5^\circ\text{C}$ при сохранении уровня хозяйственной деятельности в регионе.

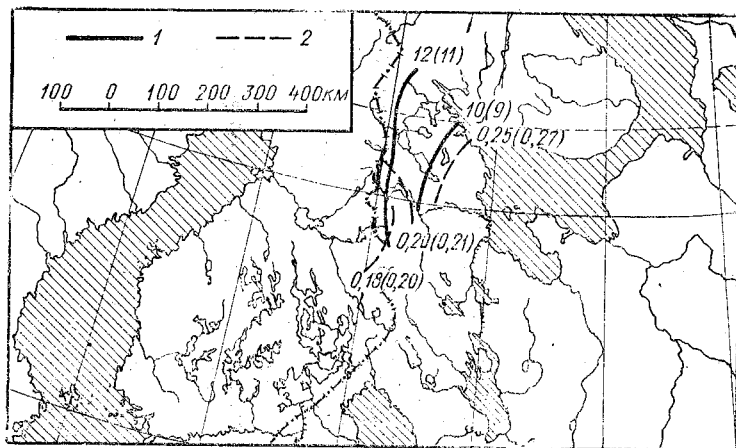
Исходные данные. Пользуясь пособием по определению расчетных гидрологических характеристик (приложение) [4], составленным в развитие СНИПа 2.01.14-83, определяем $\alpha_1 = q = 10$ л/с км² (модуль стока); $c_v = 0,2$; $c_s = 2c_v = 0,4$; $\dot{X} = 450$ мм = 14,3 л/с км²; $r = 0,24$ (коэффициент автокорреляции для годового стока). Принимаем $m_V = 0$ (в противном случае, так как m_V входит аддитивно, вводим его в c).

Параметризация стохастической модели формирования стока (3). Пользуясь связью величин c_v и c_s с центральными моментами μ_2 и μ_3 , находим: $\mu_2 = c_v^2 \alpha_1^2 = 4,0$; $\mu_3 = c_s \mu_2^{3/2} = 3,2$. По известным формулам, связывающим центральные и начальные моменты, определяем $\alpha_2 = \mu_2 + \alpha_1^2 = 104,0$. Параметр c находим как величину, обратную коэффициенту стока: $c = 1/k = \dot{X}/q = 1,43$. Аппрокси-

мируа автокорреляционную функцию зависимостью $r = \exp - (c - 0,5G_V)\tau$, находим из условия, что $r = 0,24$ при $\tau = T = 1$ год значение интенсивности шумов $G_V = 0,003$. Находим $b_2 = -G_V/(2c + G_V) = -0,001$. Из соотношения (4) следует, что $2b_2a_1 + b_1 - a = -a_1$, поэтому $2G_{VN}/(2 \cdot 1,43) - (G_{VN} + 2 \cdot 1,43)/(2 \times 1,43 + 0,003) = -9,979$, т. е. $G_{VN} = 0,03$. Следовательно, $a = (G_{NV} + 2m_N)/(2c + G_V) = 10$; $b_1 = 2G_{VN}/(2c + G_V) = 0,021$. Из системы (4) следует также, что $b_0 = -a_2 + a_1a - 2a_1b_1 - 3b_2a_2 = -3,91$, поэтому $G_N = -2b_0c/(b_2 + 1) = 11,18$.

Прогноз. Климатический прогноз по данному пункту можно дать исходя из градиента нормы осадков (%) на $0,1^\circ\text{C}$ потепления [2], равного $-1,9$: $X_{\text{прогн}} = 12,93$ л (с·км²). Так как характеристики G_V , G_N , G_{VN} пока не прогнозируются, а c в связи с сохранением уровня хозяйственной деятельности остается неизменной, то параметры b_0 , b_1 и b_2 не изменятся. Находим $a = (G_{VN} + 2m_N)/(2c + G_V) = 9,06$. Прогнозная норма стока будет $\alpha_1 = (b_1 - a)/(-1 - 2b_2) = 9,04$, а второй начальный момент $\alpha_2 = (2a_1b_1 + b_0 - \alpha_1a)/(-1 - 3b_2) = 85,6$. Поэтому $\mu_2 = \alpha_2 - \alpha_1^2 = 3,87$, а $c_v = \sqrt{\mu_2}/\alpha_1 = 0,217$. Таким образом, норма стока уменьшилась на 9,6%, а коэффициент вариации увеличился на 8,5%. При этом изменилось и соотношение c_s/c_v .

Аналогичные расчеты по другим пунктам региона позволили по спрогнозированным значениям q и c_v построить новые карты изолиний (рисунок).



Карта изолиний: 1 — модуль стока; 2 — коэффициент вариации. В скобках указаны спрогнозированные значения соответствующих характеристик

Если физический смысл изменения q и c_v понятен и связывается с изменением общего фона водности региона и изменением

вариации стока от года к году, то изменение соотношения c_s/c_v ведет к более «тонким» последствиям. Известно, что наличие $c_s > 0$ связано с асимметрией в рядах стока, когда среднее превосходит моду, т. е. наиболее вероятное, чаще всего встречающееся значение расхода. На хронологическом графике изменения расходов это проявляется в наличии редких, но глубоких положительных выбросов, способных привести к катастрофическим последствиям (например, наводнениям). Таким образом, при уменьшении нормы стока и увеличении c_s гидрологический режим будет развиваться на общем маловодном фоне, но при редких, хотя существенных наводнениях (точнее, не наводнениях в обычном смысле этого слова, а резких увеличениях водности).

Имея спрогнозированную гидрологическую ситуацию, можно оценить ее влияние на основные отрасли народного хозяйства, использующие рассматриваемые здесь гидрологические характеристики. Например, при водохозяйственных расчетах по регулированию стока возникает необходимость оценки многолетней емкости водохранилища. При коэффициенте зарегулированности, равном 0,7, изменение c_v с 0,3 до 0,5 вызовет необходимость изменения относительного значения многолетней составляющей емкости с 0,10 до 0,37.

Рассмотренная схема оценки гидрологических последствий изменения климата открывает новые возможности, связанные с математической формализацией задачи. Она основана на генетической модели формирования стока, физически и географически обоснована, открывает возможность формального учета хозяйственной деятельности на водосборах (существует множество работ по исследованию влияния различной хозяйственной деятельности на коэффициент стока), ставит и новые вопросы. Не очень ясно, как прогнозировать возможные изменения интенсивностей шумов G_V , G_N , G_{VN} . Здесь видятся две возможности. Более реальной представляется первая, связанная с физико-географическим анализом. Дело в том, что параметры G_V , G_N , G_{VN} в конечном итоге идентифицируются по известным моментам статистического распределения расхода, которые картируются (во всяком случае, q , c_v , c_s). Поэтому, по-видимому, не исключается возможность районирования и упомянутых параметров, что позволяет строить эмпирические связи типа $G_{VN} = f(m_N, G_N, G_V)$, по которым, зная прогноз m_N , можно прогнозировать и остальные параметры. При этом тенденции в изменении G_N с изменением m_N и других глобальных климатических характеристик можно, видимо, выявить чисто статистическими способами, как это сделано для m_N . Значения G_V можно также косвенно предсказать по изменению c_v , c_s и q . Тогда остается связать их зависимостью $G_{VN} = f(m_N, G_N)$.

Вторая возможность основана на физико-математическом анализе причин, порождающих стохастичность, а также взаимодействие внешних и внутренних параметрических шумов в бассейне.

Конкретно речь идет о построении модели стохастического аттрактора на динамической основе, которая должна включать, как минимум, три дифференциальных уравнения, имеющие неустойчивое, но ограниченное решение. На основе такой модели можно, в принципе, зная механизм, порождающий стохастичность, и отвечающие за это параметры речной системы, корректировать их изменение при изменении глобальной температуры или хозяйственной деятельности на водосборе. Помимо этого такая модель возможно указала бы максимальный диапазон изменения расхода воды, устранив неограниченность распределений, принимаемую сейчас повсеместно в гидрологии (такая ограниченность очевидна из чисто энергетических соображений и, видимо, определяется конечностью области притяжения аттрактора на фазовой плоскости). Однако этот путь непрост и долг.

Аналогичная методика применима для прогнозирования статистических параметров половодья и, в перспективе, для суточных или даже «мгновенных» значений расхода, что даст возможность прогнозировать обеспеченности максимальных расходов воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 351 с.
2. Винников К. Я. Чувствительность климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 224 с.
3. Кондратьев К. Я. Глобальный климат и его изменения. (Академические чтения). — Л.: Наука, 1987. — 232 с.
4. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 448 с.
5. Сперанская Н. А. Статистический анализ реакции годового стока рек на колебания климата. — Автор. дисс. на соиск. учен. степ. канд. техн. наук, Л., 1986. — 19 с.
6. Manabe S., Stouffer R. J. Sensitivity of climate model to an increase of the CO₂ concentration in the atmosphere. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N C 10, p. 5529—5554.

УДК (556.167.048 : 556.54) : 502.55(204)

Г. Н. УГРЕНИНОВ, М. С. ТЕРЕНТЬЕВА (ЛГМИ)

ОЦЕНКА МИНИМАЛЬНЫХ СРЕДНЕСУТОЧНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ В УСТЬЕ РЕКИ (на примере р. Сясь)

Напряженная экологическая ситуация на приустьевых акваториях морей, озер и водохранилищ требует повышения надежности расчетов жидкого стока в устьях рек. Для обоснования природоохранных мероприятий важное значение в ряде случаев имеет оценка среднесуточных меженных расходов воды в створе нулевого километра, т. е. непосредственно в устье. Обычная методика

[4] определения таких расходов состоит в пересчете данных по ближайшему к устью гидроствору:

$$Q_{\text{устье}, t}^* = K Q_{\text{г/с}, t}, \quad (1)$$

где $Q_{\text{устье}, t}^*$, $Q_{\text{г/с}, t}$ — среднесуточные расходы воды в устье и в гидростворе; $K = \frac{F_{\text{устье}}}{F_{\text{г/с}}}$ — соотношение площадей бассейна реки и водосбора, замыкаемого гидроствором.

Уравнение (1) не всегда обоснованно игнорирует эффект взаимодействия реки и ее водоприемника, в то же время зачастую именно в результате такого взаимодействия формируется минимальный расход в устье. К примеру, устьевые участки южных притоков Ладоги находятся под преобладающим влиянием наполнения озера и денивеляций его водной поверхности [2].

Успешному решению задачи, поставленной в начале статьи, по-видимому, способствует применение балансового уравнения

$$Q_t^{\text{устье}} = K Q_{\text{г/с}, t} - \frac{\Delta V_t}{86\,400}, \quad (2)$$

где ΔV_t — изменение объема воды на устьевом участке, подверженном влиянию озера.

Предлагаемая схема расчета (2) применима лишь при выполнении следующих условий:

- бассейн реки и водосбор, замыкаемый ближайшим к устью гидроствором, однородны в отношении процессов формирования минимального стока;

- допустимо пренебречь осадками на зеркало устьевое участка и испарением с него;

- объемы водообмена в береговой зоне устьевое участка незначимы.

Минимальный за межень среднесуточный расход в устье выбирается из ежедневных значений:

$$Q_{\min}^{\text{устье}} = \min_{\langle t \rangle} Q_t^{\text{устье}}. \quad (3)$$

Наибольшую сложность представляет оценка изменения объемов ΔV_t в формуле (2). В принципе необходимо определить разность русловых запасов на 24 и 0 часов суток t . Очевидно, такой расчет возможен лишь при наличии на устьевом участке достаточного числа оборудованных самописцами гидрологических постов. Зависимости, связывающие объем воды и средневзвешенный уровень на участке, должны учитывать динамику денивеляционных процессов. Отметим, что нередко на устьевых участках действуют 1—2 поста, самописцы уровней не установлены, кривых объемов не имеется. Вопрос об оценке минимальных среднесуточных расходов воды в устьях рек, на которых вообще нет гидрологических постов, выходит за рамки статьи.

При отсутствии кривой объема устьевго участка представляется возможным использовать разного рода геометрические схематизации водного тела, например

$$\Delta V_t = \Delta H_{\text{ср},t} B_{\text{ср},t} L, \quad (4)$$

где $\Delta H_{\text{ср},t}$ — средневзвешенное по длине участка L изменение отметок водной поверхности за сутки t ; $B_{\text{ср},t}$ — средняя ширина русла.

Расчет значений $\Delta H_{\text{ср},t}$ по данным об уровнях на нескольких постах, не оборудованных самописцами, желательно производить с учетом срочных наблюдений. Если «водомерные книжки» (КГ-1М(н), КГ-1М и др.) недоступны для исследователя, предлагается приближенная оценка величины $\Delta H_{\text{ср},t}$ по формуле

$$\Delta H_{\text{ср},t} = \sum_{j=1}^z k_j (H_{j,t+1} - H_{j,t}), \quad (5)$$

где $H_{j,t+1}$, $H_{j,t}$ — среднесуточные уровни воды на j -м посту; z — число действующих постов; k_j — весовой коэффициент для данных j -го поста, причем $\sum_{j=1}^z k_j = 1$.

Весовые коэффициенты вычисляются по методике, широко применяемой при расчетах средневзвешенного уровня озера или водохранилища [3], но вместо тяготеющих к каждому j -му посту площади акватории в данном случае предлагается использовать длину тяготеющего отсека

$$\Delta L_j = f_j(\Delta H_{1,t}; \Delta H_{2,t}; \dots; \Delta H_{j,t}; \dots; \Delta H_{z,t}; \Phi_t), \quad (6)$$

где $\Delta H_{j,t}$ — суточное изменение уровней на j -м посту; Φ_t — фаза явления, вызвавшего деформацию водной поверхности.

Для выявления функций (6) требуется обширная исходная информация. В реальных расчетах приходится ограничиваться аппроксимациями, учитывающими наиболее важные особенности исследуемого процесса. При наличии данных о длине отсеков ΔL_j вычисляются весовые коэффициенты $k_j = \frac{\Delta L_j}{L}$.

Средняя ширина устьевго участка на дату t определяется по формуле

$$B_{\text{ср},t} = \sum_{j=1}^z a_j B_{j,t}, \quad (7)$$

где $B_{j,t}$ — средняя ширина j -го отсека; a_j — весовые коэффициенты ($\sum_{j=1}^z a_j = 1$).

Для вычисления значений a_j в первом приближении достаточно учесть длину ΔL_j^* морфометрически однородного отсека, прилегающего к j -му посту; $a_j = \Delta L_j^* / L$. Оговоримся, что значения

весов a_j , не одинаковы в различные фазы гидрологического режима (сравним, например, характер денивеляций водной поверхности устьевое участка при нагоне и при заторе льда; в последнем случае длина ΔL_j^* может зависеть от положения «головы» затора). Ширина русла в створе поста определяется с использованием обычных графиков связи $B_j = g(H_j)$.

Предлагаемая схема расчета испытана на примере устьевое участка р. Сясь (южный приток Ладожского озера), имеющего длину $L=22$ км — от Рождественских порогов до устья. В период 1936—1974 гг. на этом участке действовали два уреченных поста: с. Сясьские Рядки и с. Колчаново. Данные о расходах воды за эти годы получены по результатам измерений в гидростворе у д. Яхново (27 км от устья).

Анализ исходной информации, согласно вышеизложенной рабочей гипотезе, свидетельствует о том, что наименьшие за год расходы в устье р. Сясь наблюдаются в летне-осеннюю и зимнюю межени при нагонных подъемах уровня Волховской губы Ладожского озера. Особенно велики различия результатов применения формул (1) и (2) при расчетах минимальных среднесуточных расходов за летне-осеннюю межень. Установлено, что многолетнее распределение этих расходов обладает значимой отрицательной асимметрией. Примерно один раз в 8 лет расход входящей в устье озерной воды превышает собственно речной расход.

Вероятностная оценка погрешностей расчетов по обычной и предлагаемой схемам заслуживает специального рассмотрения. Отметим здесь, что применение предлагаемой формулы (2) не приводит к очевидным систематическим погрешностям, возникающим при использовании выражения (1), вследствие недопустимого, в общем случае, отождествления притока к устьевому участку ($KQ_{г/с,t}$) и расхода в устье ($Q_t^{уст.е}$). Систематические погрешности при расчетах за зимнюю межень составляют около 15%, а за летне-осеннюю межень — 60% от среднемноголетних значений минимума за соответствующий сезон.

С учетом нормативных показателей точности наблюдений и расчетов [1] среднеквадратические случайные погрешности вычисления расхода в устье р. Сясь по обеим схемам приблизительно равны 0,7—0,9 м³/с, т. е. 10% нормы меженных минимумов.

Предлагаемая схема расчета минимального суточного стока за зимнюю и летне-осеннюю межени позволяет оценить вероятность возникновения застойных зон и противотоков на устьевом участке. Эта информация призвана служить основой при выработке решений о мощностях и режиме эксплуатации очистных сооружений на предприятиях приустьевое района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970.—92 с.

2. Молчанов И. В. Ладожское озеро. — Л. М.: Гидрометеиздат, 1940.— 559 с.
3. Нежиховский Р. А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ. — Л.: Гидрометеиздат, 1976.—192 с.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 2 (Карелия и Северо-Запад), ч. 3. — Л.: Гидрометеиздат, 1972.—960 с.

УДК 556.166+624.21 : 625.745.2

В. И. ИГНАТЬЕВ, А. В. ИЛЛАРИОНОВ, В. В. КОСТКО (ЛГМИ)

ОЦЕНКА ДИНАМИКИ ПРОХОЖДЕНИЯ ПАВОДКА ЧЕРЕЗ ГИДРАВЛИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ ВОДОПРОПУСКНЫЕ СООРУЖЕНИЯ

(на примере Зиминской дистанции пути Восточно-Сибирской ж. д.)

Охрана природных вод в районах, прилегающих к железнодорожному полотну, взаимосвязана с повышением надежности инженерного обеспечения пути. Возможная авария из-за выхода из строя в результате ливневого паводка даже одного из водопропускных сооружений, с размывом железнодорожного полотна, может вызвать загрязнение окружающей среды, в частности, транспортируемыми нефтепродуктами и т. п. В настоящее время повышаются требования к количественной оценке природных явлений и водных объектов с учетом оптимальных затрат на реконструкцию сооружений. Для расчета минимальных затрат целесообразно рассматривать совместную работу гидравлически связанных водопропускных сооружений.

Основываясь на методике В. В. Коваленко [2], при использовании ЭВМ была применена следующая схема расчета максимальных значений подпертых уровней водной поверхности перед сооружением. Исходя из соотношения $\frac{dW}{dt} = Q_n - Q_c$, (где W — объем аккумуляции перед сооружением; Q_c — расход воды в сооружении; Q_n — расход, формирующийся на водосборе). Представив W и Q_c как функции уровня (полиномиальная регрессия, полученная по натурным данным), а расход Q_n как текущую ординату гидрографа, получим

$$\frac{dh}{dt} = \frac{Q_n - Q_c(h)}{W'_n(h)}, \quad (1)$$

где $W'_n(h)$ — производная величины объема аккумуляции по уровню.

Определение вида функции $Q_n(t)$ связано с моделированием водопдачи к сооружению по русловой сети, т. е. с определением расчетных характеристик гидрографов притока. Ввиду отсутствия наблюдаемых гидрографов на рассматриваемых водотоках, а также вследствие трудности выбора паводков-аналогов, расчет гид-

рографов выполнялся путем схематизации водоотдачи в виде двух парабол [3] и сводился к решению уравнения

$$y = 10^{-\frac{a(1-x)^2}{x}}, \quad (2)$$

где y — ордината расчетного гидрографа Q_i , выраженного в долях максимального срочного расхода воды $Q_{p\%}$ (для паводков); x — абсцисса расчетного гидрографа, выраженная в долях условной продолжительности подъема паводка t_n ; a — параметр, зависящий от коэффициента формы гидрографа λ .

При отсутствии аналогов для определения величины λ рекомендуется [5] принимать значения коэффициента несимметричности k_s равным 0,30. Ординаты расчетного гидрографа определяются из выражения $Q_i = yQ_{p\%}$, а абсциссы — $t_i = xt_n$.

Расчетная продолжительность подъема паводка определяется по формуле

$$t_n = \beta \lambda \frac{h_{p\%}}{q_{p\%}}, \quad (3)$$

где β — коэффициент, принимаемый при расчете продолжительности подъема дождевого паводка в часах равным 0,28 и в минутах — 16,7; $h_{p\%}$ — слой стока воды дождевого паводка, обеспеченностью $p\%$, мм; $q_{p\%}$ — модуль стока дождевого паводка, обеспеченностью $p\%$, м³/с/км².

При расчетах гидрографов выбрана наиболее неблагоприятная ситуация из возможных гидрометеорологических условий: одновременное орошение дождем всех рассматриваемых смежных водосборов, примыкающих к сооружениям. Такая ситуация характерна для ливневых осадков, связанных, как правило, с прохождением фронтов.

Расчет ординат гидрографов произведен с интервалом в одну минуту. Численное решение уравнения (1) для нескольких водопропускных сооружений, расположенных на Восточно-Сибирской ж. д., показало существенное превышение значений обеспеченных уровней, полученных по стандартной методике [1] над рассчитанными по уравнению (1).

Значения уровней водной поверхности в аккумулирующей емкости

Тип сооружения	Значения уровня перед сооружением, рассчитанные по			
	стандартной методике при прохождении гидрографа вероятностью превышения		уравнению (1) при прохождении гидрографа вероятностью превышения	
	1%	0,33%	1%	0,33%
Каменная труба	8,02	8,75	3,11	3,75
Железобетонный мост	1,85	2,12	1,72	2,11
Железобетонный мост	1,34	1,51	0,97	1,16

Полученные значения уровней приведены в таблице. Причем значение максимального уровня наступает после прохождения максимального расхода. При прохождении дождевого паводка 0,33% вероятности превышения (ВП) в одном из сооружений (4847 км) максимальное значение уровня водной поверхности в аккумулирующей емкости $h_{\max} = 3,75$ м достигалось за 5,2 ч. Последующее падение уровня до $0,67h_{\max}$ проходило за 12,9 ч, а до $0,5h_{\max}$ — за 19 ч.

Выполнять статистическую оценку уровней, полученных по (1), нецелесообразно, так как точность последних находится в прямой зависимости от точности расчета гидрографов притока, которая изменяется в больших пределах.

Сброс части стока в смежное сооружение может возникнуть из-за низкой отметки одного из водоразделов, разделяющих смежные водосборы у земляного полотна. Такой случай характерен и при косых пересечениях распластанных логов и логов на косого-рах, расположенных поперек него.

В случае гидравлической связи между двумя соседними водопропускными сооружениями их совместная работа описывается системой уравнений

$$\begin{cases} \frac{dH_1}{dt} = \frac{Q_{n_1} - Q_{c_1}(H_1) + q(H_1 - H_2)}{W'_{H_1}(H_1)} \\ \frac{dH_2}{dt} = \frac{Q_{n_2} - Q_{c_2}(H_2) - q(H_1 - H_2)}{W'_{H_2}(H_2)} \end{cases} \quad (4)$$

где $q(H_1 - H_2) = \begin{cases} +q(\Delta H) & |H_1| > H_2, \\ -q(\Delta H) & |H_1| < H_2, \end{cases}$ $\Delta H = |H_1 - H_2|$, при условии $H_1, H_2 > H_0$, H_0 — абсолютная отметка водораздела смежных водосборов, $q(H_1 - H_2)$ — пропускная способность водовода, по которому происходит перетекание; H_1, H_2 — соответственно подпорные уровни свободной поверхности воды перед верхним и нижним сооружениями в абсолютных отметках.

Расчет эффекта гидравлического взаимодействия сооружений Зиминской дистанции пути Восточно-Сибирской ж. д. производился по данным полевого обследования выбранного участка ж. д., т. е. с использованием значений реальных аккумулирующих емкостей перед водопропускными сооружениями и поперечных профилей канав вдоль насыпи ж. д., соединяющих смежные водосборы. Следует отметить, что расчет расхода воды для канав производился в первом приближении для прямолинейных длиной не выше 200 м с постоянным уклоном дна, поскольку полевое обследование показало, что поперечный профиль, уклон дна, коэффициент шероховатости подстилающей поверхности прямолинейных канав, соединяющих водосборы, можно принять постоянными по всей их длине. Расчетный уровень свободной поверхности в концевом сечении канавы принимался незначительно отличающимся от отмет-

ки уровня свободной поверхности воды в аккумулирующей емкости перед нижним водопропускным сооружением. На концевых участках канав режим протекания воды принимался свободным (по типу незатопленного водослива). Значения расходов на концевых участках канав были приняты равными значениям расходов перелива через водораздел (приток воды с водосборных бассейнов непосредственно к канаве в первом приближении не учитывался). Расчет временной задержки поступления расходов перелива в смежную аккумулирующую емкость производился по рекомендациям, указанным в [4].

Результаты численного эксперимента показали, что перелив через насыпь ж. д. полотна в районе верхнего сооружения для гидравлически связанных сооружений отсутствует. Следовательно, нет необходимости переустройства сооружения, отнесенного по стандартной методике [1] к третьей категории по данному фактору, достаточно произвести укрепление насыпи между сооружениями или проложить кювет вдоль полотна железной дороги.

Следует отметить, что при определенном соотношении между объемом паводка и объемом аккумулирующей емкости перед сооружением возможна ситуация, когда следующий паводок, проходящий через промежуток времени, меньший, чем время сработки аккумулирующей емкости, вызовет существенное повышение уровня водной поверхности, причем, в отдельных случаях, большее, чем расчетный (по стандартной методике [1]).

Значительный подъем уровня в районе сооружения может возникнуть не только при рассмотренной гидрометеорологической ситуации, но и при прохождении вторичных холодных атмосферных фронтов, вызывающих многократное и неодновременное орошение смежных водосборов осадками, которые формируют ряд паводков различной вероятности превышения, асинхронно воздействующих на гидравлически связанные водопропускные сооружения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Инструкция по расчету ливневого стока с малых бассейнов (ВСН 63—76). — М.: Минтрансстрой, 1976.—101 с.
2. Коваленко В. В. Стохастическое оценивание гидравлического режима водопропускных сооружений. — В сб.: Вопросы эффективности гидрометеорологических исследований в целях интенсификации народного хозяйства. Л., изд. ЛГМИ, 1987, с. 131—136.
3. Определение расчетных гидрологических характеристик СНиП 2.01.14-83. — М.: Стройиздат, 1985.—36 с.
4. Дорожно-мостовая гидрология. Справочник /Под ред. Б. Ф. Перевозникова. — М.: Транспорт, 1983.—200 с.
5. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеониздат, 1984.—448 с.

ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ МИНИМАЛЬНОГО СТОКА РЕК ЗОНЫ БАМа ПРИ РЕШЕНИИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Данные о минимальных расходах воды относятся к категории основных гидрологических характеристик, используемых при проектировании водоснабжения различных отраслей народного хозяйства. В настоящее время в связи с наметившимся изменением гидрологического режима рек под влиянием антропогенных факторов и необходимостью решения проблем охраны водных ресурсов интерес к минимальному стоку существенно повышается.

Очевидно, что чем больше величина стока, тем медленнее реагирует он на внешнее воздействие. С этой точки зрения минимальный сток рек более чувствителен к антропогенным изменениям, чем годовой и максимальный сток и по его изменениям можно судить о степени хозяйственной нагрузки. В целом в периоды минимального стока создаются самые неблагоприятные условия для заборов воды из рек и формирования качества воды [1].

В настоящей работе анализируются пространственно-временные закономерности колебания минимального зимнего и летне-осеннего стока рек зоны БАМа, которые могут быть использованы при оценке антропогенных изменений минимального стока и определении обеспеченных величин лимитирующих расходов реки для расчета разбавления сточных вод.

Основными факторами хозяйственной деятельности в зоне БАМа, согласно [2], являются вырубка леса, урбанизация, развитие сельского хозяйства, создание водохранилищ при строительстве ГЭС и выемка инертных материалов из русел рек. В указанной работе приводятся данные, свидетельствующие о количественном изменении минимального стока ряда рек исследуемого региона, обусловленном влиянием антропогенных факторов. Дальнейшее освоение зоны БАМа повысит как количественные, так и качественные изменения речных вод, особенно в период минимального стока.

В настоящее время для оценки влияния антропогенных факторов на величину минимального стока малых и средних рек рекомендуется использовать воднобалансовые методы [3, 4]. Однако в условиях горных районов БАМа точность определения отдельных элементов водного и теплового балансов весьма невысока. Поэтому представляется более надежным применение методов регрессионного анализа с использованием парной и множественной линейной корреляции для восстановления естественного минимального стока горных рек с целью оценки его изменения.

Для решения этой задачи была рассчитана и проанализирована матрица парных коэффициентов корреляции между рядами ми-

нимальных летне-осенних 30-суточных расходов воды, рассчитанная по данным 31 пункта наблюдений с продолжительностью более 30 лет по 1984 г. включительно.

Значения коэффициентов корреляции сравнительно невысокие, изменяются от $-0,12$ до $0,89$, лишь в 5% случаях превышая $0,70$.

Дополнительно выбрано 8 относительно небольших районов, количество пунктов наблюдений в которых составляет 5—9, и рассчитан еще 161 коэффициент парной корреляции. Только в 34 (21%) случаях их значения оказались более $0,70$. Слабая пространственная связь рядов минимального летне-осеннего стока рек обусловлена большим разнообразием факторов, определяющих величину минимального стока, и особенно мерзлотно-гидрогеологических условий. Крайне недостаточная плотность пунктов наблюдения за стоком затрудняет и, нередко, делает невозможным выбор рек-аналогов.

Для восстановления рядов минимального зимнего 30-суточного стока использован метод аналогии с применением множественной линейной корреляции.

В целом следует отметить, что в зоне БАМа возможности примененного способа восстановления минимального зимнего и летне-осеннего стока рек с целью оценки его антропогенных изменений весьма ограничены.

При исследовании разбавления сточных вод и, в частности, при получении данных о распределении загрязняющих веществ в реках в качестве расчетного обычно принимают минимальный расход 95%-ной обеспеченности [5]. При наличии данных гидрометрических наблюдений достаточного объема он определяется по кривым распределения ежегодных вероятностей превышения, параметры которых принимаются стационарными. Выбор математической модели для описания вероятностных колебаний минимального стока определяется в первую очередь характером внутрирядной связанности [6]. В связи с этим выполнен анализ статистической структуры временных рядов минимального летне-осеннего и зимнего стока исследуемых рек.

В зоне БАМа минимальный зимний сток рек, в отличие от летнего, является генетически однородным, поскольку формируется исключительно подземными водами глубоких водоносных горизонтов в период их максимального истощения. Анализ статистической однородности выполнен при 5%-ном уровне значимости, по непараметрическому критерию Диксона. С его помощью оценена внутрирядная неоднородность на случай наличия в анализируемой выборке нерепрезентативных членов. В 15 (из 57) рядах выделены резко отклоняющиеся экстремальные значения, которые при проверке оказались ошибочными и были исправлены. Это позволило получить более надежные результаты при анализе стационарности и расчете параметров кривых распределения вероятностей.

Оценка стационарности средних и дисперсии временных рядов проведена по полупериодам с применением параметрических кри-

териев Стьюдента и Фишера и непараметрического критерия Колмогорова — Смирнова. Эти критерии использованы и на случай внутрирядной связанности. В 7 случаях по одному из критериев была обнаружена нестационарность, однако по двум другим это не подтвердилось. Таким образом, исследуемый минимальный зимний сток в зоне БАМа следует считать стационарным. Внутрирядная связанность характеризуется значениями первых коэффициентов корреляции $r(1)$, приведенными в табл. 1. Из нее следует, что в половине случаев внутрирядная связанность зимнего стока практически отсутствует (менее 0,3), а в половине — ощутима. Последние оценки характерны преимущественно для Предбайкалья, где распространена островная мерзлота, и рек с площадью водосборов более 30 000 км², на которых имеется устойчивое подземное питание из хорошо обводненных горных пород.

Таблица 1

Распределение эмпирических значений первых коэффициентов корреляции по различным градациям

Значения $r(1)$	0— 0,09	0,10— 0,19	0,20— 0,29	0,30— 0,39	0,40— 0,49	0,50— 0,59	0,60— 0,70	Сумма
Число постов	11	6	11	8	10	7	4	57
%	19	11	19	14	18	12	7	100

Основные результаты выполненного анализа статистической структуры 64 рядов минимальных летне-осенних 30-суточных расходов воды рек зоны БАМа приведены в табл. 2. Данные этой таблицы свидетельствуют о том, что основная часть исследуемых рядов (от 58 до 92%, при $\alpha=5\%$, в зависимости от применяемого критерия) является случайными ($N, \tau_{\text{наиб}}$) стационарными последовательностями без значимых коэффициентов корреляции между смежными членами ряда. Многолетние колебания минимального стока этих рек отвечают модели случайной последовательности.

Для описания вероятностных колебаний минимального летне-осеннего 30-суточного стока остальных рек может быть использована простая цепь Маркова. Подобные ряды характерны для рек северной и северо-восточной частей центральной зоны БАМа и самого востока исследуемой территории.

Для обоснования выбора теоретической функции распределения произведен сравнительный анализ соответствия фактических рядов минимального зимнего стока одиннадцати теоретическим видам распределения по пяти критериям согласия. Установлено, что наилучшее соответствие практически по всем критериям показывают логнормальное и нормальное распределения и лишь после них — гамма-распределение. Для сглаживания и экстрапо-

ляции эмпирических кривых обеспеченностей минимального летне-осеннего стока рек можно применять трехпараметрическое гамма-распределение.

Таблица 2

Оценка статистической структуры рядов минимального летне-осеннего стока рек зоны БАМа

Число слу- чаев	Количество рядов наблюдений					
	r (1)	Оценка стационарности		Оценка случайности		
		по Стьуденту	по Фишеру	по N	по $\tau_{\text{наиб}}$	общая
Гипотеза принимается						
n	53	59	44	39	50	37
$n, \%$	83	92	69	61	78	58
Гипотеза опровергается						
n	11	5	20	25	14	27
$n, \%$	17	8	31	39	22	42

В дальнейших исследованиях основное внимание будет уделено обобщению параметров функций распределения вероятностей, что позволит определять расчетные минимальные расходы воды неизученных рек зоны БАМа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А. М. Основные задачи гидрологических исследований при оценке качества воды. — Метеорология и гидрология, 1973, № 10, с. 82—86.
2. Доброумов Б. М., Журавин С. А., Соколов Б. Л. Вопросы рационального использования и охраны водных ресурсов рек зоны БАМа. — Тр. ГГИ, 1983, вып. 290, с. 3—10.
3. Методические рекомендации по учету влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчетах для водохозяйственного проектирования. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.—167 с.
4. Методические указания по оценке влияния хозяйственной деятельности на сток средних и больших рек и восстановлению его характеристик. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.—78 с.
5. Охрана водных ресурсов. — М.: Колос, 1979.—247 с.
6. Пространственно-временные колебания стока рек СССР. /Под редакцией А. В. Рождественского. — Л.: Гидрометеиздат, 1988.—376 с.

РАСЧЕТ ОПТИМАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЦИФРОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УКЛОНОВ ПОВЕРХНОСТИ ВОДОСБОРА

Наиболее эффективным методом определения уклонов поверхности речных бассейнов представляется стереофотограмметрический метод, обеспечивающий получение высотных отметок местности с заданной дискретностью по результатам стереоскопического наблюдения и обработки аэроснимков заданного масштаба. Реализация этого метода требует выполнения аэрофотосъемки, технические параметры которой зависят от требуемой точности определения уклонов поверхности водосбора, необходимой в практике расчетов речного стока. Точность определения уклонов поверхности водосбора зависит от особенностей рельефа (тип рельефа, степень его горизонтальной и вертикальной расчлененности), характера растительности, масштаба аэрофотосъемки, частоты определения отметок местности на снимке.

Требования к точности определения уклонов поверхности водосборов действующими инструкциями не определены. В данных расчетах примем допустимую погрешность определения уклонов поверхности речных бассейнов, равную 10% [1].

Как известно, уклон местности I есть отношение превышения h к горизонтальному проложению линии склона a

$$I = \frac{h}{a}. \quad (1)$$

Несмотря на простоту выражения (1), определение уклона поверхности бассейна весьма затруднительно, так как очертание профилей склонов бассейна разнообразно. Можно выделить [2] ряд основных форм скатов (ровный, выпуклый, вогнутый, волнистый), профиль каждой из которых состоит из ряда различных по крутизне и форме отрезков. Вычисленные уклоны характеризуются погрешностями из-за неточности графического определения по плану h и a .

Если принять, что превышение есть разность высот начальной H_1 и конечной H_2 точек линии, для которой измеряется уклон, то средняя квадратическая погрешность m_h определения отметок точек по плану может быть вычислена по формулам $h = aI$ или $H_2 - H_1 = aI$.

$$m_h^2 = \frac{a^2}{2} m_I^2 + \frac{I^2}{2} m_a^2, \quad (2)$$

где m_I — средняя квадратическая погрешность уклона. Так как

вклад второго слагаемого выражения (2) невелик, пренебрежем им. Тогда

$$m_h = \frac{am_I}{\sqrt{2}}. \quad (3)$$

Наиболее высокие требования к точности определения отметок точек предъявляются при минимальных уклонах местности [3]. При постоянной погрешности определения отметок точек по плану заданного масштаба с увеличением горизонтального проложения линии склона утверждение справедливо только для ровного склона. Воспользуемся выражением (3), преобразовав его для расчета оптимального значения горизонтального проложения a при определении уклона склона с погрешностью не более $\pm 10\%$ на различных по характеру рельефа участках:

$$a = \frac{\sqrt{2}m_h}{m_I}. \quad (4)$$

Точность измерения величины I характеризуется относительной погрешностью, равной 10% ; тогда

$$\frac{\Delta I}{I} = 0,1. \quad (5)$$

По характеру рельефа местность делят на равнинную (с углами наклона ν от 0° до 2°), пересеченную и всхолмленную (с углами наклона ν от 2° до 6°), горную и предгорную (с углами наклона от 6° до 30°) и высокогорную (с углами наклона от 30° до 45°). В дальнейших расчетах для каждого характера рельефа будем учитывать максимальные углы наклона. Тогда уклон склона $I = \operatorname{tg} \nu$ для равнинной местности будет равен $0,035$; для всхолмленной $0,105$; для горной $0,577$ и для высокогорной $1,0$; а ΔI — соответственно $0,0035$; $0,0105$; $0,0577$; $0,10$. Оценим среднюю квадратическую погрешность m_I уклона, которая из теории вероятности [2] будет определяться по зависимости

$$m_I = 1,253 \frac{[|\Delta I|]}{n}, \quad (6)$$

т. е. $m_{I_{\text{равн}}} = 0,004$; $m_{I_{\text{всх}}} = 0,013$; $m_{I_{\text{горн}}} = 0,070$; $m_{I_{\text{в. горн}}} = 0,125$.

Согласно нормативным документам Главного Управления Геодезии и Картографии при СМ СССР [4] при создании топографических карт средние погрешности в положении горизонталей допускаются равными $1/3$ нормальной высоты сечения рельефа. Средние погрешности стереоскопических определений высот точек на равнине и всхолмленных территориях составляют 75% ошибки изображения рельефа, для горных и высокогорных районов — 50% принятой высоты сечения рельефа.

Таблица 1

Средние погрешности определения высот точек на водосборе

Характер рельефа и масштаб съемки	Принятое сечение рельефа для районов, м		Средние ошибки изображения рельефа на карте для районов, м			Средние погрешности высот точек на водосборе, м	
	открытый	закрытый	доли сечения	открытый	закрытый	открытый	закрытый
Равнинный 1 : 10 000	1,0	2,0	1/3	0,33	0,67	0,25	0,50
Всхолмленный 1 : 25 000	2,5	5,0	1/3	0,83	1,67	0,62	1,25
Горный, предгорный 1 : 25 000	5,0	5,0	1/3	1,67	1,67	2,5	2,5
Высокогорный 1 : 100 000	20	20	1/3	6,67	6,67	10	10

* Съемка производится по материалам космического фотографирования.

В соответствии с этими требованиями величины средних погрешностей определения высот точек стереофотограмметрическим способом будут иметь следующие размеры (табл. 1). Съемки масштабов 1:10 000 и 1:25 000 служат основным графическим материалом для решения гидрологических задач.

Подставляя известные значения m_l и m_h в формулу (4), определим величину горизонтальной проекции линии на местности в метрах и на снимке в сантиметрах, достаточную для определения уклона склона с погрешностью $\pm 10\%$.

Для определения уклонов поверхности равнинной, всхолмленной, горной и высокогорной местности с погрешностью $\pm 10\%$ на стереоскопической модели предлагаемым способом выбирается сетка квадратов, которая может быть использована в дальнейшем при создании цифровой модели рельефа с интервалами определения высот точек, указанными в табл. 2.

Таблица 2

Интервалы определения высот точек

Характер рельефа	Масштаб	Горизонтальная проекция на местности, м		Расстояние между точками на снимке, см	
		открытый	закрытый	открытый	закрытый
Равнинный	1 : 10 000	88	176	0,88	1,76
Всхолмленный	1 : 25 000	67	135	0,27	0,54
Горный	1 : 25 000	50	50	0,2	0,2
Высокогорный	1 : 100 000	112	112	0,11	0,11

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В. Д., Васильев А. В. Гидрометрия. — Л.: Гидрометеиздат, 1977.—448 с.
2. Кудрицкий Д. М. Геодезия. — Л.: Гидрометеиздат, 1982.—416 с.
3. Баканова В. В. Крупномасштабные топографические съемки. — М.: Недра, 1983.—182 с.
4. Инструкция по топографическим съемкам в масштабах 1:10 000 и 1:25 000. Полевые работы. — М.: Недра, 1978.—80 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕХНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК ПОВЕРХНОСТИ РЕЧНЫХ ВОДОСБОРОВ ДЛЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ

Задача определения уклонов речных бассейнов в отличие от существующего трудоемкого и малопроизводительного картометрического способа может быть успешно решена на основе получения высотных отметок поверхностей водосборов с заданной дискретностью по результатам стереофотограмметрической обработки аэро- и космических фотоснимков соответствующего масштаба. Этот способ предусматривает создание цифровых моделей рельефа с использованием ЭВМ, разработку алгоритмов и составление программ вычисления средних уклонов речных бассейнов на ЭВМ.

Важнейшими факторами, влияющими на точность стереофотограмметрических измерений высот по аэрофотоснимкам, являются масштаб фотографирования, фокусное расстояние объектива аэрофотоаппарата (f_k), характер рельефа местности (равнина, горы), степень экранирования поверхности водосбора растительным покровом.

Соответствующие экспериментальные исследования [1] показали, что средние расхождения высот точек открытой местности по материалам аэрофотосъемки в масштабе 1:10 000, выполненной АФА-ТЭС-7М с фокусным расстоянием объектива 70 мм, полученные по результатам сравнения стереофотограмметрических и геодезических измерений, составляют ± 19 см.

С целью получения сравнительных данных о точности стереофотограмметрических измерений высот точек залесенной местности на один из районов Белорусской ССР были выполнены три весенние аэрофотосъемки при отсутствии лиственного покрова на деревьях в масштабах 1:18 000, 1:14 000 и 1:12 000 АФА-ТЭС-10М с $f_k=100$ мм и одна летняя аэрофотосъемка в масштабе 1:18 000 АФА-ТЭС-7М с $f_k=70$ мм [2]. Разреженная высотная подготовка аэрофотоснимков была проведена методом технического нивелирования, а сгущение его осуществлено методом аналоговой фототриангуляции на стереопроекторе СПР-3М. При сгущении выполнялось не менее пяти измерений относительной высоты леса в различных частях стереопар. Точность стереофотограмметрического определения высот проверялась в полевых условиях путем набора контрольных пикетов кипрегелем КА-2 с точек мензульных ходов.

Погрешность определения высот точек залесенных водосборов оказалась в интервале 0,50—0,60 м. Причем увеличение масштаба аэрофотосъемки в данном случае не привело к повышению точности результатов измерений, что дает возможность рекомендовать выполнение воздушного фотографирования местности в масштабе не крупнее 1:18 000 АФА с $f_k=100$ мм. В случае летней аэрофо-

тосъемки залесенных водосборов точность стереофотограмметрических измерений высот точек падает в 2 раза и составляет $\pm 1,0$ м.

Аналогичные исследования выполнены для теорриторий, покрытых сосновым лесом с небольшой примесью ели высотой 18—25 м [2]. Погрешности определений высот точек по материалам весенней аэрофотосъемки в масштабе 1:14 000, выполненной АФА-ТЭС-7М, оказались в среднем равными 1,75 м при максимальной погрешности — 11,0 м. При выполнении аэрофотосъемки речных водосборов, покрытых хвойным лесом, в масштабе 1:18 000 АФА-ТЭС-10М можно ожидать, что средние погрешности определения высот точек местности будут находиться на уровне $\pm 2,0$ м. Это в 4 раза грубее, чем для покрытых лиственным лесом водосборов при выполнении весенней аэрофотосъемки, и в 2 раза грубее при выполнении летней аэрофотосъемки.

В приведенных примерах выполнение аэрофотосъемок в масштабах 1:10 000—1:18 000 диктуется необходимостью повышения точности вычисления средних уклонов поверхностей водосборов в плоско-равнинных районах и в первую очередь для водосборов малых рек.

Если местность всхолмленная, с углами наклона до 6° , а площадь поверхности речного водосбора находится в пределах 4—10 тыс. км², возникает необходимость уменьшения масштаба аэрофотосъемки до 1:25 000—1:35 000. Это делается с целью уменьшения объемов полевых работ по плано-высотному обоснованию аэрофотоснимков, сокращения числа обрабатываемых стереопар и снижения трудоемкости всего технологического процесса.

Согласно [3] при создании цифровых карт масштаба 1:25 000 стереопографическим методом с сечением рельефа 5 м для открытых всхолмленных районов рекомендуется масштаб аэрофотосъемки 1:35 000 с применением АФА-ТЭС-7М, а для закрытых лесом — два масштаба аэрофотосъемки: 1:30 000 с использованием АФА-ТЭС-10М и 1:28 000 с использованием АФА-ТЭ-140 с $f_k = 140$ м.

Учитывая реальную точность стереофотограмметрических измерений высот точек, равную $1/5000H_{\Phi} - 1/6000H_{\Phi}$, т. е. зависимость от высоты фотографирования H_{Φ} , легко подсчитать, что средние погрешности определения высот точек на стереомодели не будут превышать 0,45 м при условии открытой местности и соответственно 1,20 м и 1,60 м на залесенных водосборах.

В предгорных и горных районах с абсолютными высотами 500—2000 м необходимо поднимать потолок носителя съемочной аппаратуры. В этом случае рекомендуются масштабы аэрофотосъемки: 1:60 000—1:70 000 АФА с $f_k = 70$ мм для открытых районов и 1:50 000 АФА с $f_k = 100$ мм для закрытых [3]. Аэрофотосъемка в обоих вариантах выполняется с высоты около 5000 м, а точность стереофотограмметрических измерений высот точек местности характеризуется величиной порядка $\pm 1,0$ м для открытых водосборов и $\pm 2,0$ м для закрытых.

В высокогорных районах с абсолютными высотами 4000—7000 м выполнять аэрофотосъемку практически крайне затруднительно из-за ограниченности высоты полета аэрофотосъемочных самолетов. Определение средних уклонов высокогорных участков водосборов можно выполнить по результатам стереофотограмметрической обработки космических фотоснимков, получаемых с орбитальных станций, движущихся по круговым или малоэллиптическим орбитам с высотой полета 200—220 км. При фотосъемке аэрофотоаппаратами с $f_k = 200$ мм масштаб космических фотоснимков получается равным примерно 1 : 1 000 000.

Стереофотограмметрическая обработка космических фотоснимков на универсальных приборах типа стереографа СЦ связана с определенными трудностями, обусловленными прежде всего влиянием кривизны Земли. Поэтому мелкомасштабные космические фотоснимки обрабатываются по зонам, в пределах которых искажения определяемых на снимках высот точек за влияние кривизны Земли не превышали бы заданных величин.

Экспериментально доказано, что при соотношении масштабов карты и фотоснимков более 1 : 10 остаточное влияние кривизны Земли на высоты точек в пределах зоны размером $1,5 \times 1,5$ см не превышает 20 метров, а средние ошибки определения высот точек — 25 м [4].

Технические параметры аэрокосмических съемок для стереофотограмметрических измерений высот точек местности

Характеристика районов съемки	Масштаб цифрового картографирования водосбора	Требуемая точность определения высот точек, м	Фокусное расстояние объектива АФА, мм	Масштаб фотографирования	Перекрытие аэрофотоснимков, %
Плоско-равнинный, открытый	1 : 10 000	0,25	70	1 : 12 000	60×30
	1 : 25 000	0,50	70	1 : 30 000	60×30
Плоско-равнинный, закрытый	1 : 10 000	0,5	100	1 : 18 000	60×30
	1 : 25 000	1,0	100	1 : 25 000	60×30
Всхолмленный, открытый	1 : 10 000	0,5	70	1 : 30 000	60×30
	1 : 25 000	1,0	70	1 : 35 000	60×30
	1 : 10 000	1,0	100	1 : 20 000	60×30
Всхолмленный, закрытый	1 : 25 000	1,5	100	1 : 30 000	60×30
	1 : 25 000	2,0	140	1 : 28 000	60×30
Предгорный, открытый	1 : 25 000	1,0	70	1 : 60 000	60×30
				1 : 70 000	
Предгорный, закрытый	1 : 25 000	2,0	100	1 : 50 000	60×30
	1 : 25 000	5,0	100	1 : 50 000	60×30
Горный, высокогорный (открытый и закрытый)	1 : 25 000	5,0	140	1 : 35 000	60×30
	1 : 100 000	25,0	200	1 : 1 000 000*	60×30

* Космическая фотосъемка.

Таким образом, в зависимости от масштаба цифрового картирования поверхности водосбора, степени его залесенности и видового состава пород деревьев, пересеченности рельефа, вида и масштаба аэрокосмических съемок местности точность стереофотограмметрического метода определения высот точек характеризуется довольно широким диапазоном погрешностей: от 0,20 м до 25 м.

Основываясь на результатах анализа точности стереофотограмметрических измерений высот точек поверхности речных водосборов и принимая во внимание, что для аэрофотосъемки равнинных и всхолмленных открытых районов используют аэрофотоаппаратуру с $f_k = 70$ мм, залесенных районов — АФА с $f_k = 100$ мм, а горных и высокогорных районов — АФА с $f_k = 100, 140$ или 200 мм, можно рекомендовать технические параметры аэро- и космических съемок поверхностей водосборов, которые указаны в таблице.

Продольное перекрытие $P_x = 60\%$ устанавливается из расчета обеспечения тройного перекрытия аэрофотоснимков, необходимого для выбора связующих точек в процессе аналитического фотограмметрического сгущения планово-высотного обоснования аэрофотоснимков. Поперечное перекрытие $P_y = 30\%$ необходимо для выбора связующих точек между смежными аэрофотосъемочными маршрутами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сигалов В. М. Опыт стереотопографической съемки в масштабе 1:10 000 при разрезанном высотном обосновании. — Геодезия и картография, 1972, № 8, с. 35—43.
2. Осипук Е. С. Из опыта стереотопографической съемки залесенной местности в масштабе 1:10 000. — Геодезия и картография, 1980, № 9, с. 31—36.
3. Инструкция по топографическим съемкам в масштабах 1:10 000 и 1:25 000. Полевые работы. — М.: Недра, 1978.—80 с.
4. Балашов А. А., Мантров А. И., Решетов Е. А., Сигалов В. М. Из опыта стереотопографической съемки по космическим снимкам. — Геодезия и картография, 1984, № 7, с. 29—31.

УДК 566.388+628.191:54

Г. И. КЛИМОВ (ЛГМИ), Т. И. ПАНТЕЛЕЕВА (ПЛОГС МГУ)

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСТВОРЕНИЯ ОТХОДОВ ПЕРЕРАБОТКИ ГОРНО-ХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

При переработке горно-химического сырья обычно образуется большое количество химически активных отходов, содержащих разнообразные загрязняющие вещества [2]. Эти вещества интенсивно загрязняют природные воды, особенно поверхностные и грунтовые, в процессе растворения твердых отходов. В связи с этим на примере двух предприятий с серно- и фосфорнокислотными производствами, были проведены исследования качественного

состава растворяющихся ингредиентов твердых отходов: пиритного огарка и фосфогипса, их механизма растворения и предельных концентраций насыщения растворов в лабораторных условиях. Как известно [2—5 и др.], пиритные огарки являются источником поступления в поверхностные и грунтовые воды SO_4^{2-} , Ca^{2+} , H_4SiO_4 , Zn, Al, Fe, As, Mn, Cu, Sr, Ti, Cd и др. ингредиентов; фосфогипс — SO_4^{2-} , Ca^{2+} , F^- , P, TR, лантаноидов, щелочных и тяжелых металлов и др. компонентов.

Эксперименты включали определение состава воднорастворимых соединений, изучение кинетики растворения. Кинетические эксперименты проводились в статических условиях по общепринятой методике [1]. В опытах использовались образцы пиритного огарка, образующегося при производстве H_2SO_4 из FeS; фосфогипса — отхода производства экстракционной H_3PO_4 из апатита; бидистиллированная вода и атмосферные осадки (дождевая и талая вода [4]).

Химический анализ водных вытяжек из пиритного огарка позволил определить качественный состав растворяющихся ингредиентов и выделить их основную группу (табл. 1, пробы I—III): SO_4^{2-} , Ca^{2+} , а также Mg^{2+} , Al^{3+} , H_4SiO_4 , Zn, Cu, Pb, Fe^{2+} и Fe^{3+} . Этот анализ показал, что в процессе производства, складирования и хранения огарков состав их воднорастворимых компонентов заметно изменяется. В частности, расчеты показали, что при растворении каждые 100 г огарка пробы I образуется до 0,46 мг-экв свободной H_2SO_4 .

Кинетические эксперименты показали высокую скорость растворения. Из табл. 2 видно, что практически растворение заканчивается в первые 30 минут. Основным показателем интенсивности процесса является pH (табл. 3). При взаимодействии пиритного огарка с бидистиллированной водой в течение двух часов pH фильтратов изменяется от 3,63 до 3,80. В случае контакта с дождевой водой наблюдалось возрастание pH с 3,80 до 3,92.

Состояние динамического равновесия огарка с бидистиллированной, дождевой и талой водами характеризовалось pH равными 3,60; 3,65; 4,46 соответственно. Концентрации основных компонентов в жидкой фазе варьировали в следующих пределах, мг/100 г:

а) огарок — дождевая вода: SO_4^{2-} —32,43—36,56; Ca^{2+} —3,41—8,42; Fe^{2+} —0,032—0,167; Fe^{3+} —0—0,033; Cu—0,974—1,360; Zn—4,600—4,700; Pb—0,220—0,360.

б) огарок — талая вода: SO_4^{2-} —33,92—46,59; Ca^{2+} —0—3,75; Fe^{2+} —0—0; Fe^{3+} —0; Cu—до 1,075; Zn—до 4,200; Pb—до 0,360.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что за исключением pH и концентрации SO_4^{2-} химический состав атмосферных осадков практически не оказывает влияния на растворения огарка. pH осадков определяет степень перехода в жидкую фазу Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cu, Zn, Pb, H_4SiO_4 . Чем ниже pH атмосферных осадков, тем в большей степени они обогащаются указанными компонен-

Таблица 1

Результаты анализа водных вытяжек из пиритного огарка и фосфогипса

№ проб	рН	Ионы (мг/100 г)											H ₄ SiO ₄	Сумма солей	Сухой остаток
		H	K	Na	NH ₄	Mg	Ca	Cl	F	NO ₃	SO ₄	H ₂ PO ₄			
		мг/100 г													
I	3,50	0,16	98,0		3,9	32,8	248,8	3,8	—	1,2	941,9	0,3	4,3	1334,2	
II	4,10		0,1	1,1	25,0	123,3	244,1	2,5			1662,4				2584,0
III	3,80		0,1	0,9	22,0	42,3	270,7	5,0			1308,6				1918,0
IV	3,02	0,53	5,3		1,9	—	103,2	3,0	14,2	0,5	235,3	25,5	—	389,9	
V	2,77	0,90	6,4		0,2	—	63,7	0,3	11,7	0,5	170,1	16,6	1,0	270,6	
VI	3,22	0,33	14,0		0,8	10,2	62,1	2,2	2,9	0,5	219,7	12,2	1,3	325,3	
VII	2,50		10,4	93,1	41,4	3,0	339,3	5,0			833,8				2635,0
VIII	2,70		26,8	71,0	22,7	12,0	357,1	5,0			790,0				2335,0
IX	5,10		5,2	0,7	1,0	—	297,3	2,5			716,0				1115,0

Примечание: 1. В таблицах прочерк обозначает, что компонент не обнаружен; пропуск — не определялся. Во всех пробах определялись, но не были обнаружены ионы HCO₃ и CO₃;

2. Пробы I, IV—VI отобраны на Воскресенском п/о «Минудобрения», пробы II, III, VII—IX — на Кингисепском п/о «Фосфорит»;

3. Пробы I—III пиритного огарка: сверху (I и II), из середины отвала (III); пробы IV—IX — фосфогипса: свежего (VII), сверху (IV и VIII) и в средней части отвала (V).

Таблица 2

Кинетика перехода в раствор из фосфогипса и пиритного огарка ионов SO_4 , Ca, $\text{P}_{\text{H}_3\text{PO}_4}$, F, Zn, Cu, Pb (мг/г)

Вид образца	Компонент	Вид растворителя	Время от начала процесса, мин					
			4	10	20	30	45	60
Пиритный огарок	SO_4	Дождевая вода	36,0	44,0	45,0	46,0	47,0	47,0
То же	То же	Талая вода	33,0	35,0	35,0	35,0	36,0	37,0
»	Ca	Дождевая вода	10,0	11,5	14,0	14,5	14,5	14,5
»	То же	Талая вода	2,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0
»	Cu	Атмосферные осадки	0,96	1,04	1,16	1,30		1,36
»	Pb	То же	0,22	0,32	0,73	0,34		0,33
Фосфогипс	SO_4	Дождевая вода	140,0	147,0	148,0	152,0	152,0	151,0
То же	То же	Талая вода	105,0	112,0	115,0	116,0	117,0	119,0
»	Ca	Дождевая вода	56,0	59,0	59,0	59,0	59,0	59,5
»	То же	Талая вода	41,0	42,5	49,5	50,0	50,5	51,0
»	P	То же	0,78	0,79	0,73	0,72	0,68	0,64
»	F	»	0,60	0,61	0,60	0,60	0,60	0,55
»	То же	Бидистиллят	0,17	0,13	0,11	0,12	0,12	0,11
»	Zn	Атмосферные осадки	0,010	0,010	0,011	0,011		0,017
»	Cu	То же	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001
»	Pb	»	0,009	0,005	—	—		—

тами. Присутствие SO_4^{2-} в атмосферных осадках определяет растворимость сульфатов огарка. Чем меньше начальная концентрация SO_4^{2-} , тем в большей степени им обогащаются в пиритном огарке атмосферные осадки. В связи с этим было сделано предположение, что растворение пиритного огарка относится к категории физико-химических процессов.

Таблица 3

Изменение pH растворов, контактирующих с пиритными огарками и фосфогипсом, во времени

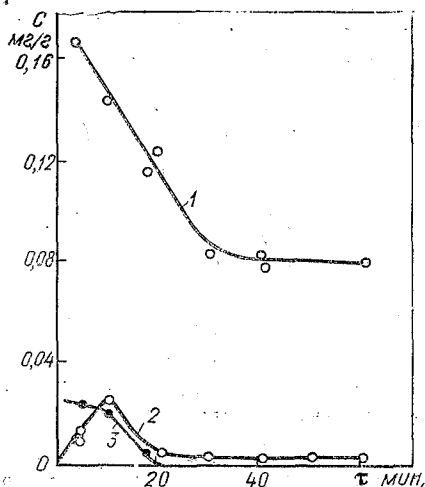
№ опытов	Время от начала процесса, мин												
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	120
1	3,63	3,73	3,85	3,84	3,84	3,80	3,80	3,80	3,79	3,80	3,80	3,80	3,80
2	3,79	3,92	3,94	3,94	3,95	3,94	3,93	3,87	3,93	3,92	3,92	3,92	3,92
3	4,65	4,47	4,31	4,27	4,23	4,20	4,15	4,11	4,10	4,09	4,07	4,05	4,05
4	5,05	5,00	4,91	4,91	4,91	4,91	4,84	4,75	4,74	4,73	4,68	4,67	4,65

Примечание: опыт 1 — пиритный огарок + бидистиллят; 2 — то же + дождевая вода; 3 — фосфогипс + бидистиллят; 4 — то же + дождевая вода.

Быстрое затухание растворения во времени свидетельствовало об образовании на поверхности частиц огарка пленки труднорастворимых соединений с низкой проницаемостью. Такими соединениями могли быть гидроокиси железа и коллоиды кремнекислоты. Тогда в процессе растворения концентрации Fe^{2+} , Fe^{3+} и H_4SiO_4 должны стремиться к равновесию согласно следующим уравнениям: $\text{Fe}^{2+} + 2\text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Fe}(\text{OH})_{2\text{тв}}$, $\text{pK}_{\text{S}0} = 15,0$; $\text{FeOH}^+ + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Fe}(\text{OH})_{2\text{тв}}$, $\text{pK}_{\text{S}1} = 9,3$; $\text{Fe}^{3+} + 3\text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Fe}(\text{OH})_{3\text{тв}}$, $\text{pK}_{\text{S}0} = 37,50$; $\text{FeOH}^{2+} + 2\text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Fe}(\text{OH})_{3\text{тв}}$, $\text{pK}_{\text{S}1} = 25,70$; $\text{Fe}(\text{OH})_2^+ + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Fe}(\text{OH})_{3\text{тв}}$, $\text{pK}_{\text{S}2} = 16,40$; $\text{Fe}(\text{OH})_3^0 \rightleftharpoons \text{Fe}(\text{OH})_{3\text{тв}}$, $\text{pK}_{\text{S}1} = 6,54$; $\text{Fe}_2(\text{OH})_2^{4+} + 4\text{OH}^- \rightleftharpoons 2\text{Fe}(\text{OH})_{3\text{тв}}$, $\text{pK}_{\text{S}2} = 49,94$; $\text{H}_4\text{SiO}_4 \rightleftharpoons \text{SiO}_2\text{тв} + 2\text{H}_2\text{O}$, $\text{pK}_{\text{S}} = 2,74$.

Расчеты равновесных концентраций рассматриваемых компонентов проводились по соответствующим уравнениям констант приведенных выше реакций. Расчеты показали, что образования гидроокиси Fe^{2+} в процессе растворения огарка не происходит. Образующаяся пленка состоит из гидроокиси Fe^{3+} и аморфного SiO_2 . На рисунке кривая 3 отражает изменение во времени концентрации Fe^{3+} , находящегося в равновесии с твердой Fe_2O_3 . Сопоставление экспериментальных (1 и 2) и теоретической (3) кривых показывает, что они достаточно близки. При длительном контакте огарка с водой и атмосферными осадками образуются пере- и насыщенные по отношению к Fe_2O_3 растворы. В случае образования на поверхности зерен огарка аморфного SiO_2 содержание H_4SiO_4 в контактирующем растворе должно быть не

менее 17,47 мг/л. Сравнение этой величины с полученными данными также свидетельствует об образовании пересыщенных, а затем и насыщенных растворов. Как видно из табл. 2, процесс поступления в раствор SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Zn , Pb и Cu быстро затухает в связи с образованием блокирующей пленки.



Изменение во времени концентраций Fe^{2+} (1) и Fe^{3+} (2) в жидкой фазе при растворении пиритного огарка в дождевой воде; 3 — теоретическая кривая изменения концентрации Fe^{3+} , находящегося в равновесии с твердой гидроокисью

Анализ водных вытяжек из фосфогипсов (табл. 1) показал, что в процессе производства, складирования и хранения меняется состав их воднорастворимых компонентов. Из таблицы видно, что цехи по производству фосфорной кислоты, работающие в полугидратном режиме (п/о «Фосфорит») дают свежий фосфогипс с большей кислотностью (рН до 2,50 и ниже) и большим содержанием растворяющихся ингредиентов (более 2,6 г/100 г), чем работающие по дигидратному способу (п/о «Минудобрения»). Свежий фосфогипс содержит значительно больше растворимых соединений. Низкие величины рН водных вытяжек свидетельствуют о наличии свободных кислот. Такими кислотами являются H_4SO_4 и H_3PO_4 . По данным анализа видно, что основные растворяющиеся компоненты представлены SO_4^{2-} , Ca^{2+} , H_2PO_4^- и F^- . В фосфогипсе п/о «Фосфорит» также относительно много Na^+ , NH_4^+ , K^+ .

Экспериментальные исследования выявили высокую скорость растворения фосфогипса на п/о «Минудобрений» (табл. 2). В течение 15—30 мин. завершается переход в раствор основной части компонентов. Взаимодействие фосфогипса с бидистиллированной и дождевой водой в течение двух часов контакта сопровождается изменением рН жидкой фазы: в первом случае от 4,65 до 4,05, во втором от 5,05 до 4,65 (табл. 3). Для равновесных условий установлены следующие значения рН: фосфогипс — бидистиллированная вода — 3,67; фосфогипс — дождевая вода — 4,16; фосфо-

гипс — талая вода — 7,05. Концентрации компонентов в жидкой фазе характеризуются следующими величинами (мг/100 г): фосфогипс — дождевая вода SO_4^{2-} — 141,10—154,43; Ca^{2+} — 56,61—61,52; F^- — 0—0,92; P — 0,34—0,42; Fe^{2+} — 0,0; Fe^{3+} — 0,0; Cu — 0,001—0,003; Zn — 0,010—0,017; Pb — 0,0; фосфогипс — талая вода SO_4^{2-} — 113,27—135,50; Ca^{2+} — 34,71—41,33; F^- — 0,60—0,62; P — 0,107—0,162; H_4SiO_4 — 0,65—0,75; Fe^{2+} — 0,0; Fe^{3+} — 0,0; Cu — 0,0; Zn — 0,003; Pb — 0,0.

Полученные материалы показывают, что растворение фосфогипса определяют pH и SO_4^{2-} в атмосферных осадках. Как и в случае огарка, растворяющая способность атмосферных осадков выше при низких pH и малом содержании SO_4^{2-} . В наших опытах процесс растворения фосфогипса заканчивается образованием пересыщенных растворов.

Таким образом, экспериментальные исследования показали, что интенсивность растворения огарка и фосфогипса не зависит от состава атмосферных осадков, за некоторым исключением pH и сульфат-иона, и в основном определяется свободной кислотностью самих отходов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксельруд А. Г., Молчанов А. Д. Растворение твердых веществ. — М.: Химия, 1977. — 303 с.
2. Климов Г. И., Чечкин С. А., Воробьев О. Г. Подземные воды в системе «химическое предприятие — окружающая среда». М., изд. НИИТЭХИМ, 1985, вып. 6(61). — 26 с.
3. Климов Г. И., Сапожников В. Б. Металлоносность грунтовых вод предприятия фосфорных удобрений. — В сб.: Вопросы охраны и рационального использования вод суши. Л., изд. ЛГМИ, 1985, вып. 89, с. 29—32.
4. Пантелеева Т. И. Оценка возможного влияния отходов производства удобрений на изменение качества подземных вод. — В сб.: Вопросы охраны и рационального использования вод суши. Л., изд. ЛГМИ, 1985, вып. 89, с. 33—39.
5. Химический состав техногенных грунтовых вод на участке захоронения пиритных огарков /Г. И. Климов, К. К. Хазанович, В. Б. Сапожников, Н. Н. Сенина. — В сб.: Вопросы гидрологических расчетов и охраны природных вод. Л., изд. ЛГМИ, 1986, вып. 94, с. 123—130.

УДК 556.388

И. В. БОЛОТНИКОВА, В. В. ТИХОМИРОВ (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ЗАХОРОНЕННОГО ПИРИТНОГО ОГАРКА НА МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРУНТОВЫХ ВОД

Пиритный огарок представляет собой широкораспространенный неутилизованный отход сернокислых производств. Его количество в стране ежегодно увеличивается на более чем 10 млн. тонн. Большая часть пиритного огарка складывается на поверхности или захороняется, что в обоих случаях приводит к загрязнению подземных вод.

Влияние пиритного огарка на макрокомпонентный состав грунтовых вод и зависимость его от природных и технических условий рассмотрены в публикации [1]. В работе [2] даны предварительные данные по влиянию огарка на микрокомпонентный состав этих вод. Новый материал существенно расширяет представление о характере микрокомпонентного загрязнения подземных вод пиритным огарком при захоронении.

Исследования заключались в изучении состава грунтовых вод в сети специальных скважин на территории захоронения пиритного огарка. Микрокомпонентный анализ выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ полуколичественным спектральным методом. Точность и воспроизводимость анализов даны в работе [2].

Пиритный огарок был захоронен за 7—8 лет до начала исследований в пляжной зоне берега моря на площади около 1 км² под слоем намывных песков хвостохранилища мощностью до 0,8 м. Мощность слоя пиритного огарка меняется от 0,1 до 0,3 м.

Водонасыщенные отложения представлены в основном мелкозернистыми алевритовыми песками мощностью до 7 м и подстилающими их илами мощностью более 8 м. Относительным водупором служат глины погребенной морены на глубине более 20 м.

Уровень грунтовых вод залегает ниже слоя пиритного огарка и имеет слабый уклон в сторону моря с градиентом 0,004—0,007. Минерализация вод растет в ту же сторону с глубиной от 0,17 до 9,8 г/л, хотя преобладают воды с минерализацией в несколько граммов на литр. Воды пестрые по составу: сульфатно-кальциевые, хлоридно-натриевые и гидрокарбонатно-кальциевые. Изучение макрокомпонентного состава показало, что эта пестрота отражает результат сульфатного загрязнения вод смешанного инфильтрационно-морского генезиса [1]. Сульфатный ион в этих водах на 80—90% поступил из пиритного огарка. Содержание хлора отражает долю морской воды, а содержание гидрокарбонатного иона — инфильтрационной воды в составе грунтовой. Воды характеризуются окислительной обстановкой и слабой кислотностью (рН понижается до 4,6). Содержания изученных микрокомпонентов представлены в табл. 1.

В основу методики изучения источников микрокомпонентов в загрязненных водах был положен корреляционный анализ связей между их содержанием, с одной стороны, и содержанием анионов сульфата, хлорида и гидрокарбоната, с другой. Результаты корреляционных анализов даны в табл. 2.

Довольно высокий коэффициент показывает прямую зависимость между содержанием Fe, Mn, Cu, Ag и сульфатов, Mo, Mn, Sr и хлоридов, Mo и гидрокарбонатов. Значимая обратная зависимость имеет место между содержанием Sr и сульфатов, Fe, Cu, Mn и гидрокарбонатов.

Железо в исследованных водах присутствует в концентрациях более чем на порядок выше фоновых. Преобладают концентрации от 13 до 57 мг/л, что более чем в 25 раз превышает ПДК. Кроме

того, наблюдается прямая зависимость содержания железа от содержания сульфатного иона и обратная зависимость от содержания гидрокарбонатного иона. Это свидетельствует о поступлении железа из захороненного пиритного огарка. Сохранению высоких концентраций железа в растворенном состоянии, очевидно, способствует слабая кислотность вод. Максимальных значений концентрации железа достигают на глубинах до 2—3 м от уровня грунтовых вод.

Таблица 1

Содержание исследуемых микрокомпонентов в природных водах
и их ПДК, в мг/л

Компо- ненты	В грунто- вых водах областей с умеренным климатом [3]	В морской воде по А. П. Вино- градову [4]	ПДК для питьевых вод	В подземных водах в районе захоронения пиритного огарка			
				мини- мальное	макси- мальное	в сред- нем	число проб
Fe	0,760	0,01	0,5	0,09	144,4	24,8	97
Mn	0,042	0,002	0,1	0,02	12,4	3,4	97
Cu	0,005	0,003	1,0	0,0005	37,3	1,0	97
Zn	0,025	0,010	1,0	0,014	11,2	2,0	65
Ag	0,0002	0,0003	0,05	0,0001	0,0040	0,0010	13
Pb	0,002	0,0002	0,03	0,001	0,076	0,016	27
Mo	0,001	0,01	0,25	0,0008	0,064	0,011	97
Sr	0,245	8,0	2,0	0,04	4,38	0,54	95

Таблица 2

Результаты корреляционного анализа зависимости содержания
микрокомпонентов от содержания основных анионов

Компо- ненты	SO ₄ ²⁻		Cl ⁻		HCO ₃ ⁻	
	объем выбор- ки	коэф. кор- реляции	объем выбор- ки	коэф. кор- реляции	объем выбор- ки	коэф. кор- реляции
Fe	145	0,63	145	-0,15	124	-0,40
Mn	145	0,68	141	0,31	124	-0,27
Cu	145	0,56	145	0,18	131	-0,45
Zn	110	0,42	118	-0,06	125	-0,24
Ag	70	0,34	145	0,23	84	0,21
Pb	27	0,30	27	0,89	27	0,73
Mo	145	0,15	145	0,53	125	0,34
Sr	142	-0,40	144	0,37	144	0,14

Марганец присутствует в загрязненных водах в количестве до 12,4 мг/л. Его среднее содержание более чем на два порядка выше обычных фоновых концентраций в морских и грунтовых водах. Очевидно, основная масса марганца поступает из пиритного огарка. Этим объясняется хорошая корреляционная связь с сульфатным ионом. Сульфаты и хлориды марганца хорошо растворимы в воде, а карбонаты выпадают в осадок. Вероятно, этим объясняет-

ся заметная прямая связь содержания марганца с концентрацией сульфатного и хлоридного ионов и обратная с концентрацией гидрокарбонатного иона.

Медь также выделяется повышенными относительно фоновых концентрациями. Это превышение достигает иногда трех порядков. При этом наблюдается очень слабая корреляционная связь: прямая с содержанием сульфатного иона и обратная с гидрокарбонатным ионом. Все это свидетельствует о поступлении меди из пиритного огарка. Очевидно, распределение меди в исследуемых водах определяется содержанием сульфатного и гидрокарбонатного ионов. В наиболее загрязненных сульфатным ионом водах медь может присутствовать в растворенном состоянии в виде Cu^{2+} или $[\text{CuSO}_4]$. Повышение содержания гидрокарбонатного иона приводит к выпадению меди в осадок.

Цинк, как и медь, присутствует в концентрациях на два порядка выше его фоновых концентраций в морских и пресных грунтовых водах. При этом наблюдается только прямая корреляционная связь с содержанием сульфатного иона. Вероятно, при pH более 5,0 цинк поступает из пиритного огарка в виде растворимых сульфатных комплексов $[\text{ZnSO}_4]$. Разбавление сульфатных вод гидрокарбонатными приводит к выпадению цинка в осадок. Об этом свидетельствует отрицательное значение коэффициента корреляции между содержанием цинка и гидрокарбонатного иона.

Таким образом, захоронение пиритного огарка приводит к загрязнению подземных вод такими компонентами, как железо, марганец, медь, цинк, концентрации которых могут существенно превышать ПДК.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронов А. Н., Сенина Н. Н., Хазанович К. К. Анализ взаимодействия подземных вод с захоронениями пиритного огарка. — Вестник ЛГУ, сер. 7, 1987, вып. 1 (№ 7), с. 85—90.
2. Климов Г. И., Хазанович К. К. и др. Химический состав техногенных грунтовых вод на участке захоронения пиритных огарков. — В сб.: Вопросы гидрологических расчетов и охраны природных вод. Л., изд. ЛГМИ, 1986, вып. 94, с. 123—130.
3. Краткий справочник по геохимии. — М.: Недра, 1977. — 183 с.
4. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1978. — 287 с.
5. Самарина В. С. Гидрогеохимия. Л., изд. ЛГУ, 1977. — 360 с.

НОВЫЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОД КАСПИЙСКОГО МОРЯ

В 1986 и 1988 гг. нами были предприняты экспедиционные морские исследования в Южной впадине Каспийского моря с целью поисков скоплений газовых гидратов. Основанием для постановки таких исследований послужили первые находки газовых гидратов в предшествующие годы другими исследователями в сопочной брекции подводного грязевого вулкана [1]. Специальные морские исследования проводились на НИС «Элм» совместно с институтом геологии Азербайджанской АН и включали сейсмоакустическое профилирование, донный пробоотбор и газогидрогеохимические исследования. Исследования проводились на поднятиях Везирова, Азизбекова и Абиha. В результате было выявлено несколько потенциально газогидратоносных диапиров, а на двух из них — на поднятии Везирова и на поднятии Азизбекова — обнаружены и исследованы скопления гидратов газа [2]. Полученные материалы послужили основанием для обособления подводно-грязевулканического типа скоплений газовых гидратов и для рассмотрения Южного Каспия как газогидратоносной подводной грязевулканической провинции.

Скопления газовых гидратов на поднятии Везирова контролируются кратерным полем площадью около $0,3 \text{ км}^2$ грязевого вулкана, названного Буздаг, который представляет собой усеченно-конусовидное образование высотой 180 м и диаметром у основания около 2,5 км. В колонках керна длиной до 1,2 м на 19 станциях на вершине и на склонах вулкана наблюдались гидраты газа в виде полупрозрачных льдоподобных включений преимущественно плоской формы размерами от 1 мм до 5 см в поперечнике при толщине до 1,5 см. На поверхности наиболее крупных включений наблюдается зеленовато-желтая пленка нефти, количество газа превышает 12 л на 1 л породы. Вмещающие отложения представляют собой голубовато-серую пластичную глину. Газогидратонасыщенность меняется по разрезу без видимой закономерности, при этом в некоторых случаях присутствие газовых гидратов фиксируется прямо у дна. Объемное содержание гидратов в породе достигает 35%. Газогидратоносным отложениям свойствен сильный запах сероводорода.

На основе данных сейсмоакустического профилирования был успешно осуществлен поиск гидратов газа на поднятии Азизбекова. Диапиры, к которым могут быть приурочены грязевые вулканы, хорошо выделяются в сейсмоакустических записях отсутствием протяженности отражающих горизонтов, обусловленных оса-

дочной слоистостью, и характерным затуханием отраженного сигнала. Станции размещены на сейсмоакустическом профиле на сравнительно плоской, скорее всего, субгоризонтальной поверхности, представляющей собой кратерное поле грязевого вулкана, названного Элм. Гидраты газа наблюдались в керне 7 станций в виде пластинок размером 5×2 см и толщиной до 2 мм, иногда в виде чешуек и даже иголочек длиной 1—2 мм. Вмещающая порода представлена зеленовато-серой карбонатной глиной без видимой слоистости. Газогидратонасыщенность отмечается прямо у дна, и по объему содержание гидратов в породе достигает 15%. Текстура породы в результате разложения гидратов газа быстро нарушается, порода кипит, пузырится, слышны щелчки. Включения гидратов газа серовато-зеленоватые, что свидетельствует о примеси глинистых частиц. Гидратоносным отложениям сопутствует сильный запах сероводорода. При разложении газовых гидратов из грязевого вулкана Буздаг (станция 88-1А) было определено 0,068% сероводорода, при разложении газовых гидратов вулкана Элм (станции 88-17, 88-18) — 0,034% сероводорода. Сильный запах сероводорода, мелкие газовые каверны характерны и для керна станций на поднятии Аби́ха, хотя гидраты там встречены не были, этот район Южного Каспия предполагается гидратоносным.

Гидрогеохимические исследования включали отбор проб воды из придонного слоя, поровой воды из донных отложений, воды из гидратов и их лабораторный анализ. В судовой лаборатории определялись кислотно-щелочной и окислительно-восстановительный потенциалы и отжимались с помощью пресса поровые воды. В стационарной лаборатории определялись хлор-, сульфат-, гидрокарбонат-ионы, кальций, магний, натрий, калий. Смысл гидрогеохимических исследований определяется вхождением воды в состав гидратов и, естественно, участием ее в процессе газогидратообразования. Таким образом, соленость воды в какой-то мере определяет положение зоны газовых гидратов в разрезе и выступает как мера гидратосодержания. Нами проанализированы 3 пробы воды из разложившегося гидрата газа, 25 проб воды из придонного слоя и 58 проб поровой воды.

Анализ распределения значений окислительно-восстановительного и кислотно-щелочного потенциала показывает, что поровые и придонные воды гидратоносных станций характеризуются наиболее кислой, либо близко к нейтральной, восстановительной обстановкой. В области высоких отрицательных значений E_h (от -100 mv до -700 mv) и низких положительных (до $+200$ mv) и низких pH (от 5,3 до 7,2) встречены только воды из придонного слоя или поровые воды из донных отложений гидратоносных станций (88-1Б, 88-1В, 88-17А-1, 88-18-1, 88-18-Г, 88-18-А-1). Это объясняется, по-видимому, сероводородным заражением придонного слоя и верхней части разреза. Повышение щелочности придонных и поровых вод некоторых гидратоносных станций до pH 8 (станция 88-18В-1), до pH 7,8 (станция 88-18-Г-1) объясняется,

по-видимому, присутствием двуокиси углерода в гидратах газа. Анализ показал, что в гидратах газа этих станций при разложении выделяется от 0,054 до 0,07% двуокиси углерода. Восстановительная обстановка (E_h до +200 мВ) наблюдается в придонном слое и верхней части разреза тех станций, на которых гидраты не обнаружены, но керн сильно газонасыщенный с запахом сероводорода (ст. 88-32, 15, 14).

Важно выяснить, какова роль техногенной контаминации воды газом, выделяющимся из гидратов при подъеме грунтовой трубки. Для выявления природной аномалии E_h — pH в придонном слое можно поставить гидрохимическую электрометрическую съемку.

Химический состав воды Южного Каспия исследовался на поднятиях Везирова, Азизбекова, Аби́ха (таблица). Полученные нами данные соответствуют имеющимся в литературе [3, 4].

По ионному составу вода, выделившаяся из гидратов, существенно отличается от морской воды: в ней больше хлора и натрия, меньше магния, калия, сульфатов (таблица), выше общая соленость. Как известно, образование газовых гидратов идет с фракционированием солей, они вовлекают в структуру только молекулы воды, а соли остаются в жидкой фазе породы. На этом основании полученные данные о хлорности и солености воды гидратов позволяют сделать вывод, что гидраты образовывались из раствора, хлорность и соленость которого была существенно выше современной морской воды Каспия.

По химическому составу поровые воды донных отложений не похожи ни на придонные, ни на воды гидратов газа (таблица). В этих водах преобладает также хлор — наиболее подвижный компонент, не сорбируемый породой и не образующий солей, выпадающих в осадок. Наиболее высокую хлорность имеют поровые воды из гидратоносных отложений вулкана Элм (поднятие Азизбекова) — 20,7 г/л — 56,4 г/л (станции 88-17-1, 88-18А-1 соответственно). В то же время как вода из гидратов этих станций имеет хлорность 13,2—13,4 г/л, а придонная 5,5—5,6 г/л, вода из отложений с косвенными признаками газогидратоносности этой площади (ст. 88-14, 15) имеет хлорность 8,3—16,9 г/л, из негидратоносных отложений (без косвенных признаков газонасыщенности — ст. 88-48-2) хлорность — 6,0 г/л. Аналогичную картину можно описать на поднятии Везирова на вулкане Буздаг (таблица). Эти данные, несомненно, свидетельствуют о том, что поровые воды верхней части разреза не имеют родства с придонными водами, они поступили с глубины, это грязевулканические воды. Об этом свидетельствует также и характер нарастания хлорности с глубиной.

Разбавление — концентрирование вод из гидратоносных отложений — связано с гидратосодержанием пород. Чем больше пластинок гидратов мы отберем для исследования из части разреза, тем выше концентрация оставшейся поровой воды. К сожалению,

Результаты химического анализа проб воды

№ п/п	Местоположение, станция, глубина	Источник воды	pH	Eh mv	Химический состав, мг/л						
					Cl	So ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Поднятие Азизбекова, влк. Элм, ст. 88-18А-1	Вода из газовых гидратов	—	—	13410	—	60,00	8604	99,6	268,5	410,7
2	Поднятие Азизбекова, влк. Элм, ст. 88-18-В	»	—	—	13269	—	—	—	—	424,9	699,8
3	Поднятие Везирова, вкл. Буздаг, ст. 86-7Б-5	»	8,36	—398	708	967	366	4871	52	159	181
4	Поднятие Везирова, вкл. Буздаг, ст. 86-7Б-4	»	8,28	—284	1016	469	671	8600	55	124	266
5	Поднятие Азизбекова, влк. Элм, ст. 88-17А-1, инт. 0—20 см	Поровая вода из гидратоносных отложений	8,10	—700	22994	559,6	1452	14778	73,9	80,2	243
6	Поднятие Азизбекова, влк. Элм, ст. 88-18-1, инт. 0—20 см	»	7,75	—1100	27557	—	1012	15903	210	280	942
7	Поднятие Азизбекова, влк. Элм, ст. 88-71-1, инт. 0—45 см	»	8,22	+75	20782	637	1696	13826	95,7	80,2	272
8	Поднятие Азизбекова, влк. Элм, ст. 82-18А-1, инт. 0—40 см	»	7,85	—250	56379	362	244	33380	154	1154	1083
9	Поднятие Азизбекова, ст. 88-14-1, инт. 0,0—0,20 м	Поровая вода из газонасыщенных отложений	7,75	+175	8320	2304	622	4925	131	360	554
10	Поднятие Азизбекова, ст. 88-14-2, инт. 0,20—0,50 м	»	8,00	+400	10	251	—	915	6884	272	292
11	Поднятие Азизбекова, ст. 88-15-1, инт. 0—20 см	»	8,40	+250	10953	729	1220	6780	116	104	333
12	Поднятие Азизбекова, ст. 88-15-2, инт. 30—50 см	»	8,60	+50	16991	—	1244	—	—	264	122

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
13	Поднятие Везирова, влк. Буздаг, ст. 86-7Б-1, инт. 10—15 см	Поровая вода из гидратоносных отложений	7,66	+135	39580	115	854	27002	143	323	1072
14	Поднятие Везирова, влк. Буздаг, 86-7Б-2, инт. 90 см	»	7,79	+146	41060	239	976	27899	137	457	1069
15	Поднятие Везирова, влк. Буздаг, ст. 86-7Л-1, инт. 0,0—120 см	»	7,45	+61	36820	424	793	22557	84	701	1042
16	Поднятие Везирова, влк. Северный, ст. 88-48-2, инт. 0—20 см	Поровая вода из негидратоносных отложений	7,80	+275	6038	2753	293	3457	471	409	642
17	Поднятие Везирова, влк. Северный, ст. 86-3-1, инт. 0,5—15 см	»	8,34	—388	5950	650	1220	3323	118	94	577
18	Поднятие Везирова, влк. Северный, ст. 86-3-2, инт. 60—85 см	»	8,42	+76	6660	304	915	3086	118	109	586
19	Поднятие Абиha, ст. 88-31-1, инт. 30—50 см, гл. 694 м	»	7,75	+220	6178	2839	329	3657	127	280	666
20	Поднятие Азизбекова, ст. 88-15	Морская вода из придонного слоя	7,20	+325	5469	3091	239	3188	87	339	749
21	Поднятие Азизбекова, ст. 88-17А	»	6,42	+200	5640	3055	373	3294	94	363	752
22	Поднятие Абиha, ст. 80-35, гл. 701 м	»	8,60	+300	5373	3138	251	3242	97	362	801
23	Поднятие Азизбекова, влк. Северный, ст. 88-48	»	7,70	+250	5333	3147	249	3293	90	326	848
24	Абиссаль, гл. 765 м, инт. 1,2—1,6 м	Поровая вода	7,85	+178	5490	650	2013	3501	50	97	—

Примечание. Прочерк означает, что химический элемент не определен.

у нас нет химических данных, характеризующих всю жидкую фазу осадка (поровые воды плюс вода от разложившихся в разрезе гидратов). Исследования подобного рода могут дать возможность разработать метод оценки гидратоносности по гидрохимическим данным. Эта связь представляется достаточно сложной, так как возможна модель фильтрации в зону гидратообразования только газа, а возможно, и газа, растворенного в воде. Прямых данных о гидрохимическом разрезе грязевых вулканов Южного Каспия нет. В монографии Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой (1962) приводятся сведения о поровых водах продуктивной толщи и пластовых водах глубоких скважин. Исследованные нами поровые воды гидратоносных отложений ближе всего к пластовым водам апшеронского яруса с минерализацией 203 г/л, хлорностью 124,6 г/л. Эти воды можно рассматривать как верхний предел для источника грязевулканических вод Буздага и Элма. Такая высокая хлорность вод, сосуществующих с гидратами, дает возможность оценить гидратосодержание 40—60 %.

Таким образом, характерной особенностью этих скоплений является то, что они находятся на малой глубине, кровля, практически, начинается у дна. Кроме того, эти скопления контролируются кратерным полем и могут быть распространены на значительную площадь в зависимости от размеров вулкана и сохранности или размытости его конуса. На сейсмоакустических профилях поднятий Везирова, Азизбекова, Абиha было выделено 11 вулканических образований. Грязевулканические отложения в пределах Южно-Каспийской впадины резко отличаются от других фракций верхней части осадочного чехла. Представлены они алевроитом глинистым. Была проведена серия экспериментов с определением гранулометрического состава гидратоносных отложений и влияния электролитов на состояние осадка с обработкой образцов в ультразвуковом встряхивателе и с добавкой электролита различной концентрации.

Результаты опытов показали, что эти отложения представляют собой высокодисперсную глинистую массу с содержанием частиц диаметром 0,001—0,003, достигающим 80%, в естественных условиях агрегированы и имеют устойчивое распределение по размерности зерен независимо от природы электролита. Обработка глинистого осадка ультразвуком приводит к разрушению глинистых агрегатов, причем диспергация зависит от периода обработки во встряхивателе. Эти скопления газовых гидратов имеют фильтрогенное происхождение: образовались путем фильтрации газа свободного либо водорастворенного из продуктивной толщи в зону соответствующих температур и давлений, которая называется зоной стабильности газовых гидратов. В нашем случае нижняя граница этой зоны пока не известна.

В процессе дальнейших геологоразведочных работ будут окуптурены площади распространения газовых гидратов и мощности зоны газогидратообразования. В конечном итоге будут подсчита-

ны запасы этого полезного ископаемого. Но одновременно с развитием всех геологических этапов работ включая добычной необходимо предусмотреть природоохранные мероприятия.

Все известные в настоящее время способы добычи газовых гидратов включают снижение давления в залежи, нагревание ее и механическое разрушение. Самый реальный способ — термогидравлический. Это карьерный способ, при котором производят механическое разрушение залежи струей воды.

Сегодня уже ясно, что при нарушении природных условий в процессе добычи мы будем иметь на дне Южного Каспия мощную зону сероводородного заражения при повышенной за счет грязевулканических вод солености и хлорности, взмученную за счет разрушения агрегатов глинистых частиц вулканических брекчий. Разложение газовых гидратов и всплывание их может заразить мощную толщу воды, а не только придонную зону. Природоохранные мероприятия должны быть разработаны таким образом, чтобы не пострадал рыбный баланс моря, а также инженерные сооружения, так как одновременно увеличится степень коррозионной агрессивности морской воды за счет сероводорода и хлора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефремова А. Г., Гритчина Н. Д. Газогидраты в морских осадках и проблема их практического использования. — Геология нефти и газа, 1981, № 2, с. 32—35.
2. Гинсбург Г. Д., Грамберг И. С., Гулиев И. С. Подводногрязевулканический тип скопления газовых гидратов. — Докл. АН СССР, 1988, т. 300, № 2, с. 416—418.
3. Тагеева Н. В., Тихомирова Н. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков (на примере осадков Каспийского моря). Изд-во АН СССР, 1982.
4. Бруевич С. В. Проблемы химии моря. — М.: Наука, 1978.

УДК 502.55(204) + 556.338

И. В. БОЛОТНИКОВА (ЛГМИ),
И. К. НЕЖДАНОВА, Ю. П. СУЕТИН (ЛГУ)

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ СНЕГОВОГО ПОКРОВА ПРОМЫШЛЕННОГО ГОРОДА

Многогранное воздействие человека на природу приняло столь значительные масштабы, что состояние окружающей среды стало неуклонно изменяться. Наиболее активно воздействие человека на природу проявляется в промышленных городах. Именно в них наиболее интенсивно загрязняется атмосфера. Источниками загрязнения являются газовые выбросы из труб промышленных предприятий, теплоцентралей, электростанций, железнодорожный, автомобильный и авиатранспорт, доменные печи, котельные, вентиляционные установки научных, учебных, производственных лабо-

раторий и цехов. Воздушный бассейн городов загрязняется твердыми, жидкими, газообразными аэрозолями.

Особенностью промышленных городов с различным характером производств является совместное проявление многочисленного и разнообразного воздействия разных источников загрязнения, материал которых действует не просто суммарно, а взаимодействует между собой, создавая продуктами этих реакций дополнительную химическую нагрузку на городской ландшафт.

Исключительно важную информацию о состоянии окружающей среды можно получить при изучении химического состава снежного покрова, так как он в условиях холодной зимы (без продолжительных оттепелей) является функцией загрязненности воздуха [1]. В период снегостава, который длится 3—4 месяца, наблюдается как бы усреднение всех случайных влияний на распределение химических элементов по городской территории. При всем разнообразии направлений и силы ветров в процессе разброса загрязнителей доминировать будет преобладающее направление ветров в этот период. При этом суммируются такие нормальные и аварийные выбросы, которые могут быть пропущены при отборе разовых воздушных проб. Воднорастворимая составляющая снежной пробы обладает высокой подвижностью при переходе в другие геосферы, поэтому представляет наибольший интерес для исследования.

Отбор проб производился в конце зимнего периода. Пункты опробования были выбраны вдали от проезжей части улиц и тротуаров: в скверах, садах, парках, дворах. Снег в пробу отбирался по всему вертикальному разрезу покрова, чтобы охватить все слои залежалого, уплотнившегося, настоящего снега. Опробование проведено по всей территории города, а для сравнения отобрана серия проб за его пределами (фоновые пробы). Снег растапливался при комнатной температуре и отфильтровывался через фильтр «синяя лента». Содержание макрокомпонентов устанавливалось объемными титриметрическими методами по существующим общепринятым методикам [2].

Таблица 1

Химический состав снега, мг/л

Компоненты	Статистические параметры					
	городские			фоновые	коэффициенты	
	$C_{\min}$	$C_{\max}$	$C_{\text{ср}}$	$C_{\text{ф}}$	$k_1 = \frac{C_{\text{ср}}}{C_{\text{ф}}}$	$k_2 = \frac{C_{\max}}{C_{\text{ф}}}$
Минерализация	10	895	42,5	14	3	64
Гидрокарбонат-ион	1,1	62,2	7,5	2,3	3,2	2,7
Сульфат-ион	2	42	7,7	4,9	1,6	8,5
Хлор-ион	0,7	464,3	10,5	1,4	7,5	331
Кальций-ион	0,2	29	3,6	1,6	2,2	18,1
Магний-ион	0,01	16,5	1,1	0,58	1,9	2,8
Натрий + калий	0,6	301	7,8	1,5	5,2	201

Химический состав городского снега существенно отличается от фоновых проб, что наиболее характерно для величин минерализации, ионов хлора и ионов щелочных металлов ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) (табл. 1).

Минерализация в абсолютном большинстве проб (89%) характеризуется десятками мг/л. При этом лишь 18% проб близко

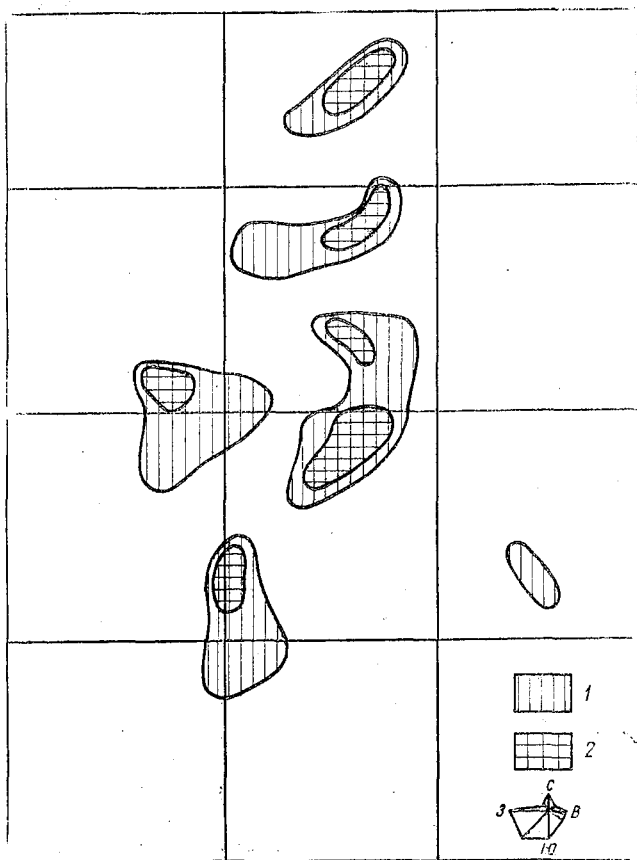


Рис. 1. Карта минерализации снегового покрова городской территории, мг/л: 1 — от 25 до 45, контрастность относительного фона 2—3; 2 — более 45, контрастность относительно фона более 3 (до 64)

к фоновому уровню (менее 20 мг/л) и около 11% проб имеют значения более 100 мг/л. Поля с высокой минерализацией снегового покрова на территории города образуют отдельные локальные участки и обусловлены, вероятно, посыпкой тротуаров и про-

езжей части улиц солью, перенесенной ветром в скверы и сады. Их расположение соответствует преобладающему направлению ветров (рис. 1). Это положение подтверждается тесной корреляционной связью минерализации с ионами ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) и Cl^- (табл. 2).

Таблица 2

Корреляционный анализ химического состава снега промышленного города
(133 пробы)

Компоненты	Минерализация	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Ca^{2+}
Минерализация	1						
Хлор-ион	0,98	1					
Гидрокарбонат-ион	0,56	0,44	1				
Сульфат-ион	0,77	0,73	0,46	1			
Магний-ион	0,44	0,40	0,38	0,34	1		
Натрий + калий	0,99	0,996	0,47	0,73	0,40	1	
Кальций-ион	0,77	0,68	0,75	0,74	0,46	0,67	1

Превышение среднегородских содержаний минерализации над фоном — в 3 раза, а в максимально-аномальных участках — более чем в 60 раз.

Распределение содержаний анионов по городской территории неодинаково (рис. 2). Концентрации хлор-иона в снеге повторяют картину распределения минерализации. Поля максимальных концентраций Cl^- (сотни мг/л) расположены на тех же участках, что и минерализация. Поэтому тесная корреляционная связь хлор-иона установлена с натрием, несколько меньшая — с сульфат-ионом и кальций-ионом. Средние содержания хлор-иона по городу превышают фоновый уровень почти в 8 раз, а в максимально-аномальных точках более чем в 330 раз.

Содержания сульфат-иона (SO_4^{2-}) в снеге в среднем по городу выше фона в 1,6 раза. Повышенные концентрации сульфат-иона образуют на городской территории обширные поля с максимальными концентрациями (десятки мг/л) в центральной части и к югу от нее, где расположена крупная промышленная зона. Здесь превышение концентраций над фоном возрастает до 8,5 раз.

Среднегородское содержание гидрокарбонат-иона (HCO_3^-) превышает фоновый уровень в 3 раза. Гидрокарбонат-ион образует обширные поля повышенных содержаний по всей городской территории с максимальными значениями на тех же участках, где отмечались высокие концентрации хлор-иона, сульфат-иона, кальция, магния, натрия.

Распределение содержаний катионов по площади города в целом сходно с положением полей повышенных концентраций анионов, отличие лишь в более локальном распространении (рис. 3). Средние содержания ионов щелочных металлов ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) на тер-

ритории города выше фоновых более чем в пять раз, а в максимально-аномальных точках более чем в 200 раз.

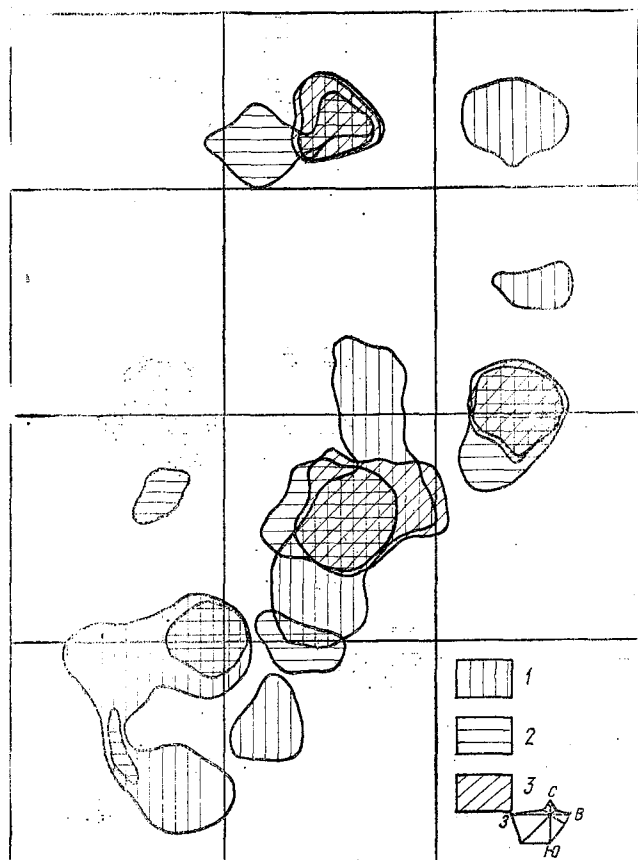


Рис. 2. Карта химического состава снегового покрова (HCO_3 , SO_4 , Cl) городской территории, мг/л.

Содержание гидрокарбонатного иона: 1 — более 8, контрастность относительно фона более 3.

Содержание сульфатного иона: 2 — более 8, контрастность более 2.

Содержание хлоридного иона: 3 — более 33, контрастность относительно фона более 8.

Количества кальций-иона (Ca^{2+}) в снеге в среднем по городу более чем в 2 раза превышают фоновый уровень. Наиболее тесно он связан с минерализацией, гидрокарбонат-ионом, сульфат-ионом, менее с хлором, натрием. Поля повышенных содержаний кальций-иона протягиваются с юго-запада на северо-восток. Максималь-

ные концентрации кальция установлены в тех же пунктах, где отмечены высокие содержания хлор-иона и $(Na^+ + K^+)$.

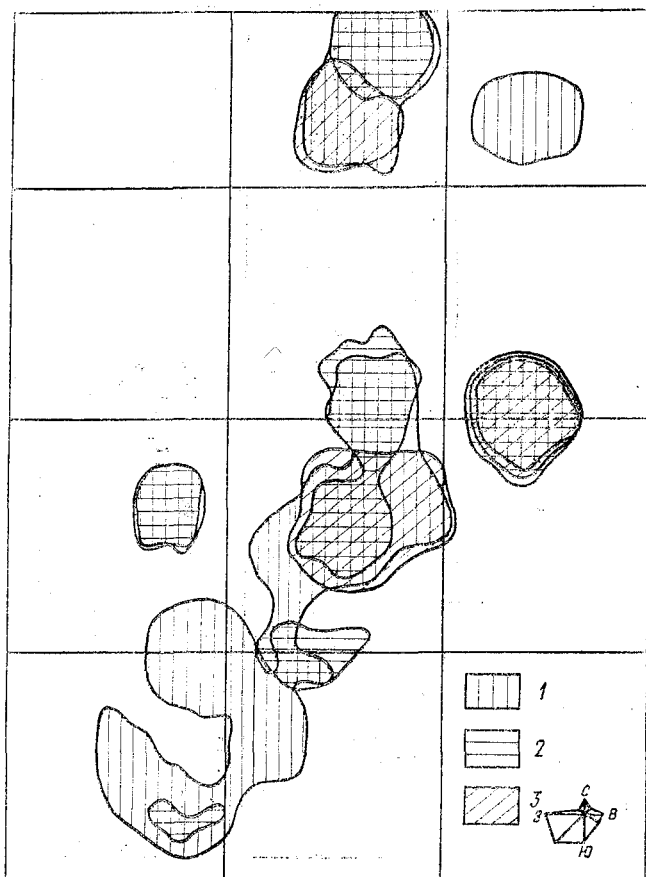


Рис. 3. Карта химического состава снегового покрова (Ca, Mg, Na+K) городской территории, мг/л.
 Содержание кальция: 1 — более 4, контрастность относительно фона более 2.
 Содержание магния: 2 — более 2, контрастность относительно фона более 2.
 Содержание натрия и калия: 3 — более 8, контрастность относительно фона более 5.

Среднегородские содержания магний-иона (Mg^{2+}) характеризуются примерно двукратным превышением фона, а в максимально-аномальных участках — почти втрое. Корреляционная связь катиона магния с остальными компонентами химического состава

снега довольно слабая и колеблется от 0,34 до 0,46. Следовательно, поступление магния в атмосферу происходит в общем техногенном потоке.

Величина рН снега изменяется от 5,0 до 9,3, но в большинстве случаев составляет 5,8—6,5. В городе наблюдается тенденция подщелачивания снегового покрова, что связано с различным влиянием на величину рН производств: зольные выпадения ГРЭС, ТЭЦ, котельных подщелачивают снег, а химические, металлургические и другие предприятия подкисляют атмосферные осадки [3].

Сводные данные по общему химическому составу снега, отраженные на графике-квадрате А. А. Бродского (табл. 3), показывают, что наибольшим распространением пользуются сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые, кальциево-натриевые воды (62% проб) с величиной минерализации от 20 до 60 мг/л. Хлоридно-натриевые воды с минерализацией более 100 мг/л имеют подчиненное значение.

Таблица 3

График химического состава талого снега промышленного города
(по А. А. Бродскому)*

Катионы	Анионы					
	HCO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻		Cl ⁻	
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Ca ²⁺ Mg ²⁺ Na ⁺	2	4 11	12	1	<1 <1	
Na ⁺ Ca ²⁺ Mg ²⁺	1 1	11 1	28 1	6	8	8
Mg ²⁺ Ca ²⁺ Na ⁺		1 <1				

* Цифры в заштрихованных квадратах означают проценты от общего числа проанализированных проб.

Таким образом, в снеговом покрове города распределение содержаний компонентов общего химического состава чрезвычайно неравномерно и соответствует «розе ветров». Наиболее высокая минерализация возникает за счет обогащения его солью (хлоридом натрия), попутно с которой поступают сульфаты кальция. С аэротехногенными потоками в большей степени поступают сульфат- и гидрокарбонат-ионы, а также кальций-ион и магний-ион. Фоновый уровень по многим компонентам химического состава (минерализация, сульфат-ион, кальций-ион), подсчитанный по пригородным пробам, значительно (примерно на порядок) превышает содержания этих элементов в снеге биосферного заповедника [4], что свидетельствует о загрязняющем влиянии городов на значительном расстоянии.

При большом разнообразии и высокой насыщенности предприятиями, расположенных в тесном соседстве друг с другом, в пределах исследуемого промышленного города уверенно выявить отдельные источники поступления тех или иных компонентов не представляется возможным. Это можно сделать в небольших городах с ограниченным количеством отдельно стоящих предприятий. Установлено [3], что вдоль автомагистралей отмечается повышенное содержание хлор-иона, сульфат-иона; вблизи тракторных, радиаторных и машиностроительных заводов — сульфат-иона, гидрокарбонат-иона, хлор-иона, кальций-иона, ионов натрия и калия; вокруг ГРЭС, ТЭЦ — ионов щелочных металлов ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) и кальция.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов А. И., Дроздова В. М. Исследование химического состава снега вокруг Ленинграда. — Тр. ГГО, 1975, вып. 352, с. 208—212.
2. Унифицированные методы анализа вод. — М.: Химия, 1973, с. 376.
3. Хомич В. С., Оношко М. П. Химический состав снеговых вод некоторых локальных природно-техногенных комплексов Белоруссии. — В сб.: Геохимические методы мониторинга. — Минск: Наука и техника, 1980, с. 71—77.
4. Кочур А. Н., Луценко Т. М. Снег как индикатор техногенного воздействия на ландшафт при организации геохимического мониторинга. — В сб.: Влияние промышленных предприятий на окружающую среду. — Пущино, 1984, с. 93—94.

УДК 551.577.2(519.3)

КИМ ГИ СУН

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ЗАПАДЕ КНДР В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД ГОДА

В статье в сжатой форме рассматривается карта атмосферных осадков запада КНДР в период с XI—III месяц. Карта составлена по данным метеостанций, имеющих длительный период наблюдений и расположенных в различных высотных зонах.

Данные об атмосферных осадках необходимы для решения целого ряда задач: воднобалансовые и воднохозяйственные расчеты, мелиоративные мероприятия, дорожно-транспортное строительство и т. д. Территориальное распределение осадков в КНДР, особенно в западной ее части, изучено слабо: по существу не вскрыты не только общезональные закономерности, но и местные особенности.

Для ликвидации этого пробела была предпринята попытка изучения некоторых характеристик атмосферных осадков в холодный период года (IX—III месяцы) — периода, наиболее лимитирующего минимальный поверхностный речной сток. Решение этой задачи выполнялось на основе данных первичных измерений сумм осадков P , мм по 21 гидрометеорологическим станциям, расположенным в различных районах запада КНДР.

Продолжительность рядов по P (мм) на рассматриваемых станциях различная: на большинстве из них (15 станций) она составляет 23 года (1961—1983 гг.), на некоторых (6 станций) — 28 лет (1956—1983 гг.). Поэтому первоочередной стала задача по приведению исходных данных об P к единому ряду, продолжительностью в 28 лет. В основу приведения рядов был положен регрессивный метод. В этих целях на ЭВМ (ЕС-1033) рассчитывались парные коэффициенты корреляции сумм осадков всех возможных комбинаций станций $r(P)$. Из общего числа 210 комбинаций оказалось для 20 пар станций значения $r(P)$ находятся в пределах 0,90—0,96, для 38 пар от 0,85 до 0,89, для 31 пар от 0,80 до 0,84 и для 48 пар величины $r(P)$ были в пределах 0,75—0,79. Причем характерно, что значения $r(P)$ зависят не только от времени (месяца), но и от высоты станции над уровнем моря H (м). Обычно для января и февраля $r(P)$ выше, чем это характерно для ноября, декабря и марта.

В ходе расчета $r(P)$ были оценены средние многолетние суммы осадков за каждый месяц холодного периода года $\bar{P}$ и средние квадратические отклонения $\sigma(P)$ по всем 6 станциям с 28-летним периодом наблюдений. Это дало возможность составить уравнения линейной регрессии между осадками станций с длинными и короткими рядами. По этим уравнениям было осуществлено приведение наблюдений к единому периоду.

Как известно [1, 2, 3, 4], атмосферные осадки в ряде физико-географических районов неплохо коррелируют с высотой местности. Применительно к рассматриваемому району коэффициент этой корреляции $r(P, H)$ наибольших значений (0,91) достигает в ноябре — декабре, наименьших (0,67) — в январе — марте. Такие высокие значения $r(P, H)$ позволили получить расчетные графики зависимости $P=f(H)$ для каждого месяца холодного периода года. В качестве примера на рис. 1 приведена такая зависимость для всего холодного сезона. При этом значения P изменялись от 108 до 146 мм, высоты H — от 14 до 227 м. Ошибка в расчете P по этой связи в среднем составляет 3,6%.

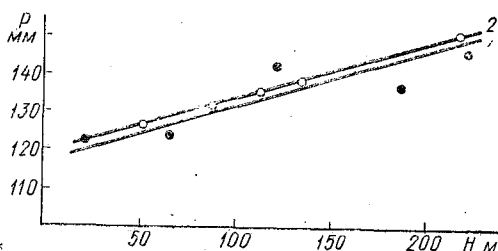


Рис. 1. Зависимость суммы атмосферных осадков от высоты рельефа местности по эмпирическим (1) и расчетным (2) данным

На основе приведенных данных построена карта среднемноголетних сумм атмосферных осадков на конец марта (рис. 2). Из этой карты видно, что распределение атмосферных осадков по территории запада КНДР в основном имеет меридиональный характер: их сумма увеличивается от 100—110 мм на западе до 145—150 мм в горных районах восточной части КНДР. Изолинии в

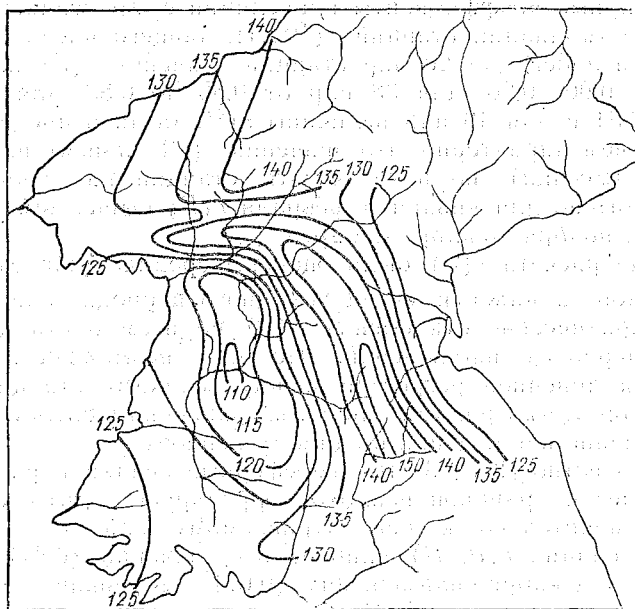


Рис. 2. Карта сумм атмосферных осадков (мм) на конец холодного периода года

110, 115 и 120 мм на западе территории относятся к равнинному практически замкнутому понижению речной долины р. Дэдонгана. Вертикальный градиент осадков в среднем составляет 15 мм на каждые 100 м высоты. Причем P изменялись от 120 до 150 мм, абсолютные отметки — от 20 до 220 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1950.—487 с.
2. Дмитриев Н. В. Характеристика распределения средних месячных сумм осадков по территории СССР. — Тр. ЦИПа, 1961, вып. 108, с. 23—30.
3. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Л., изд. ЛГУ, 1956.—299 с.
4. Дроздов О. А. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. — Л.: Гидрометеиздат, 1957.—491 с.

РАСЧЕТ КОНДЕНСАЦИИ АТМОСФЕРНОЙ ВЛАГИ В ПОРИСТЫХ ПОЧВАХ ПО ДАННЫМ ТЕМПЕРАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Одним из аспектов сохранения, рационального использования и контроля природной среды является точный учет вод. Обычно это производится на основе уравнения водного баланса. Важной составляющей приходной части водного баланса является конденсация атмосферной влаги в пористых почво-грунтах. Осуществление оперативного прогноза этой составляющей связано с учетом множества переменных граничных условий, что решено на основе классической теории конденсации [1] для поверхности почвы. При этом в глубинных слоях эта теория, как правило, не работает. Вмесе с тем учет особенностей движения влажного воздуха в пористых почво-грунтах и температурного режима позволяет обосновать возможность конденсации атмосферной влаги на некоторой глубине в соответствии с «эффектом Томпсона». При этом вогнутые поверхности водяных манжет между частицами пористого материала [2] служат поверхностями, на которых происходит конденсация в условиях превышения температурной точки росы. Экспериментальное определение объемов конденсации на основе уравнения Томпсона существенно затруднено из-за трудности и незначительной точности определения входящих в него параметров давления насыщающих паров над искривленной поверхностью и кривой этой поверхности.

Вместе с тем эта оценка может быть произведена косвенным путем на основе теплового баланса, составленного для слоя конденсации с привлечением минимума исходной информации.

$$Q_0 = Q_1 \pm Q_2,$$

где Q_0 — количество тепла, пришедшее к слою при совместном действии факторов испарения, конденсации и теплопроводности; Q_1 — внешние источники тепла; Q_2 — внутренние источники тепла, связанные с процессами фазового перехода.

При этом количество тепла, прошедшее через изотермическую поверхность S за время dt по закону Фурье может быть выражено как

$$Q_1 = \int_S \int_{\tau} \lambda \frac{\partial t}{\partial n} dS d\tau,$$

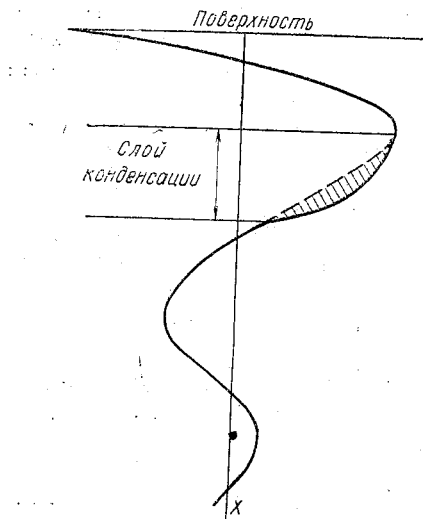
где λ — коэффициент теплопроводности, $\frac{\partial t}{\partial n}$ — градиент температуры по нормали к изотермической поверхности.

Количество тепла, расходуемое при испарении или выделяющееся при конденсации, может быть выражено как

$$Q_3 = rm,$$

где r — скрытая теплота фазового перехода; m — масса испарившейся или сконденсировавшейся влаги.

Графически это можно представить на основе рисунка, где сплошной линией указано фактическое распределение температуры в почве, пунктиром отмечен температурный режим без учета процессов фазового перехода. Тогда заштрихованная площадь характеризует теплоту фазового перехода.



Характерный ход температуры по глубине при конденсации атмосферной влаги

Таким образом, задача определения конденсации на основе температурного разреза сводится к определению «идеального» температурного режима без учета процессов фазового перехода.

Согласно многочисленным экспериментальным исследованиям [1, 3] температура поверхности почвы может быть аппроксимирована согласно суточному ходу как

$$t = A \cos(\omega\tau + \varphi),$$

где $A = \frac{1}{2}(t_{\max} - t_{\min})$, φ — фазовый сдвиг температуры; $\omega = \frac{2\pi}{T}$ — период (1 сутки).

Считая пористые почво-грунты однородными изотропными, что особенно характерно для искусственных сооружений (дамбы, отвалы и т. д.), задача может быть сведена к одномерной, так как ход температуры на любой плоскости $y = \text{const}$ будет одинаков из-за сбалансированности тепловых потоков в сечениях $x = \text{const}$.

Так как распределение температуры в начальный момент времени вдоль оси Ox трудно определимо и зависит от многих факторов, предполагается свести рассматриваемую задачу к задаче без начальных условий [3]. Очевидно, что с увеличением глубины влияние суточного хода температуры затухает и на какой-то глубине $x=L$ можно считать $\left. \frac{\partial t}{\partial x} \right|_{x=L} = 0$. Подобный подход был бы

очень удобен тем, что в решении появляется параметр, вариацией которого можно было бы согласовать расчетную температуру с реальной на участке, не подверженном искажающему влиянию фазовых переходов. Однако, как показал анализ реального распределения температуры по глубине на основе трехлетних наблюдений на песчаной дамбе хвостохранилища, этот подход в корне неверен и приводит к отрицательному результату.

Следует рассмотреть задачу для области $x \in [0; \infty]$. Положим, что для $x=L$, $|t - t_{cp}| < \varepsilon$, где ε — погрешность измерения температуры.

Исходя из изложенных соображений, можно сформулировать автомодельную задачу о распространении тепла с заданными граничными условиями первого рода без начальных условий в виде

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}, \quad t(0; \tau) = t_{cp} \cos(\omega\tau + \varphi)$$

$$|t - t_{cp}| < \varepsilon \text{ при } x=L,$$

решение которой имеет вид

$$t(x, \tau) = t_{cp} e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a}} x} \cos\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2a}} x + \omega\tau + \varphi\right).$$

Наибольшую трудность при использовании этой модели вызывает определение коэффициента температуропроводности a . Вместе с тем полученное решение дает метод его определения исходя из следующих соображений. На фиксированной глубине x наблюдается сдвиг фазы косинуса на величину $-\sqrt{\frac{\omega}{2a}} x$, что позволяет при наличии неискаженного влиянием фазового перехода участка температурной эпюры определить величину a для данного состояния почво-грунтов.

Отработка изложенной модели была проведена в ЛГМИ на наливной песчаной дамбе хвостохранилища на основе трехлетних температурных наблюдений. В результате получены следующие выводы.

1. В целях осуществления оперативного прогноза (заблаговременностью 1 сутки) изменениями параметров ω и φ в течение одного месяца можно пренебречь, при этом ошибка в определении объема конденсации не превышает 10%.

2. На основании экспериментальных наблюдений обоснована возможность построения зависимости вида

$$\Delta\Phi = Ae^{-bx},$$

которая определяет совокупность параметров состояния почвогрунтов и может быть использована также в течение одного месяца.

3. Из рассмотренных методов [4] определения коэффициента температуропроводности наиболее устойчивые результаты дает изложенный в данной работе.

4. Полученные в результате расчета объемы конденсации удовлетворительно согласуются с ходом влагосодержания песков в мерзовом слое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Родс А. А., Смирнов В. Н. Почвоведение. — М.: Высшая школа, 1972.
2. Судницын И. И. Закономерности передвижения почвенной влаги. — М.: Наука, 1984.
3. Тихонов А. Н., Камарский А. А. Уравнения математической физики. — М.: Наука, 1966.
4. Лыков А. В. Теория теплопроводности. — М.: Высшая школа, 1967.

Н. Ф. СМЕРНОВА, К. А. ПОДГОРНЫЙ (ЛГМИ)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУРЫ ВОД НЕВСКОЙ ГУБЫ ЗА ПЕРИОД с 1984 по 1987 г.

Невская губа является заключительным звеном водной системы, включающей р. Неву и озера Ладожское, Онежское, Сайма, Ильмень. Режимные особенности этого полузамкнутого мелководного водоема формируются под воздействием множества факторов, среди которых наиболее важными являются поступление вод с Ладожского озера со стоком р. Невы, все более усиливающаяся антропогенная нагрузка, внутриводоемные процессы и до недавнего времени водообмен с Финским заливом. В связи с резким ухудшением качества воды во всей водной системе, а также со строительством комплекса водозащитных сооружений в Невской губе в последнее время особое внимание уделяется комплексным исследованиям в области гидрофизики, гидрохимии, гидробиологии, санитарии с целью выяснения закономерностей процессов, происходящих в Невской губе и в Восточной части Финского залива.

Пространственно-временное распределение водных масс Невской губы за период с 1979 по 1983 г., т. е. до строительства водозащитных сооружений, нами было рассмотрено ранее [8]. Целью настоящей работы стал анализ пространственно-временной струк-

туры вод за период с 1984 по 1987 г., когда осуществлялось перекрытие Северных и частично Южных ворот.

Исходным материалом для нашей работы послужили систематические наблюдения одновременно за комплексом характеристик на определенной сетке станций в Невской губе (рис. 1), проводимые СЗУГКС в связи с проблемой контроля экологического состояния окружающей среды. К сожалению, мы вынуждены ограничиться данными по поверхности, так как регулярные наблюдения на нижележащих горизонтах отсутствуют.

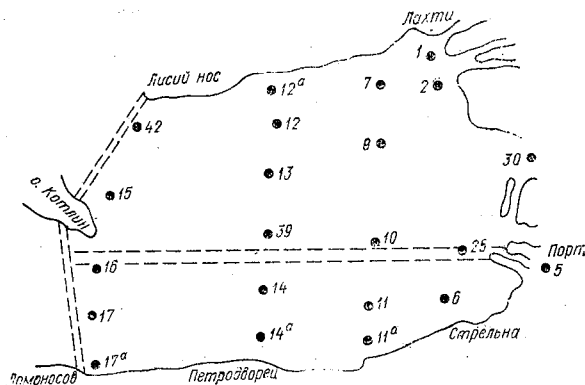


Рис. 1. Общая схема расположения гидрологических и гидробиологических станций в Невской губе.

Для решения поставленной задачи необходимо было преобразовать огромную исходную информацию и свести ее к немногим признакам, достаточно полно характеризующим изучаемый объект. Для решения этого был использован один из методов многомерного анализа — метод главных компонент¹.

Главные компоненты можно трактовать как некоторые случайные переменные, наиболее тесно коррелируемые со всем комплексом исходных переменных и не коррелируемые между собой. Кроме того, главные компоненты обладают важными в прикладном отношении экстремальными свойствами. В частности, они, с одной стороны, наилучшим образом исчерпывают дисперсию многомерной переменной, с другой — обеспечивают наилучшую аппроксимацию этой переменной при заданном числе компонент [7]. Поскольку исходная информация, как правило, имеет различную размерность, матрицу исходных данных преобразовывают путем нормирования, вводя тем самым единый для всех признаков масштаб.

Для характеристики гидрофизического и гидрохимического состояния вод Невской губы в указанный период нами рассматривались следующие 15 показателей: температура, соленость, щелочность, рН, кислород, фосфор минеральный, фосфор общий, азот

¹ Этот же метод был использован и для анализа материалов за период 1979—1983 гг. [8].

(нитритный, нитратный, аммонийный, общий), растворенные соединения минерального кремния, БПК₅, прозрачность и цветность.

Для каждого месяца (с мая по октябрь) за рассматриваемый период были рассчитаны средние многолетние значения растворенного кислорода, нитритного и аммонийного азота, минерального фосфора и БПК₅ по всем станциям на акватории Невской губы, а также получены коэффициенты межгодовой вариации этих параметров (табл. 1).

Обработка исходных данных показала, что первая главная компонента берет на себя около 40% общей дисперсии, вторая не много больше 20%. Таким образом, более 60% поля можно описать всего двумя компонентами, свыше 80% поля описывается первыми четырьмя компонентами. Анализ полученных результатов показал, что основным обобщенным показателем исследуемого района, характеризующего водные массы, является загрязнение биогенными веществами и избыточным содержанием гидрокарбонатов, т. е. в целом структура водных масс аналогична тому, что имело место в 1979—1983 гг. (рис. 2, 3). Изменения носят больше количественный характер. И тем не менее распределение первой главной компоненты по акватории Невской губы ясно свидетельствует о том, что произошли и некоторые качественные изменения. Так, если в период с 1979 по 1983 г. очаговость распределения наиболее ярко проявилась лишь в весенний период (рис. 2), в то время как в летне-осенний период очаговость исчезала и наблюдалась сглаженная картина распределения вдоль берега (рис. 3), то с 1984 по 1987 гг. очаговость сохраняется на протяжении всего периода с мая по октябрь (рис. 4, 5) и захватывает уже не только узкие зоны у побережий, но имеет тенденцию к расширению.

Особенностью вод Невской губы за период с 1979 по 1983 г. было соотношение более соленых и менее соленых вод с максимумом солености 1,46‰ и минимумом 0,07‰. Именно соленость и в некоторой степени кремний, определяли, как правило, вторую компоненту (рис. 2, Б, 3, Б). В эти годы, преимущественно в весенний и осенний периоды, роль биогенных элементов уходила на второй план, и тогда соленость и концентрация кремния становились основными режимными характеристиками. И очень редко, преимущественно в весенний период, соленость и кремний определяли третью компоненту. Такое распределение указанных компонент было связано с различным поступлением более соленых вод из Финского залива и сложившейся системой течений в Невской губе [1].

Выполненный нами анализ за период с 1984 по 1987 г. показал иную закономерность. Так, соленость более не является основным параметром, определяющим структуру второй компоненты. Более того, соленость ни в весенний, ни в осенний периоды не проявляет себя в первой главной компоненте и чаще всего уходит на 3-й и даже 4-й план.

Коэффициенты вариации значений концентраций растворенных веществ в воде Невской губы
(период 1984—1987 гг.)

Вещества	Месяцы	Станции																		
		6	25	7	9	10	11	12	13	39	14	42	15	16	17	11а	12а	14а	17а	5
O ₂ раств	VI	0,02	0,04	0,09	0,06	0,03	0,05	0,06	0,08	0,06	0,11	0,05	0,06	0,08	0,06	0,10	0,10	0,61	0,09	0,32
	VII	0,05	0,08	0,08	0,08	0,10	0,11	0,08	0,06	0,12	0,11	0,09	0,08	0,12	0,05	0,12	0,18	0,22	0,20	0,40
	VIII	0,05	0,07	0,09	0,04	0,05	0,06	0,10	0,03	0,12	0,08	0,05	0,09	0,15	0,15	0,07	0,03	0,10	0,18	0,34
N NO ₂ ⁻	VI	0,75	0,34	0,22	0,39	0,20	0,95	0,86	0,29	0,75	0,92	0,60	0,14	0,73	0,40	1,24	0,70	1,41	0,40	0,50
	VII	0,81	0,42	0,12	0,79	0,46	0,62	0,72	0,94	0,32	0,88	0,57	0,61	0,12	0,58	0,53	1,04	0,86	0,68	0,83
	VIII	0,99	0,48	0,49	0,20	0,67	0,56	0,39	0,34	0,51	0,64	0,36	0,84	0,34	0,63	0,76	1,04	0,71	1,32	0,58
N NH ₄ ⁺	VI	0,37	0,24	0,54	0,58	0,49	0,27	0,39	0,39	0,72	0,37	0,55	0,77	0,90	0,71	1,37	1,18	0,37	0,62	0,24
	VII	0,28	0,23	0,52	0,23	0,32	0,39	0,68	0,69	0,56	0,25	0,86	0,64	0,37	0,53	0,97	0,68	0,54	0,20	0,28
	VIII	0,52	0,23	0,29	0,30	0,26	0,20	0,69	0,58	0,48	1,17	0,87	0,59	0,54	0,72	1,36	1,55	0,73	0,83	0,23
P PO ₄ ⁺	VI	0,58	1,62	1,22	0,98	1,30	1,04	0,46	0,56	0,40	1,37	1,27	0,97	0,36	0,53	1,52	1,66	0,84	0,76	0,28
	VII	1,27	1,47	0,69	1,23	1,43	0,62	0,64	1,88	0,83	0,83	1,32	1,11	0,72	0,35	0,38	0,55	1,14	0,65	0,68
	VIII	0,41	0,65	0,34	0,85	0,46	1,02	1,06	0,96	0,63	1,49	0,81	0,58	0,68	1,16	0,66	0,88	0,94	0,94	1,11
БПК ₅	VI	0,10	0,32	0,52	0,45	0,15	0,11	0,23	0,30	0,25	0,11	0,28	0,21	0,27	0,35	0,35	0,45	0,56	0,60	0,29
	VII	0,46	0,31	0,29	0,48	0,22	0,35	0,40	0,17	0,29	0,42	0,31	0,34	0,21	0,41	0,36	0,51	0,62	0,48	0,15
	VIII	0,72	0,33	0,25	0,08	0,16	0,25	0,56	0,42	0,16	0,07	0,31	0,57	0,38	0,51	0,65	0,56	0,60	0,45	0,07

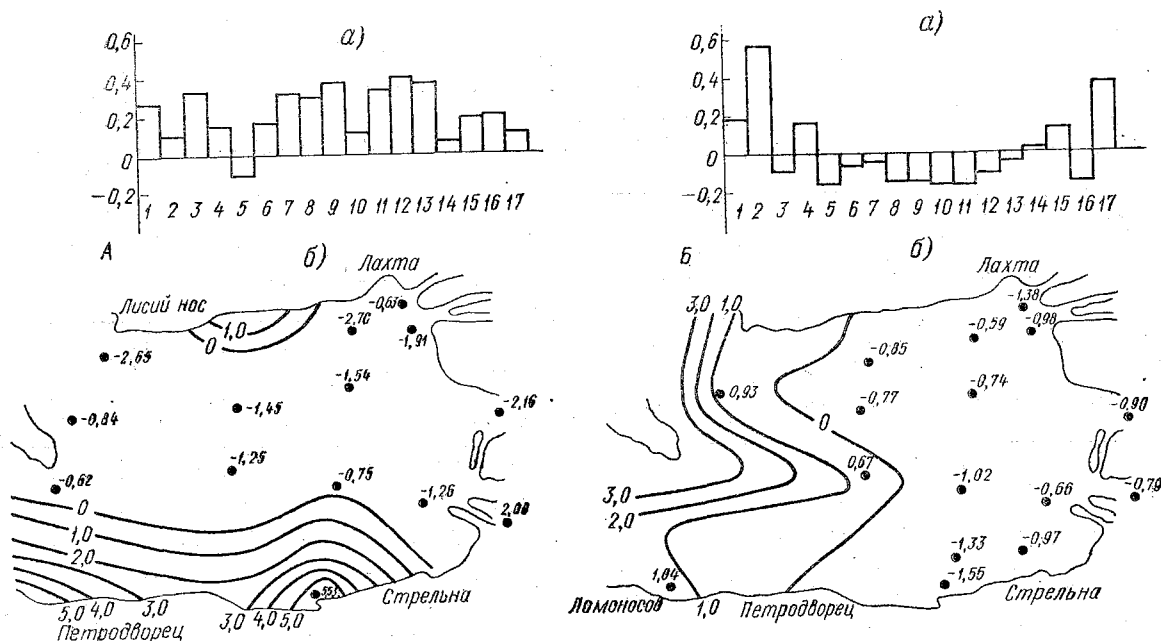


Рис. 2. а) относительная информативность гидрофизических и гидрохимических характеристик в первой (А) и второй (Б) главных компонентах в весенний период (май, 1982).

По оси абсцисс — номер характеристики: 1 — температура; 2 — соленость; 3 — щелочность; 4 — рН; 5 — кислород; 6 — БПК₅; 7 — фосфор фосфатный; 8 — фосфор органический; 9 — фосфор общий; 10 — азот аммонийный; 11 — азот нитратный; 12 — азот нитритный; 13 — азот общий; 14 — фенолы; 15 — детергенты; 16 — нефтепродукты; 17 — растворенные соединения минерального кремния.

По оси ординат — величина вклада каждой характеристики в первую компоненту.
б) характерное распределение первой (А) и второй (Б) главных компонент в весенний период по акватории Невской губы (май, 1982).

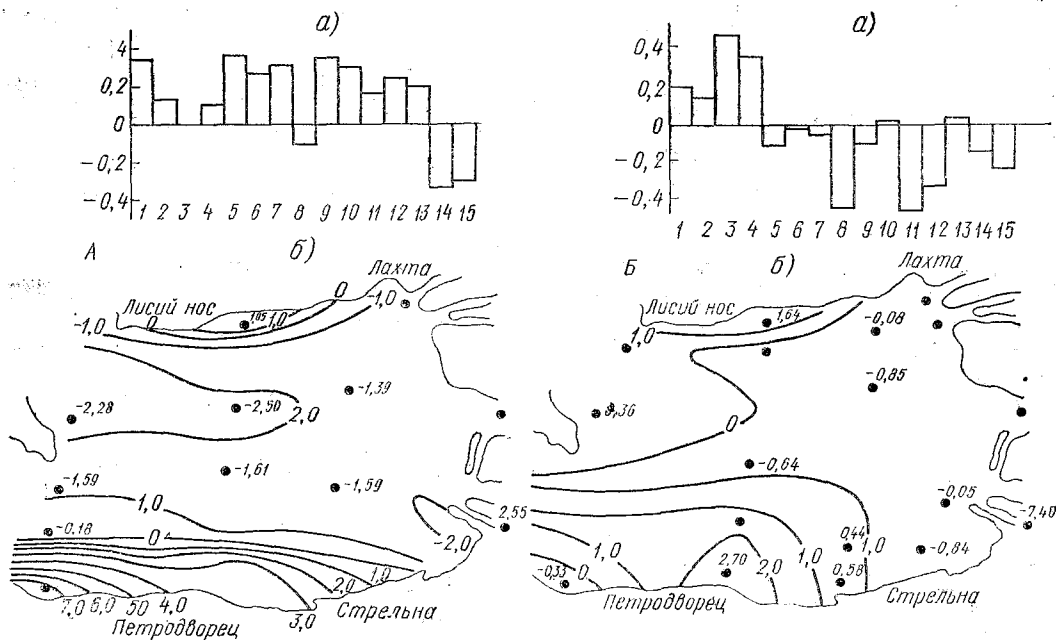


Рис. 4. а) относительная информативность гидрофизических и гидрохимических характеристик в первой (А) и второй (Б) главных компонентах в весенний период (май, 1987). По оси абсцисс — номер характеристики: 1 — температура; 2 — соленость; 3 — кислород; 4 — рН; 5 — щелочность; 6 — фосфор минеральный; 7 — фосфор общий; 8 — растворенные соединения минерального кремния; 9 — азот нитритный; 10 — азот нитратный; 11 — азот аммонийный; 12 — азот общий; 13 — БПК₅; 14 — прозрачность; 15 — цветность.

По оси ординат — величина вклада каждой характеристики в первую компоненту.

б) характерное распределение первой (А) и второй (Б) главных компонент в весенний период по акватории Наровской губы (май 1987).

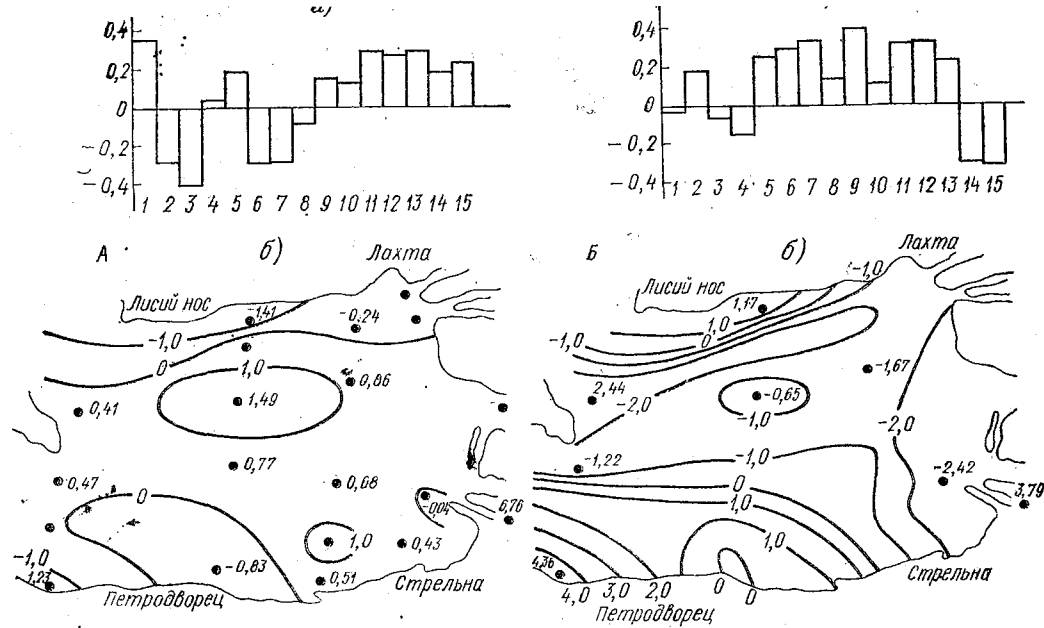


Рис. 5. а) относительная информативность гидрофизических и гидрохимических характеристик в первой (А) и второй (Б) главных компонентах в осенний период (октябрь, 1986).

По оси абсцисс — номер характеристики: 1 — температура; 2 — соленость; 3 — кислород; 4 — рН; 5 — щелочность; 6 — фосфор минеральный; 7 — фосфор общий; 8 — растворенные соединения минерального кремния; 9 — азот нитритный; 10 — азот нитратный; 11 — азот аммонийный; 12 — азот общий; 13 — БПК₅; 14 — прозрачность; 15 — цветность.

По оси ординат — величина вклада каждой характеристики в первую компоненту. б) характерное распределение первой (А) и второй (Б) главных компонент в осенний период по акватории Невской губы (октябрь, 1986).

Во второй компоненте на протяжении всего вегетационного периода определяющими параметрами являются все те же биогенные элементы, кислород, растворенные соединения минерального кремния (роль которых возросла), а в весенний и осенний периоды — температура (рис. 4, Б, 5, Б). Лишь в октябре 1984 и 1985 гг. соленость являлась определяющим фактором во второй компоненте. Структура второй компоненты определяется во многом биогенными веществами. Особенно проявляются аммонийный азот, несколько меньше нитриты и нитраты. Распределение второй компоненты по акватории Невской губы практически совпадает с очаговым распределением первой компоненты. Эти очаги очень устойчивы и сохраняются на протяжении всего рассматриваемого периода с мая по октябрь.

Расчеты средних многолетних значений концентраций растворенного кислорода, аммонийного, нитритного азота, минерального фосфора и БПК₅ за каждый месяц по всем станциям показали, что по сравнению с периодом 1969—1979 гг. заметно снизилось абсолютное содержание растворенного кислорода в воде Невской губы по всей акватории (табл. 1). Особенно это заметно в летние месяцы. Так, средняя концентрация растворенного кислорода за рассматриваемый период в июне составляла 6,48 мл/л, в июле — 6,44 мл/л, в августе — 6,25 мл/л. В мае (8,10 мл/л) и октябре (8,88 мл/л) содержание растворенного кислорода несколько выше летних значений, но оно все же остается существенно меньше уровня значений за период 1969—1979 гг.

Так, по данным Р. А. Нежиховского, содержание растворенного кислорода в зимний период, с декабря по март, составило около 12,3 мл/л, а в летний, с июня по август, 8,9 мл/л [2].

Следует отметить на всей акватории Невской губы наличие очагов с повышенными и пониженными концентрациями кислорода, причем очаговость эта достаточно постоянная и сохраняется на протяжении всего летнего периода. В июне области с пониженными концентрациями кислорода наблюдались в районе Петродворца (5,61 мл/л), в юго-восточной части губы (5,92 мл/л) и особенно низкие значения наблюдались в порту (2,32 мл/л). В июле наиболее низкие концентрации были в юго-восточной части, несколько ниже средних значений — в северо-западной области (6,2 мл/л), но особенно низкие — в порту (1,82 мл/л). В августе опять минимальные концентрации наблюдались в тех же районах: юго-восточная часть губы (5,85 мл/л) и порт — (2,30 мл/л). Районы с повышенным содержанием кислорода также достаточно постоянны. Так, в июне наиболее высокие значения были в юго-западной части и особенно в прибрежной части вблизи Ломоносова (7,0 мл/л). В июле повышенные величины растворенного кислорода отмечались вдоль южного побережья: вблизи Ломоносова (7,76 мл/л), Петродворца (7,67 мл/л). Высокие значения были и вблизи Лисьего Носа (7,67 мл/л). В августе содержание кислорода на акватории выравнивается и очаговость проявляется в мень-

шей мере, однако районы юго-западной части отличаются несколько более высокими значениями (6,58—6,62 мл/л).

Пониженное содержание кислорода отмечается в районах, связанных с большими затратами его на окисление различных по своей природе загрязняющих веществ, количество которых особенно велико именно в этих местах Невской губы. Что касается районов с повышенным содержанием кислорода, то совершенно очевидно, что оно связано, в первую очередь, с активной жизнедеятельностью фитопланктона и высшей водной растительности в этих частях, а во-вторых, с появлением свежих водных масс из восточной части Финского залива, особенно это относится к юго-западной части губы. Следует отметить и тот факт, что за период 1984—1987 гг., хотя и снизились средние величины концентраций растворенного кислорода для всей акватории, но они еще выше нормы ПДК, которая составляет 4,2 мл/л [3, 4, 5, 6]. Однако в отдельных районах, а именно в порту, мы постоянно наблюдаем значения растворенного кислорода намного ниже уровня предельно допустимых норм.

Рассчитанные нами за каждый месяц коэффициенты межгодовой вариации за 1984—1987 гг. по кислороду для всей акватории губы показали, что они снизились по всем станциям, исключая прибрежные районы (ст. 14а, 17а и Морской порт), по сравнению с периодом 1969—1979 гг. (табл. 1, 2). Правда, в июле и августе значения коэффициента вариации несколько увеличиваются по сравнению с июнем, но продолжают оставаться в 1,5—2 раза ниже значений этого показателя за сравниваемый период.

Таблица 2

Коэффициенты вариации значений концентраций растворенных веществ в воде Невской губы

Вещества	Прибрежные зоны I и V		Центральные зоны II, III и IV		Морской торговый порт	
	1969—1979	1984—1987	1969—1979	1984—1987	1969—1979	1984—1987
Растворенный кислород O_2	0,17	0,11	0,17	0,08	0,19	0,35
БПК ₅	0,60	0,50	0,50	0,30	0,60	0,17
$P_{PO_4^{+}}$	0,70	0,88	0,40	0,85	0,80	0,69
$N_{NH_4^{+}}$	0,70	0,60	0,40	0,45	1,20	0,25
$N_{NO_2^{-}}$	1,60	0,88	0,80	0,52	1,60	0,64

При рассмотрении распределения и средних величин нитритного азота, отчетливо видно увеличение его содержания на всех станциях Невской губы в течение всего летнего периода и нали-

чие очагов с особенно высокими значениями. Так, в июне наиболее высокие концентрации наблюдались вблизи Стрельны (0,067 мг/л) и в порту (0,040 мг/л). Ближе к выходу из губы концентрации снижаются: в районе Петродворца они составляют 0,026 мг/л, у Ломоносова 0,019 мг/л. В сравнении с южной частью акватории в районах, расположенных к северу от Морского канала, концентрации нитритов значительно ниже и на общем фоне выделяется район Лисьего Носа, ст. 12 (0,012 мг/л). В июле концентрации нитритного азота повсеместно возросли и составили вблизи Стрельны 0,097 мг/л, в порту 0,044 мг/л, в юго-западном районе 0,028 мг/л. В августе содержание нитритов в воде значительно снизилось и стало более равномерным, однако очаги повышенной концентрации сохранились: в районе Стрельны — 0,037 мг/л, в порту — 0,036 мг/л, в юго-западной части губы — 0,027 до 0,029 мг/л.

Таким образом, постоянно выделяются районы с повышенным содержанием NO_2^- — это районы Ломоносова, Петродворца, Стрельны, порта, Лисьего Носа. По данным 1969—1979 гг. в летний период средние концентрации нитритного азота составляли 0,006 мг/л в целом по акватории [2]. Особенно тяжелая ситуация складывается в порту и юго-восточной части губы, где содержание нитритов по сравнению с 1969—1979 гг. возросло в 8—12 раз. Как известно, нитритный азот является промежуточным продуктом нитрификации и очень нестойким. Поэтому содержание его в воде в большом количестве указывает на усиленное разложение органических остатков и задержку окисления нитритного азота в нитратный, что вне всякого сомнения свидетельствует о загрязнении водоема.

Сравнивая средние многолетние значения NO_2^- с его предельно допустимыми концентрациями, отмечаем, что в июне в центральной части Невской губы и у северного побережья содержание нитритов составило 0,2—0,5 ПДК, у южного — близко к ПДК, за исключением Стрельны и Петродворца, где наблюдалось превышение ПДК в 1,5—3,0 раза. В июле у южного берега содержание нитритов превышает ПДК уже в 1,5—5,0, в августе — в 1,5—2,0.

Анализ коэффициентов вариации за последний ряд лет по сравнению с 1969—1979 гг. (табл. 2), показал, что они снизились в 1,5—2 раза по всей акватории Невской губы, а это, безусловно, свидетельствует об ухудшении процессов самоочищения, усилении загрязнения и его стабилизации во времени и в пространстве, что превращает водоем, особенно южную его часть, в застойную зону.

Характер распределения по акватории аммонийного азота и его концентрации за наблюдаемый период в целом вполне сравнимы с данными за 1969—1979 годы. Исключением является Морской порт, в котором на протяжении всего летнего периода отмечались высокие концентрации аммонийного азота: в июне — 0,63 мг/л, в июле — 0,68 мг/л, в августе — 0,56 мг/л. Несколько

более высокие, по сравнению с другими районами, концентрации NH_4^+ наблюдались и в районе Лисьего Носа, причем практически без особых изменений в течение трех месяцев (0,20—0,26 мг/л).

Средние величины аммонийного азота в летний период 1984—1987 гг. составили 0,2—0,5 ПДК. Количество аммонийного азота за летний период 1969—1987 гг. в целом по Невской губе было около 0,49 мг/л [2].

В отношении коэффициентов вариации для аммонийного азота следует отметить определенную тенденцию к уменьшению по сравнению со значениями за период 1969—1979 гг. (табл. 2). Прослеживается временной ход с минимумом в июле (табл. 1).

Относительно минерального фосфора прослеживается та же очаговость в распределении: наивысшие концентрации в июне наблюдались в районе Стрельны (0,05 мг/л), Петродворца (0,032 мг/л), Ломоносова (0,035 мг/л). В июле концентрации фосфора снизились, но распределение осталось тем же. В августе наблюдались наиболее высокие концентрации минерального фосфора в порту (0,046 мг/л) и Ломоносове (0,019 мг/л), а также на ст. 12, вблизи Лисьего Носа.

Коэффициент вариации для минерального фосфора претерпел явные изменения по сравнению с 1969—1979 гг., особенно в районе центральной зоны (табл. 2) имеется сезонная изменчивость (табл. 1). Так, в июле коэффициент вариации был максимально высоким. Содержание минерального фосфора в рассматриваемый период составило 0,2—0,5 ПДК.

С данными по кислороду и нитритам, их изменчивостью во времени и пространстве полностью согласуются данные по БПК₅. Высокие значения БПК₅ отмечались по всей акватории с локализацией их в прибрежных районах Ломоносова, Петродворца, Стрельны, в порту и Лисьем Носу.

Концентрация растворенных органических веществ, характеризуемых величиной БПК₅, в июне была близка к ПДК (2 мгО/л) в центральных областях губы и у северного побережья и в 1,5—2,0 раза выше ПДК у южного побережья. В июле центральная часть акватории по БПК₅ также была близка либо незначительно превышала ПДК, в то время как в прибрежных районах БПК₅ превышает в 2—3 раза. В августе сохраняется аналогичное распределение, но появляется область у Северных ворот с превышением ПДК более чем в 1,5 раза. По данным Р. А. Нежиховского [2] за летний период 1969—1979 гг. в целом по акватории БПК₅ составляло около 1,9 мгО/л. Коэффициенты вариации для БПК₅ уменьшились в 2—4 раза по сравнению с таковыми за 1969—1979 гг. (табл. 1, 2).

Таким образом, из всего сказанного следует, что за исследуемый период 1984—1987 гг., так же как и ранее (1979—1983 гг.), основным обобщающим показателем исследуемого района остаются биогенные элементы и избыточное содержание гидрокарбонатов. Однако если в прежние годы (1973—1989 гг.) биогенные эле-

менты брали на себя до 35—40% всей дисперсии, то в последнее время (1984—1987 гг.) весомость их возросла до 62%.

Особенностью вод Невской губы в прежние годы было соотношение водных масс разной солености. Как правило, в весенний и осенний периоды, именно соотношение максимально соленых (1,46‰) и минимально соленых (0,07‰) определяло структуру вод, занимая место в первой компоненте. Однако, как показал анализ данных последних лет, соленость уходит на третий и даже четвертый план, поскольку вторую компоненту определяют биогенные вещества, в основном различные формы азота. По абсолютному значению соленость вод в Невской губе близка к минимальным значениям (0,07‰).

По сравнению с периодом 1969—1979 гг. заметно снизилось содержание растворенного кислорода в воде по всей акватории Невской губы, особенно катастрофическое состояние в Морском порту. Уменьшилась межгодовая вариабельность концентраций кислорода.

Характерная черта распределения нитритов, аммонийного азота, БПК₅, минерального фосфора — это образование очагов с особо высокими концентрациями, которые находятся вблизи населенных пунктов южного и северного побережий, в юго-восточной части губы и в Морском порту. Очаговость сохраняется постоянно в течение весенне-осеннего периода. Именно этим и объясняется значительное снижение коэффициентов вариации по сравнению с 1969—1979 гг.

Выполненный многомерный анализ гидрофизических и гидрохимических характеристик вод Невской губы, позволяет говорить о существенном ухудшении процессов самоочищения, усилении и накоплении загрязнений, стабилизации этих процессов во времени и пространстве, что, безусловно, связано в первую очередь со значительным ухудшением качества вод Ладожского озера и р. Невы, с увеличением сбросов загрязняющих веществ в воды Невской губы и, во-вторых, с перекрытием Северных и Южных ворот, через которые поступала вода из Финского залива, обновлявшая прибрежные воды губы, препятствуя развитию застойных явлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дерюгин К. М. Гидрологические и гидробиологические исследования Невской губы. 4 Гидрология и бентос восточной части Финского залива. Исследования реки Невы и ее бассейна. — Л.: 1925.
2. Нежиховский Р. А. Вопросы формирования качества воды реки Невы и Невской губы. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1985.
3. Обзор состояния загрязнения восточной части Финского залива по гидрохимическим показателям в 1984 году. — Л.: 1985.
4. Обзор состояния загрязнения восточной части Финского залива по гидрохимическим показателям в 1985 году. — Л.: 1986.
5. Обзор состояния загрязнения восточной части Финского залива по гидрохимическим показателям в 1986 году. — Л.: 1987.

6. Обзор состояния загрязнения восточной части Финского залива по гидрхимическим показателям в 1987 году. — Л.: 1988.

7. Смирнов Н. П., Скляренко В. Л. Методы многомерного статистического анализа в гидрологических исследованиях. — Л., изд-во ЛГУ, 1986.

8. Смирнова Н. Ф. Особенности структуры вод Невской губы в период 1979—1983 годов. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 89.

СООБЩЕНИЯ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ ЛГМИ

УДК 556.16«45»

О. А. ЗВЕРЕВ (ЛГМИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ВНУТРИРЯДНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ГОДОВОГО СТОКА РЕК ПРИМОРЬЯ В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ЕГО АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

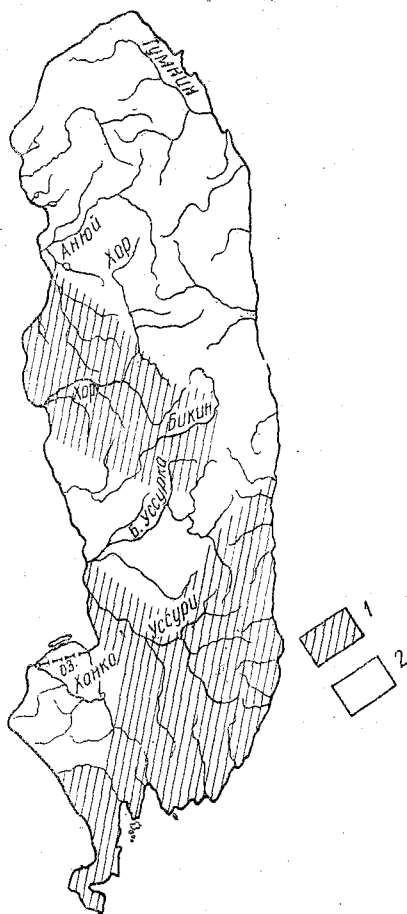
Значительное число работ посвящено исследованию внутрирядных связей в рядах годового стока. Общепринятого взгляда на вопрос, имеют ли место значимые дальние внутрирядные связи, нет, но факт наличия положительной корреляции между стоком смежных лет является доказанным.

Настоящая статья посвящена корреляции только между смежными членами рядов годового стока рек Приморья. Известно, что эта характеристика широко используется в многолетнем регулировании речного стока при оценке выборочных параметров распределения и в стохастических моделях в виде простой цепи Маркова.

В пособии по определению расчетных гидрологических характеристик [1] рекомендуется принимать осредненный коэффициент автокорреляции $r(1) = 0,14$ для региона, включающего в себя такие огромные территории, как Ангаро-Енисейский, Лено-Индингирский районы, Северо-Восток СССР, Дальний Восток и п-ов Камчатка. Понятно, что эта величина значительно осреднена и поэтому влечет за собой ошибку при использовании ее для такой отдаленной и уникальной в отношении природных условий территорий, какой является Приморье. Более детальная работа по оценке коэффициентов автокорреляции в рядах годового стока рек Дальнего Востока с использованием данных о законе распределения выборочных коэффициентов корреляции временных рядов, подчиняющихся распределению Пирсона III типа, была выполнена А. В. Сахарюком [5]. В этой статье средневзвешенная величина коэффициента автокорреляции для Приморья составила — 0,08, но с учетом зависимости данных авторов рекомендует принимать ее равной нулю. Кроме того, он делает вывод о пространственной неоднородности коэффициентов автокорреляции в пределах исследуемых им районов. Проведение группового анализа в вышеуказанных работах позволило увеличить точность определения коэффициентов автокорреляции, но использование ограниченного числа данных приводит к осреднению величины $r(1)$ и дает его интегральную характеристику, которая распространяется на все реки Приморья без связи с условиями формирования стока. Кроме то-

го, произошло существенное увеличение рядов годового стока за счет последних лет наблюдений.

Для исследования внутрирядной корреляции смежных лет в рядах годового стока было осуществлено приведение всех имеющихся рядов для Приморья к шестидесятилетнему периоду, с 1928 по 1987 г., с применением парной и множественной регрессии по



Коэффициенты корреляции для рек Приморья. 1 — $r(1)=0$; 2 — $r(1)=0,1$

рекомендуемой методике при неточности данных гидрометрических наблюдений [1]. После анализа качества приведения были использованы рассчитанные выборочные коэффициенты автокорреляции для 160 рядов годового стока рек Приморья и исправлены на смещенность по материалам работы [4]. Несмещенные зна-

чения коэффициентов автокорреляции были нанесены на картографическую основу по центрам тяжести водосборов. В пространственном распределении этой величины обнаружилась четкая географическая зональность (рисунок), связанная с определенными физико-географическими особенностями.

По мнению А. В. Рождественского [4], наличие положительной корреляции между смежными членами ряда объясняется перекрывающейся влагой в бассейне из года в год, т. е. регулирующей способностью водосбора. Согласно Д. Я. Раткович [2], внутрирядные связи в рядах годового стока проявляются в силу ряда причин. Невысокая автокоррелированность ($r \approx 0,1$) обнаружена в рядах годового стока осадков; степень ее несколько увеличивается при переходе от муссонных климатов к континентальным; эта тенденция сохраняется и в рядах годового стока. Поверхностная составляющая стока характеризуется большей степенью коррелированности между годовыми значениями, чем в рядах годового слоя осадков. Выдвигается гипотеза, согласно которой одной из основных причин внутрирядной связанности годового стока является автокорреляция в рядах годового слоя испарения.

Как было уже сказано выше, на территории Приморья просматривается четкая зональность в размещении коэффициентов внутрирядной корреляции. Таким образом, на основе группового анализа можно выделить в Приморье зоны, где коэффициенты корреляции между смежными членами рядов годового стока близки к нулю (на рисунке они выделены штриховкой) и зоны, где они близки к значению 0,1.

Муссонный характер циркуляции атмосферы над Приморьем обуславливает слабую внутрирядную корреляцию годового стока. При выходе южных циклонов, называемых тайфунами, когда ливни за 1—2 суток дают более 50% от годовой суммы осадков, наибольшее количество осадков выпадает на юге Приморья [3]. Видимо, этим можно объяснить наличие отрицательных значений несмещенных коэффициентов автокорреляции годового стока здесь, в условиях, когда число мощных тайфунов, пришедших сюда, существенно меняется от года к году. Этот «муссонный» район ограничен Западно-Приморской равниной с запада, а с севера — цепью хребтов (Синий Крыловский, Первый Перевал) и отрогами широтного направления, абсолютная высота которых по данным работы [3] не уступает высоте основных хребтов. Поскольку нет оснований принимать выборочные коэффициенты автокорреляции за свойство истинных внутрирядных связей генеральной совокупности годового стока, следует считать их близкими по значению к нулю.

Наличие еще одного района с отрицательными значениями автокорреляции, но малых по абсолютной величине, близких к нулю, трудно объяснить. Возможно, что отсутствие связности в рядах годового стока рек этого района обуславливается выявленным отсутствием связности и в рядах годового слоя осадков. Эта ано-

мальность, скорее всего, связана с орографическими особенностями рассматриваемого района. Он ограничен с юга мощным хребтом Боголадза, простирающимся в широтном направлении, с востока самой высокой частью горной страны Сихотэ-Алинь, а на северо-западе примыкает к Среднеамурской равнине. Здесь тоже следует принять $r(1) = 0$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеониздат, 1984.—448 с.
2. Раткович Д. Я. Многолетние колебания речного стока. — Л.: Гидрометеониздат, 1976.—225 с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 18. Дальний восток. Вып. 3. Приморье. — Л.: Гидрометеониздат, 1972.—367 с.
4. Рождественский А. В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеониздат, 1977.—269 с.
5. Сахарюк А. В. Оценка коэффициентов автокорреляции в рядах годового стока рек Дальнего Востока. — Тр. ДВНИИ, 1981, вып. 94, с. 36—40.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
<i>Н. Б. Барышников, Н. П. Плоткина, Р. М. Рублевская.</i> Коэффициенты шероховатости речных русел	4
<i>И. Ф. Карасев.</i> Критериальные характеристики руслоформирующих расходов воды	12
<i>Н. Б. Барышников, Д. И. Исаев, Ф. Ф. Газимзянова.</i> Сопротивление речных русел движению потоков в них	20
<i>И. А. Жайворон, Р. С. Чалов.</i> Устойчивость речных русел и условия транспорта руслообразующих наносов (на примере верхней Оби)	28
<i>Н. С. Знаменская.</i> Изменение размеров русла при изменении расхода воды	33
<i>И. П. Спицын.</i> Исследование пограничного слоя плоского потока	36
<i>А. Ф. Кудряшов.</i> Движение турбулентного потока с руслоформирующими наносами на повороте русла при малых гидравлических уклонах	43
<i>В. А. Соколова, Е. С. Субботина, Н. М. Шекина.</i> Гидравлические сопротивления и скоростная структура потока по данным натурных наблюдений на р. Оредеж	47
<i>А. А. Левашов, Н. А. Лакомкина.</i> Морфология речного льда и гидравлические характеристики потока при ледоставе	53
<i>В. И. Антроповский.</i> Установление скоростей плановых русловых деформаций определенной обеспеченности	58
<i>В. Г. Саликов, Б. Г. Тимофеев.</i> Методика гидравлических исследований мостовых переходов	63
<i>В. А. Ременюк, А. Е. Серяков.</i> Характеристики точности моделей расхода воды при экспресс-изменениях	67
<i>Н. Ф. Рудченко.</i> Способ расчета трансформации паводковых волн	75
<i>А. М. Владимиров.</i> Гидрологические аспекты экологии	79
<i>В. В. Коваленко.</i> К оценке гидрологических последствий изменения климата	82
<i>Г. Н. Угренников, М. С. Терентьева.</i> Оценка минимальных среднесуточных расходов воды в устье реки (на примере р. Сясь)	88
<i>В. И. Игнатьев, А. В. Илларионов, В. В. Костко.</i> Оценка динамики прохождения паводка через гидравлически связанные водопропускные сооружения (на примере Зиминской дистанции пути Восточно-Сибирской ж/д)	92
<i>Ф. А. Иманов, В. Г. Орлов, Г. А. Любимов.</i> Оценка пространственно-временной изменчивости минимального стока рек зоны БАМа при решении экологических задач	96
<i>Ю. А. Кузьмин.</i> Расчет оптимальных параметров цифрового моделирования рельефа для определения уклонов поверхности водосбора	100
<i>Ю. А. Федоров.</i> Определение технических параметров аэрокосмических съемок поверхности речных водосборов для гидрологических расчетов	104
<i>Г. И. Климов, Т. И. Пантелева.</i> Экспериментальные исследования растворения отходов переработки горно-химического сырья	107
<i>И. В. Болотникова, В. В. Тихомиров.</i> Влияние захороненного огарка на микрокомпонентный состав грунтовых вод	113

<i>Г. А. Иванова, В. Б. Сапожников.</i> Новые потенциальные источники загрязнения вод Каспийского моря	117
<i>И. В. Болотникова, И. К. Нежданова, Ю. П. Суетин.</i> О химическом составе снегового покрова промышленного города	123
<i>Ким Ги Сун.</i> Распределение атмосферных осадков на западе КНДР в холодный период года	130
<i>В. Б. Иванов, А. П. Морозов.</i> Расчет конденсации атмосферной влаги в пористых почвах по данным температурных наблюдений	133
<i>Н. Ф. Смирнова, К. А. Подгорный.</i> Пространственно-временные изменения структуры вод Невской губы за период с 1984 по 1987 гг.	136

СООБЩЕНИЯ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ ЛГМИ

<i>О. А. Зверев.</i> Исследование внутрирядной корреляции годового стока рек Приморья в связи с оценкой его антропогенных изменений	149
---	-----

Межвузовский сборник научных трудов, вып. 107

ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ И ОХРАНА ПРИРОДНЫХ ВОД

Редактор *О. С. Крайнова*

Корректор *Р. В. Федорова*

Сдано в набор 29.03.90. Подписано в печать 10.12.90. Формат бумаги 90×60¹/₁₆. Бум. тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 9,6. Уч.-изд. 9,6. Темплан 1990 г. Зак. 145. Тираж 300 экз. Цена 1 р. 50 коп.
ЛГМИ, 195196, Ленинград, Малоохтинский пр., 98.

Типография ВВМУПП им. Ленинского комсомола