

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ
СЛУЖБЫ ПРИ СОВЕТЕ
МИНИСТРОВ СССР

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО
КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

55148

В -

ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

297495

Доклады
конференции
молодых ученых
и специалистов

*Под редакцией
д-ра техн. наук
М. С. Грушевского
и канд. техн. наук
З. Д. Копалиани*

Ленинград
Январь 1977

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малосохтинский пр., 98



Гидрометеиздат Ленинград 1978

Сборник содержит доклады, сделанные на конференции молодых ученых и специалистов, состоявшейся в Государственном гидрологическом институте 25—27 января 1977 г. Доклады относятся к различным разделам гидрологии суши.

Первая группа работ посвящена гидрологическим прогнозам и формированию стока весеннего половодья и паводков, а также применению для этих целей методов математической статистики. Следующая группа статей относится к исследованиям водных ресурсов и расчетам элементов гидрологического режима. В ряде работ рассматриваются сток и перемещение речных наносов, химический состав речных вод и русловые деформации, а также гидравлические расчеты потока в русле с поймой. Следующие несколько статей посвящены вопросам динамики водоемов. В последней группе работ освещаются отдельные аспекты взаимосвязи растительного покрова и гидрологического режима.

В ряде статей сборника ставятся вопросы, ранее не находившие отражения в гидрологической литературе, и рассматриваются новые подходы к их решению.

Сборник представит интерес для специалистов в области гидрологии и смежных дисциплин.

И. В. Урываева (ГГИ)

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ВЕСЕННЕГО СТОКА В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ КАМЫ

Существующие методы долгосрочного прогноза весеннего стока основаны на воднобалансовых зависимостях, в которые стокообразующие факторы входят в осредненном виде, и предназначены для предсказания стока в замыкающем створе. В отличие от этого в данной работе рассматривается возможность прогноза стока за половодье в заданной системе створов¹ по полям стокообразующих факторов на примере бассейна р. Кама — г. Пермь.

Площадь бассейна р. Кама — г. Пермь 169 тыс. км². Бассейн отличается большим разнообразием природных условий. К особенностям физико-географического устройства бассейна следует отнести:

а) сложность рельефа, включающего пониженные, равнинные, горные и полугорные формы с амплитудой высот более 1000 м;

б) сильную залесенность (в среднем 81%, в основном хвойный лес);

в) высокую степень закарстованности (отдельные водосборы — до 30—45%).

Бассейн Верхней Камы расположен в северо-восточной части ЕТС на западном наветренном склоне Урала. Эта территория характеризуется обильными снегозапасами. Уральские хребты служат преградой насыщенным влагой воздушным массам. В соответствии с условиями питания основными факторами формирования весеннего паводка являются снегозапасы и осадки. Половодье на Каме смешанное снего-дождевое, в среднем доля талой составляющей 70%, дождевой — 30%. Это соотношение весьма колеблется во времени за счет большой изменчивости дождевого стока. Коэффициент вариации стока, сформированного жидкими осадками за половодье, равен 0,45, талыми водами — 0,25 [1]. Дождевой сток составляет в отдельные годы от 10—15% до 45—55% от стока за половодье. Значительная доля дождевого стока в суммарном весеннем и большая изменчивость его во времени в настоящее время затрудняют составление любой прогностической схемы.

¹ В дальнейшем вместо выражения «сток в заданной системе створов» для краткости будем употреблять выражение «поле стока».

Для прогноза поля весеннего стока в качестве предикторов и предиктантов использованы коэффициенты разложения полей гидрометеорологических элементов на естественные ортогональные функции (е. о. ф.) или по собственным векторам ковариационной матрицы.

Разложение по е. о. ф. уже давно применяется в метеорологии [5, 13], а в последние 5—7 лет стало использоваться и в гидрологии для решения различных задач: прогноз, классификация, районирование и др. [4, 6, 11, 12]. Теория разложения информации по е. о. ф. подробно изложена в литературе [2, 3, 5, 8, 9].

Представление полей с помощью е. о. ф. позволяет с одной стороны задать информацию наиболее полно, не осредняя ее, с другой стороны — сократить объем ее в несколько раз. При этом происходит не механическое отбрасывание части исходной информации, а отсеивание ее мелкомасштабных компонент. Преимущество такого разложения заключается в том, что информация о поле во многих точках сосредоточена в нескольких слагаемых, которые наилучшим образом отвечают структуре исходного поля. Естественные ортогональные функции определяются из условия минимума средней квадратической ошибки разложения по всему объему выборки при фиксированном значении количества членов разложения.

Изменение во времени коэффициентов разложения по е. о. ф. носит, как правило, более закономерный характер, чем изменение самих наблюдаемых величин, а распределение повторяемостей новых переменных лучше подчиняется закону нормального распределения [3, 6].

Все это положительно сказывается на устойчивости коэффициентов уравнения регрессии, по которому дается прогноз стока.

Исходными данными для построения прогностической зависимости послужили материалы наблюдений над максимальными снегозапасами в поле и в лесу, дождевыми осадками и стоком за период половодья с 1952 по 1973 гг. К расчету привлекались данные 25 станций по осадкам, 18 — по снегозапасам в поле и 13 — в лесу. Это менее 50% от имевшихся к 1973 г. пунктов наблюдений. Ограничение привлекаемой к расчету информации обусловлено тем, что программа, по которой производилось разложение полей на е. о. ф., предусматривает использование только непрерывных рядов исходных данных.

Пункты наблюдений достаточно равномерно распределены по бассейну, за исключением горной части, которая одинаково слабо освещена всеми видами наблюдений.

Поле стока представлено 20 небольшими бассейнами с площадями водосборов от 1000 до 20 000 км² (многие водосборы с меньшей площадью выражают местные аэональные особенности формирования стока, водосборы с большей площадью осредняют сток по территории).

Разложение полей снегозапасов в поле и в лесу, осадков и стока выполнялось на ЭВМ «Минск-32». Оценка разложения производилась с помощью собственных чисел корреляционной матрицы λ_k

(где k — число членов разложения), выраженных в процентах, и нарастающих их сумм. Достоверность расчетов подтверждается тем, что все λ_k положительны и сумма их в каждом случае равна порядку корреляционной матрицы. Собственные числа корреляционной матрицы λ_k (в %) показывают, какая доля суммарной дисперсии исходного поля приходится на соответствующий член разложения. Для всех четырех полей λ_1 составило от 68 до 72%, на первые три члена разложения в среднем пришлось 90% суммарной дисперсии (табл. 1). Это говорит о быстрой сходимости разложений, что позволяет использовать для прогноза малое число компонентов.

Таблица 1

Собственные числа и оценки разложения

k	Снегозапасы						Осадки			Сток		
	лес			поле			λ_k	$\lambda_k \%$	$\sum \lambda_k \%$	λ_k	$\lambda_k \%$	$\sum \lambda_k \%$
	λ_k	$\lambda_k \%$	$\sum \lambda_k \%$	λ_k	$\lambda_k \%$	$\sum \lambda_k \%$						
1	9,29	71,48	71,48	12,62	70,10	70,10	17,00	68,01	68,01	13,74	68,72	68,72
2	1,57	12,08	83,56	2,33	12,95	83,05	2,96	11,83	79,84	2,49	12,45	81,17
3	0,97	7,46	91,02	1,40	7,77	90,82	1,75	6,99	86,83	1,43	7,15	88,32
4	0,32	2,48	93,50	0,39	2,15	92,97	0,78	3,29	90,12	0,52	2,58	90,90
13	0,01	0,05	100,00	0,03	0,20	99,65	0,08	0,31	98,42	0,07	0,34	99,36
18	0,00	0,00	100,00	0,04	0,17	99,49	0,01	0,03	99,98
20	0,03	0,12	99,76	0,00	0,00	100,00
25	0,00	0,00	100,00

В результате разложений на е. о. ф. исходные поля F_{ij} (где i — номер станции, j — год) представлены в виде суммы произведений функции-координаты $X_h(x)$ и соответствующей ей функции времени (или коэффициента разложения $T_h(t)$):

$$F_{ij} = \sum_h T_h(t) X_h(x), \quad (1)$$

где h — число членов разложения. Если учесть полностью все члены разложения в формуле (1), получим фактические значения представляемого поля во всех исходных точках. Функции $X_h(x)$ дают «вес» каждой исходной точки соответствующего поля, коэффициенты разложения $T_h(t)$ изменяются от года к году и являются новыми переменными.

Для прогноза поля стока используются лишь первые составляющие разложения полей стока, снегозапасов и осадков на е. о. ф.

Для поля стока бассейна Верхней Камы получено следующее уравнение регрессии:

$$T_{1\text{ст}} = 1,37T_{1\text{сн}} - 0,51T_{1\text{сн}} + 0,37T_{1\text{ос}} - 199,35, \quad (2)$$

характеризующееся множественным коэффициентом корреляции $R = 0,935$.

Для проверки прогнозной схемы обычно дают два-три опытных прогноза на независимом материале. Такая проверка не исчерпывает всех случаев, в которых будет использоваться схема прогноза. Поэтому в работе [10] был предложен метод «перебора», позволяющий увеличить количество опытных прогнозов. Из исходного ряда $T_{1ст}$ последовательно выбрасывался один год. По оставшемуся ряду ($n = 21$) составлялось уравнение регрессии, по кото-

рому давался прогноз $\tilde{T}_{1ст}$ для выброшенного года при среднем значении $\bar{T}_{1ос}$. Среднее значение первой составляющей разложения на е. о. ф. поля осадков определялось как

$$\bar{T}_{1ос} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m T_{1осj}$$

где m — число лет наблюдений. Всего было рассчитано 22 уравнения регрессии и получены прогнозные значения $\tilde{T}_{1ст}$ для каждого из 22 лет. Расчеты проводились на ЭВМ «Минск-32» по программе С. А. Русина. Коэффициент множественной корреляции на «независимом» материале $R_{нез}$ равен 0,89. Коэффициенты 22-х уравнений регрессии соответствующих переменных варьируют от уравнения к уравнению очень мало. Наиболее устойчив коэффициент регрессии r_3 первой составляющей разложения поля осадков за половодье ($c_v = 0,048$), наименее — коэффициент регрессии r_2 первой составляющей разложения поля снегозапасов в поле ($c_v = -0,212$).

По прогнозным значениям первой составляющей разложения поля стока $\tilde{T}_{1ст}$ и известным «весам» станций $X_{1ст}$ восстанавливалось прогнозное поле стока. На рис. 1 приведены фактическое и прогнозное поля стока за 1967 г. (наиболее неблагоприятный для прогноза — экстремально маловодный не только за исследуемый период с 1952 по 1973 гг., но и за последние 38 лет), а также распределение относительной ошибки прогноза поля стока Δ_{ij}/σ_i ,

где $\Delta_{ij} = y_{ij} - \tilde{y}_{ij}$ — отклонение прогнозной величины стока y_{ij} в i -той точке за j -тый год от фактической \tilde{y}_{ij} ; σ_i — среднее квадратическое отклонение стока в i -том пункте.

Из рис. 1 видно, что для рассматриваемой системы точек поля совпадение фактической и прогнозной величин стока хорошее, за исключением трех точек, где относительная ошибка близка к 1,00. Все три точки расположены в горной части на окраине бассейна Верхней Камы. Причиной большой погрешности, возможно, является недостаточная освещенность этой территории данными наблюдений за стокообразующими факторами.

Оценка схемы прогноза первой составляющей разложения поля стока $\tilde{T}_{1ст}$ производилась в соответствии с общепринятыми крите-

риями [7] по отношению среднего квадратического отклонения S прогнозов, но не проверочных, а «опытных», полученных методом «перебора», к среднему квадратическому отклонению прогнозируемой величины $\sigma_{T_{1ст}}$. Получилось $S/\sigma_{T_{1ст}} = 0,58$ при критическом значении для проверочных прогнозов $S/\sigma \leq 0,75$ (при $n = 21$).

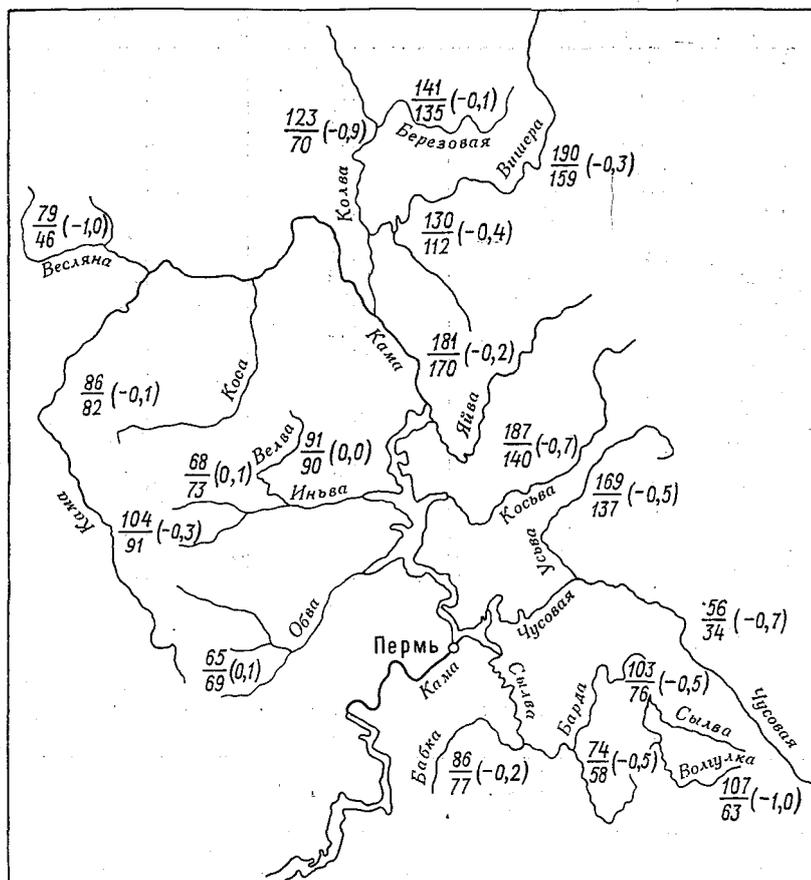


Рис. 1. Фактические (знаменатель) и предсказанные (числитель) слои весеннего стока (мм) за 1967 г. в 20-ти створах бассейна р. Камы до Перми и относительная ошибка прогноза Δ_{ij}/σ_i (в скобках).

Оправдываемость прогноза $P = 77\%$ при природной обеспеченности $P_{пр} = 63\%$.

Таким же образом осуществлялась оценка прогноза весеннего стока в каждой точке поля (табл. 2). Результаты несколько хуже

($S/\sigma = 0,72$), чем результаты прогноза $T_{1ст}$, хотя также укладываются в допустимые пределы. Это объясняется тем, что на ошибку прогноза накладывается ошибка восстановления значений стока

Таблица 2

Оценка прогноза слоя весеннего стока в заданной системе створов бассейна Верхней Камы

Река — пункт	S_i / σ_i	
	расчетная	прогнозная
Кама — клх Ширяевский	0,70	0,81
Кама — с. Волосницкое	0,77	0,75
Весляна — д. Зюлева	0,77	0,80
Колва — д. Петрецова	0,58	0,70
Колва — д. Подбобька	0,52	0,65
Березовая — д. Булдырья	0,59	0,74
Иньва — г. Кудымкар	0,86	0,83
Велва — д. Ошиб	0,68	0,71
Косьва — с. Троицкое	0,84	0,77
Чусовая — пгт Староуткинск	0,80	0,81
Чусовая — пгт Кын	0,63	0,65
Обва — с. Карагай	0,95	0,84
Вишера — д. Митракова	0,67	0,65
Яйва — с. Подслудное	0,52	0,62
Усьва — пгт Усьва	0,64	0,66
Сылва — пгт Самары	0,59	0,65
Сылва — с. Подкаменное	0,56	0,66
Вогулка — пгт Самары	0,61	0,65
Бабка — д. Балалы	0,68	0,75
Барда — д. Петилова	0,66	0,71
Среднее	0,68	0,72

Таблица 3

Оценка прогноза поля стока в бассейне р. Кама—г. Пермь, за отдельные годы

Год	$\sqrt{\delta_j^2}$	Год	$\sqrt{\delta_j^2}$	Год	$\sqrt{\delta_j^2}$	Год	$\sqrt{\delta_j^2}$
1952	0,86	1958	0,64	1964	0,60	1970	0,50
1953	0,50	1959	0,67	1965	1,14	1971	0,56
1954	0,55	1960	0,60	1966	0,83	1972	1,00
1955	0,99	1961	0,74	1967	0,67	1973	0,92
1956	0,58	1962	0,72	1968	0,59		
1957	0,75	1963	0,55	1969	0,68		

в точках поля по одной только первой компоненте разложения.

Прогноз поля стока за отдельные годы оценивался по критерию $\sqrt{\delta_j^2} \leq 0,75$ (табл. 3).

$$\sqrt{\delta_j^2} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\Delta_{ij}^2}{\sigma_i^2}}$$

где N ($i = 1, \dots, N$) — число станций, Δ_{ij}^2 — квадрат абсолютной ошибки прогноза на i -той станции в j -тый год, σ_i^2 — дисперсия слоев весеннего стока на i -той станции.

Оправдываемость методики прогноза поля весеннего стока в бассейне Верхней Камы по годам оказалась равной 73%.

Полученные результаты позволяют оценить схему прогноза как хорошую, схему прогноза слоев весеннего стока в исходных точках поля как удовлетворительную.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алюшинская Н. М., Осадчая Н. Н., Савина Л. К. Особенности формирования весеннего стока в бассейне Верхней Камы и оценка возможностей долгосрочного прогноза притока воды в Камское водохранилище за половодье и II квартал.— «Тр. ГГИ», 1977, вып. 233.

2. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ.— М., Физматгиз, 1963, 500 с.

3. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих.— «Тр. ЦИПа», 1959, вып. 74, с. 3—24.

4. Змиева Е. С. Применение метода разложения полей по естественным ортогональным функциям для изучения полей весеннего стока.— «Метеорология и гидрология», 1975, № 7, с. 97—99.

5. Мещерская А. В., Руховец Л. А., Юдин М. И. и др. Естественные составляющие метеорологических полей. Л., Гидрометеиздат, 1970, 198 с.

6. Мухин В. М. Применение эмпирических ортогональных функций к рейсовым прогнозам минимальных уровней воды. «Тр. ГМЦ», 1968, вып. 25, с. 47—69.

7. Наставление по службе прогнозов, раздел 3, ч. 1. Л., Гидрометеиздат, 1962, 193 с.

8. Николаев Ю. В. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1969, 63 с.

9. Обухов А. М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 3, 1960, с. 432—440.

10. Румянцев В. А. Возможности использования распознающих систем для прогноза стока.— «Тр. САРНИГМИ», 1972, вып. 1 (82), с. 182—189.

11. Савченкова В. А., Каракаш Е. С. Применение метода разложения метеорологических полей по естественным ортогональным составляющим для прогноза появления льда на реках Лене и Амуре.— «Тр. ГМЦ», 1972, вып. 112, с. 3—16.

12. Склярченко В. А., Смирнов Н. П. Об использовании метода главных компонент для решения задач классификации. Инф. бюлл. ИБВВ АН СССР, 1973, № 17, с. 60—63.

13. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочного прогноза погоды. Л., Гидрометеиздат, 1968, 27 с.

Т. А. Лысенко, Н. Н. Осадчая (ГГИ)

РОЛЬ ВЛАЖНОСТИ И ГЛУБИНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ ПОЧВЫ В ФОРМИРОВАНИИ ПОТЕРЬ ВЕСЕННЕГО СТОКА В БАССЕЙНЕ р. КАМЫ ДО г. ПЕРМИ

Анализ весеннего стока и его потерь в бассейне р. Камы до г. Перми [1] показал, что основную долю суммарных потерь составляет расходование весенних вод на испарение, значительно меньшая часть их приходится на пополнение запасов грунтовых вод, увеличения же почвенных влагозапасов к концу половодья, как правило, не наблюдается. Из факторов, определяющих суммарные потери, основными являются максимальные снегозапасы в бассейне и сумма осадков за период половодья. Роль предшествующего увлажнения и промерзания почвогрунтов осталась невыясненной.

В настоящей работе представлены результаты анализа роли влажности и промерзания в формировании потерь половодья в указанном районе.

Наблюдения за влажностью и промерзанием почвы в бассейне р. Камы ведутся на очень ограниченном числе станций; ряды наблюдений за этими элементами не являются однородными ни по длительности наблюдений, ни по качеству материалов. Так, из 15 станций, измеряющих глубину промерзания почвы, только 5 располагают непрерывным рядом наблюдений за 20 лет; наблюдения за влажностью почвы непосредственно в бассейне р. Камы до г. Перми ведут всего 5 станций, причем периоды наблюдений на них различные. В связи с этим в первую очередь встал вопрос о получении однородных рядов данных, отражающих средние для всего бассейна значения глубины промерзания почвы и увлажнения.

Промерзание — сложный процесс, зависящий от целого комплекса факторов: температуры воздуха, механического состава и влажности почвогрунтов, высоты и характера нарастания снежного покрова, его распределения и др. Изменчивость этих элементов по территории неодинакова. Для решения задачи расчета глубины промерзания целесообразно использовать факторы, вносящие большой вклад в процесс промерзания почвы и имеющие малую изменчивость по площади. Такими факторами являются температура воздуха и высота снега, более точно отражающие среднюю глубину промерзания в бассейне, чем малочисленные точечные из-

мерения глубины промерзания. Задача решалась, исходя из известной зависимости глубины промерзания L (см) от суммы отрицательных температур воздуха $\sum t_-$ и высоты снега h (см)

$$L = f(\sum t_-, h). \quad (1)$$

График связи глубины промерзания почвогрунтов и отношения суммы отрицательных температур к высоте снега

$$L = f\left(\frac{\sum t_-}{h}\right) \quad (2)$$

представлен на рис. 1.

На график связи нанесены данные по 5 станциям, осредненные за весь период наблюдений. Связь получилась достаточно тесной что дает основание считать ее территориально общей. Уравнение зависимости имеет вид

$$L = 2,52 \frac{\sum t_-}{h}. \quad (3)$$

По уравнению (3) была рассчитана наибольшая глубина промерзания в следующих пунктах бассейна р. Камы: Кын, Кунгур, Кудымкар, Чердынь, Сива, Чермоз, Михайловский, Свердловск, Емашин, Чернушка. Для сравнения глубина промерзания была также рассчитана по методу, предложенному В. А. Романенко [5]. По десяти перечисленным пунктам были рассчитаны и построены эмпирические зависимости, выражающиеся формулой

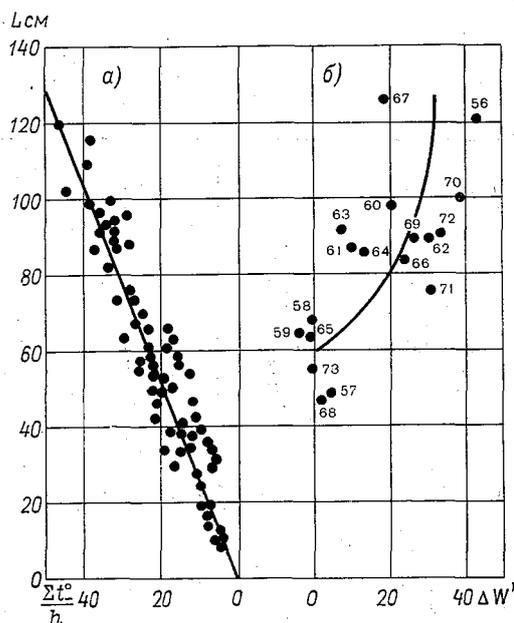


Рис. 1. а — график связи глубины промерзания почвы L с суммой отрицательных температур воздуха и высотой снега $\left(\frac{\sum t_-}{h}\right)$ (1952—73 гг.); б — зависимость зимней миграции влаги $\Delta W'$ от глубины промерзания L .

Цифры у точек — годы.

$$L = n \sum p t_-, \quad (4)$$

где L — средняя глубина промерзания, p — параметр В. А. Романенко, зависящий от высоты снега, t_- — средняя декадная величина отрицательной температуры воздуха, n — эмпирический коэффициент.

Точность расчета глубины промерзания по зависимостям (1) и (2) примерно одинаковая, среднеквадратическая ошибка методов

составляет 10—12 см, корреляционное отношение зависимостей $r_1 = 0,84$, $r_2 = 0,86$. Однако расчет по последней зависимости более трудоемок, поэтому для вычисления глубины промерзания в бассейне р. Камы (табл. 1) была принята зависимость (1).

Таблица 1

Влажность и промерзание почвы в бассейне р. Камы

Зима	Запас продуктивной влаги в почве в начале зимы $W_{н.з.}$, мм	Максимальная глубина промерзания L , см	Зима	Запас продуктивной влаги в почве в начале зимы $W_{н.з.}$, мм	Максимальная глубина промерзания L , см
1952-53	—	83	1963-64	185	86
1953-54	—	109	1964-65	182	64
1954-55	—	91	1965-66	183	84
1955-56	172	121	1966-67	172	127
1956-57	208	49	1967-68	162	47
1957-58	178	65	1968-69	141	90
1958-59	192	69	1969-70	170	100
1959-60	179	98	1970-71	176	76
1960-61	157	87	1971-72	187	91
1961-62	167	90	1972-73	174	55
1962-63	209	92			

Для определения увлажнения бассейна осенью к моменту устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C приходится прибегать к расчету влагозапасов почвы (в метровом слое), т. к. наблюдения за влажностью почвы прекращаются сразу после уборки урожая на сельскохозяйственных полях, т. е. в конце августа—сентябре. Для перехода к осеннему увлажнению было использовано уравнение водного баланса метрового слоя почвы

$$W_k = W_n + X - E - Y_d, \quad (5)$$

где W_k — продуктивная влажность в метровом слое в конце расчетного интервала, W_n — то же в начале расчетного интервала, X , E , Y_d — сумма осадков, испарение и дождевой сток за расчетный период соответственно.

Поскольку сроки уборки разных сельскохозяйственных культур различны, а следовательно, и даты последнего измерения влажности почвы для различных станций не совпадают, расчетный период принимается для каждой станции особо: от даты последнего измерения влажности почвы до даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C осенью. С помощью уравнения (5) были рассчитаны влагозапасы для станций: Чердынь, Кудымкар, Сива, Кунгур, Суда. Указанных станций недостаточно для количественной оценки фактического увлажнения всего бассейна, но по ним можно судить об изменении влагозапасов за интересующий нас период. Средние по бассейну влагозапасы (табл. 1) определены как

среднее арифметическое по указанным станциям. Рассчитанные таким образом влагозапасы используются для характеристики увлажнения бассейна перед началом половодья, так как предвесенние измерения влажности отсутствуют. Поскольку связь потерь с суммой снегозапасов и осадков $P = f(S+X)$ на водосборе тесная ($r = 0,73$), можно утверждать, что предвесеннее увлажнение бассейна не оказывает существенного влияния на формирование потерь. Однако отдельные годы (1961, 1965, 1969, 1972) значительно отклоняются от линии связи. Эти годы наиболее интересны с точки зрения исследования влияния увлажнения бассейна. График связи отклонений точек от зависимости $P = f(S+X)$, соответствующей условиям среднего осеннего увлажнения (рис. 2), показывает, что

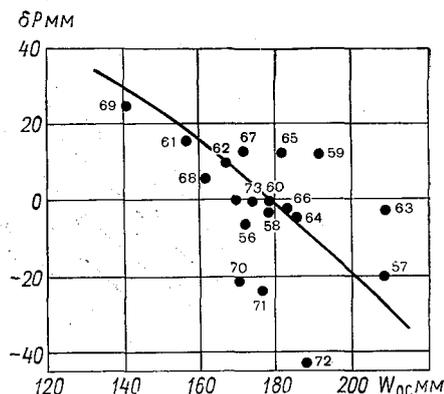


Рис. 2. Зависимость потерь половодья от осеннего увлажнения почвы.
Цифры у точек — годы.

такая связь надежна только для лет с влажностью почвы значительно более низкой, чем наименьшая полевая влагемкость (принятая равной 180 мм для бассейна р. Камы); правая половина графика (при влажности, превышающей 170 мм) имеет большой разброс точек. Это свидетельствует о том, что потери на увлажнение почвы имеют место только при исключительно низком осеннем увлажнении бассейна. При влажности почвы, равной наименьшей полевой влагемкости и выше, влияние увлажнения на формирование потерь незаметно на фоне других факторов. Однако, разброс точек на рис. 2 объясняется еще и тем, что в качестве характеристики предвесеннего увлажнения почвы использованы осенние влагозапасы. Такая замена условна, так как величина осенних влагозапасов не учитывает изменение влажности, имеющее место зимой в результате таяния снега во время оттепелей или миграции влаги в промерзшем грунте. Зимние оттепели в бассейне р. Камы крайне редки, поэтому неучет вызванного ими пополнения почвенных влагозапасов не повлечет за собой большой ошибки, чего нельзя сказать о неучете влияния зимней миграции влаги. Оценить примерную величину миграции можно путем увязки составляющих потерь и определяющих их факторов. Как известно, потери половодья складываются из потерь на испарение (E), на пополнение запасов грунтовых вод ($\Delta U_{гр}$) и пополнение почвенных влагозапасов

в период половодья ($\Delta W_{\text{п}}$). Поскольку величина потерь может быть вычислена как разность $(S+X) - Y$, где S — снегопазасы в бассейне, X — сумма осадков за период половодья, Y — сток за половодье, то должно выполняться равенство

$$(S+X) - Y = E + \Delta W_{\text{п}} + \Delta U_{\text{гр}}. \quad (6)$$

Для бассейна Камы в связи с отсутствием измерений почвенных влагозапасов перед началом половодья при определении ΔW использовались влагозапасы в начале зимы и равенство (6) не выполняется, так как в величину $\Delta W_{\text{п}}$, кроме изменения влагозапасов

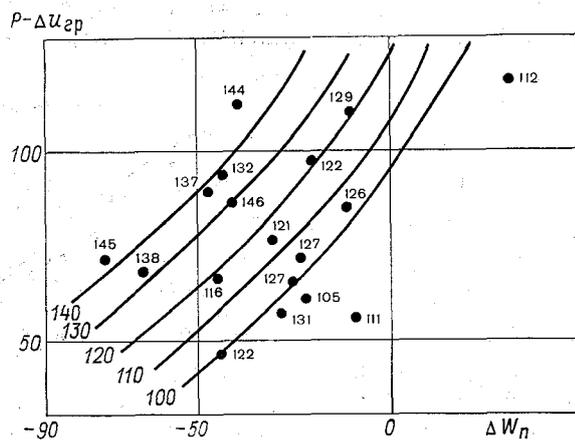


Рис. 3. График связи суммарных потерь ($P - \Delta U_{\text{гр}}$) с их составляющими $\Delta W_{\text{п}}$.

Числа у точек и у линий — значения суммарного испарения за половодье.

собственно за половодье, входит $\Delta W'$ — увеличение влаги в почве за зиму за счет миграции. Кроме того, величина E включает в себя потери на испарение не только половодья, но и части почвенной влаги, накопленной с осени. Если в уравнении (6) заменить $(S+X) - Y$ на P и перенести $\Delta U_{\text{гр}}$ влево, то оно примет вид:

$$P - \Delta U_{\text{гр}} = E + \Delta W_{\text{п}}. \quad (7)$$

На рис. 3 графически представлена связь элементов, входящих в уравнение (7). Величины $\Delta U_{\text{гр}}$ и E вычислены за период половодья [1], а $\Delta W_{\text{п}}$ — как разность запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы в конце половодья $W_{\text{кп}}$ и в начале зимы $W_{\text{вз}}$. Для построения графика использованы данные непосредственных измерений почвенных влагозапасов в конце половодья и расчета остальных элементов, осредненные для бассейна, за период 1956—1973 гг. За более ранние годы материалы измерений влагозапасов почвы ненадежны. Линии связи проведены соответственно величинам испарения за половодье. Можно полагать, что отклонения точек от линий связи и есть величина зимнего увеличения поч-

венных влагозапасов за счет миграции влаги: $\Delta W' = \Delta W_{\text{факт}} - \Delta W_{\text{граф}}$. График связи этих отклонений $\Delta W'$ с глубиной промерзания почвы, представленный в правой части рис. 1, дает представление о характере взаимосвязи этих факторов. Несмотря на разброс точек, зависимость $\Delta W' = f(L_{\text{пр}})$ прослеживается довольно четко и показывает, что пополнение запасов влаги в метровом слое зимой может достигать 30 мм в зимы с большой глубиной промерзания. При меньшем промерзании почвы (до 60 см) увеличения влагозапасов в метровом слое не обнаруживается.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Потери весеннего стока в бассейне р. Камы зависят от влажности почвы. Однако учет этого влияния при прогнозе возможен только в годы с чрезвычайно сухой предшествующей осенью, когда величина почвенных влагозапасов намного ниже наименьшей полевой влагоемкости и имеют место дополнительные потери на пополнение влагозапасов почвы (1961, 1968, 1969 гг.).

2. При прогнозах потерь половодья величину весеннего увлажнения почвы можно заменять предзимними влагозапасами только в годы с глубиной промерзания почвы не более 60 см. При промерзании, превышающем это значение, следует вводить поправку на пополнение почвенных влагозапасов за счет зимней миграции влаги.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алюшинская Н. М., Осадчая Н. Н., Савина Л. К. Особенности формирования весеннего стока в бассейне Верхней Камы и оценка возможностей долгосрочного прогноза притока воды в Камское водохранилище за половодье и второй квартал.— «Тр. ГГИ», 1977, вып. 233.
2. Капотов А. А. Влияние различных факторов на глубину промерзания почво-грунтов на водосборах Северо-Запада ЕТС.— «Тр. ГГИ», 1968, вып. 152, с. 79—93.
3. Капотов А. А., Крестовский О. И., Соколова Н. В. Влажность и промерзание почво-грунтов в районах Северо-Запада ЕТС.— «Тр. ГГИ», 1974, вып. 214, с. 201—208.
4. Комаров В. Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья равнинных рек.— Л., Гидрометеиздат, 1955, 304 с.
5. Романенко В. А. Расчет глубины промерзания почвы от суммы отрицательных температур воздуха и высоты снега.— «Тр. УкрНИГМИ», 1960, вып. 24, с. 27—31.

О. Н. Полищук (ВНОГЕМ)

ДИНАМИКА ПОТЕРЬ ВОДЫ В ПЕРИОД ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА ВОДОСБОРАХ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕТС

Гидрограф весеннего половодья можно определить и предвычислять, зная ход водоподачи и коэффициентов стока за период половодья. В настоящей работе для ряда лет рассчитаны коэффициенты стока и сделана попытка типизировать их ход во времени в зависимости от суммарных потерь талых вод. Расчеты производились для бассейнов рек Луги и Шелони до замыкающего створа с. Заполье (площади водосборов соответственно 13 338 и 6820 км²).

Потери талых вод в весенний период слагаются из потерь воды на испарение, на заполнение бессточных понижений и болот, на увлажнение верхнего (метрового) слоя почвогрунтов, на пополнение запасов грунтовых вод и заполнение водой гидрографической сети. В условиях Северо-Запада ЕТС потери талых вод относительно стока подразделяются на временные, или возвратные, и безвозвратные [2]. Безвозвратными являются потери воды на испарение, на пополнение запасов влаги в почво-грунтах и грунтовых водах, а также на заполнение болот. Возвратными являются временные отъемы воды на заполнение бессточных понижений — луж и заполнение емкости гидрографической сети. Величина и ход суммарных потерь талых вод в речном бассейне зависят от предвесеннего состояния бассейна и от хода водоподачи на его поверхность. Предвесеннее состояние бассейна (его влагонасыщенность, глубина промерзания почв и запас воды в снеге) ежегодно учитываются при составлении долгосрочных прогнозов объема весеннего стока. Ход снеготаяния и осадков в настоящее время не прогнозируется, однако, если они будут стилизованы по типу весны, то в недалеком будущем, по-видимому, станет возможен прогноз хода водоподачи на поверхность бассейна. В этом случае для прогноза гидрографа стока весеннего половодья потребуются предвычисление хода потерь талых вод.

Можно предположить, что ход потерь зависит от предвесеннего состояния бассейна. Целью настоящей работы являлась проверка справедливости этого предположения и в случае его подтверждения, попытка рассмотрения (хотя бы в качественном аспекте) характера указанной зависимости. За каждые сутки определялась водоподача на поверхность бассейнов, как сумма величин водоот-

дачи из снега и осадков. Водоотдача из снега B рассчитывалась по методу П. П. Кузьмина и А. Г. Ковзеля (за 20 лет для бассейна р. Луги и за 2 года — р. Шелони). Методика расчета и пример анализа хода снеготаяния и водоотдачи приводятся в работе [5], а основные результаты в табл. 1. Отметим при этом, что средняя суточная величина жидких осадков в бассейне x определялась как среднее арифметическое по осадкомерным пунктам приблизительно равномерно распределенным по водосбору. Ежесуточные суммарные значения испарения с поверхности снега и почвы за период снеготаяния и половодья определялись для бассейнов р. Луги (1961—70 гг.) и р. Шелони (1962—63 гг.) по формуле

$$E = 0,44 \sum d,$$

где E — испарение, мм/сут, d — дефицит влажности воздуха, мб.

Таблица 1

Максимальные значения водоотдачи

Год	Водоотдача, мм	Дата	Год	Водоотдача, мм	Дата
	р. Луга		1963	12,9	1 IV
1951	23,2	10 IV	1964	4,81	29 III
1952	21,4	13 IV	1965	8,65	7 IV
1953	31,5	4 IV	1966	16,4	4 IV
1954	13,5	23 III	1967	6,90	25 III
1955	11,7	26 IV	1968	27,8	25 III
1956	12,0	25 IV	1969	17,5	11 IV
1957	8,13	1 IV	1970	18,4	9 IV
1959	10,97	22 III			
1960	15,4	8 IV		р. Шелонь	
1961	8,58	18 III	1962	26,7	5 IV
1962	11,4	4 IV	1963	27,8	12 IV

Значения испарения в бассейне р. Луги определялись за весь период снеготаяния и половодья только в 1963 и 1968 годах и составили соответственно 119 и 58 мм. В бассейне Шелони за период снеготаяния и половодья испарение в 1962 г. (25/III—27/IV) было равно 40 мм, 1963 г. (25/III—5/V) — 45 мм, что соответствует данным наблюдений экспедиции ГГИ [3] (39 мм в 1962 г. и 42 мм в 1963 г.). В первые дни периода, когда испарение происходило только с поверхности снега, интенсивность испарения равнялась 0,3—0,4 мм/сут. В годы, когда начало водоотдачи совпадало с началом снеготаяния, интенсивность испарения в начальный период была равна 0,8—1,1 мм/сут, что можно объяснить появлением в первые дни водоотдачи проталин (испарение в таком случае происходит уже не только с поверхности снега, но и с поверхности почвы). Интенсивность испарения изменялась в эти годы в пределах 0,8—2,1 мм/сут.

Для определения потерь талых вод на пополнение грунтовых вод были использованы материалы наблюдений за их уровнями по скважинам Северо-Западного УГМС за 1968—1970 гг. по бассейну р. Луги. Для р. Шелони использовались данные экспедиционных воднобалансовых исследований за 1962—1963 гг. [3]. Определение запасов грунтовых вод для каждой скважины велось по уровням грунтовых вод пяти полевых скважин АМС Белогорка и двух полевых скважин МС Никольское с помощью зависимости запасов от глубины залегания уровней грунтовых вод, предложенной Н. И. Капотовой [1].

Так как данные для весны по МС Николаевское есть только с 1969 г., запасы грунтовых вод 1968 г., осредненные для полевой части водосбора Луги, определялись по запасам АМС Белогорка за тот же год с помощью связи между запасами грунтовых вод АМС Белогорка и осредненными запасами полевой части бассейна, построенной по материалам наблюдений за уровнями грунтовых вод за 1969—74 гг.

Для определения общих (с учетом лесных) запасов были использованы в качестве аналогов водосборы ВНИГЛ — лог Таежный (лес) и лог Усадьевский (поле). Запасы грунтовых вод в поле для этих логов определены по их уровням аналогично тому, как это делалось для бассейна Луги. По полученным за 1968, 1969 и 1970 годы гидрографам подземных вод определены соотношения между датами начала подъема уровней грунтовых вод в поле и в лесу, а также между датами и расходами пиков гидрографов. Запасы грунтовых вод в лесу превышают по величине запасы в поле. Начало подъема уровней грунтовых вод, а также их максимумы в лесу могут по времени опережать или отставать от аналогичных фаз в поле в зависимости от глубины промерзания почв. Спад гидрографов заканчивается в одни и те же сроки. Эти соотношения перенесены на бассейн Луги. Общие запасы грунтовых вод для бассейна Луги определялись как средневзвешенное между запасами поля и леса (29% — поле, 71% — лес).

В связи с тем, что грунтовые воды занимают 80% площади водосбора (20% — болота), полученные значения общих для бассейна запасов умножались на 0,8.

Запасы воды в болотах определялись за 1961—1970 гг. для бассейна Луги по уровням воды в 11 скважинах трех постов болотной станции Вильи Горы (болота Тушинский мох, Сюрьевское и Ширинское) по материалам наблюдений за эти годы. Для определения запасов пользовались зависимостью запаса воды в болотах Y от уровней воды H для различных групп микроландшафта. Используемые нами скважины относятся к следующим группам микроландшафта: I — сфагново-кустарничковый, обнесенный сосной; II — грядо-мочажинный комплекс; III — топи грядо-мочажинные, проточные и осоково-хвощевые окраинных выпуклых болот.

Учитывая заболоченность водосбора р. Луги (20%), средневзвешенный запас воды в болотных водосборах равен полученным ежесуточным значениям x , умноженным на 0,20.

Значения ежесуточных запасов вод в болотах бассейна р. Шелони за 1962 год определены по данным «Материалов воднобалансовых исследований».

Аккумуляированные в русловой сети Луги объемы воды определялись по методу Р. А. Нежиховского для 1962—64, 1966, 1968—1970 гг. Для этого вся русловая сеть бассейна разделяется на крупную, среднюю и мелкую. В бассейне р. Луги верхними граничными створами крупной русловой сети служат семь створов с $L_{\text{гран}} = 50$ км; р. Луга — дер. Воронино, р. Оредеж — ГЭС Белогорка, р. Ящера — дер. Долговка, р. Саба — Райково, р. Лемовка — дер. Хотнежа, р. Вруда — дер. Извоз, р. Долгая — дер. Загорье.

Крупная русловая сеть была разделена на 17 сравнительно бесприточных участков. Для определения объемов воды на этих участках использовались данные 11 створов наблюдений: р. Луга — дер. Воронино, р. Луга — г. Луга, р. Луга — г. Толмачево, р. Оредеж — дер. Вырица, р. Оредеж — дер. Моровино, р. Ящера — дер. Долговка, р. Саба — дер. Райково, р. Лемовка — дер. Хотнежа, р. Вруда — дер. Извоз, р. Долгая — дер. Загорье.

Объем воды на участке реки определялся как произведение среднего расхода и времени добегания

$$\Delta W = \Delta \tau Q_{\text{ср}} = \frac{\Delta L}{v} Q_{\text{ср}},$$

где множитель $\Delta \tau = \frac{\Delta L}{v}$ есть частное от деления длины участка ΔL реки на $v = \text{const}$, осредненную (в поперечном сечении и по длине участка) скорость течения. Для определения средней скорости была использована формула

$$v = a Q_{\text{ср}}^{0,25} i^{0,38},$$

где i — средний уклон водной поверхности на участке в межень, ‰; $Q_{\text{ср}}$ — средний расход воды на участке, м³/с; a — параметр, зависящий главным образом от отношения средней ширины реки $B_{\text{ср}}$ к средней максимальной глубине $H_{\text{ср}}$ на участке при данном расходе $Q_{\text{ср}}$. Параметр определялся следующим образом.

За ряд лет для рек бассейна р. Луги определялись отношения средней ширины к средней максимальной глубине (в половодье) при измеренных на гидростворах максимальных расходах. Для каждого створа рассчитывалось среднее за эти годы отношение и в зависимости от него по табл. 1 [5] определялось значение a .

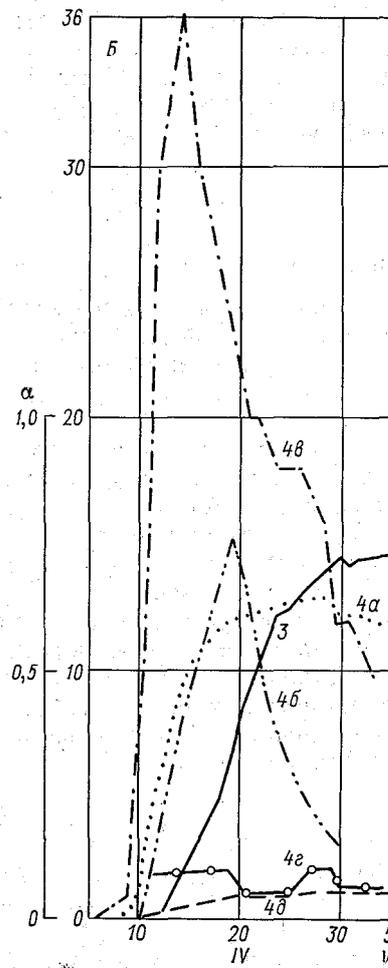
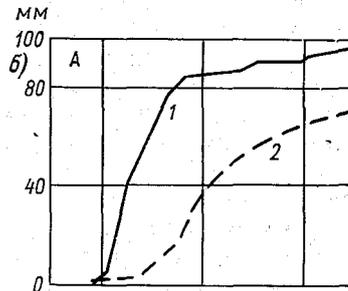
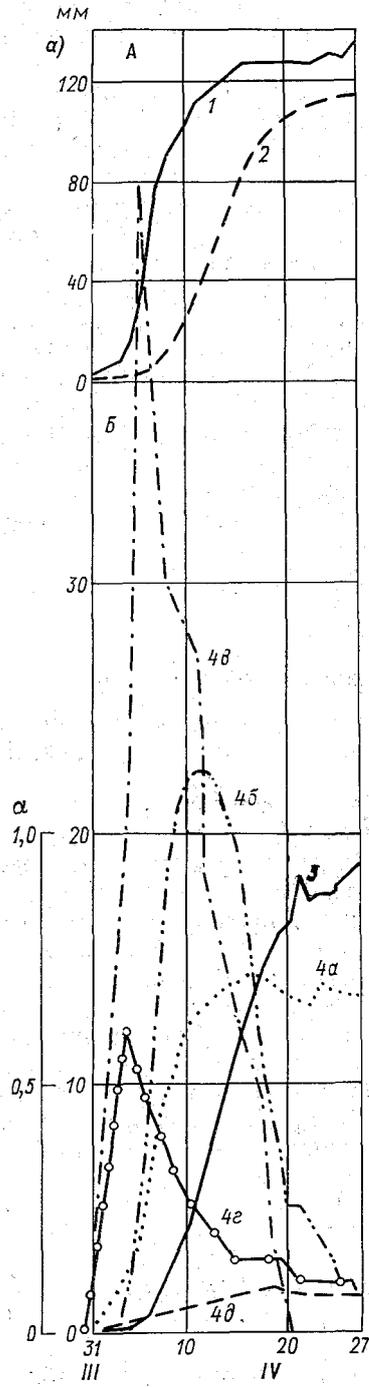
Для подсчета объема воды в средней и мелкой русловой сети использовалась формула

$$W_{\text{ср.м}} = A \frac{M_{\text{ср}}}{v_{\text{ср}}}.$$

Коэффициент A определялся по эмпирической формуле

$$A = CF + D.$$

Параметры C и D для лесной зоны, определенные по табл. 6 из



работы [5], равны соответственно 0,018 и 6,49. Параметр A для бассейна Луги равен 247.

$$M_{\text{ср}} = \frac{M_1 + M_2 + M_3 + \dots + M_N}{N} = \\ = \frac{1}{N} \left(\frac{Q_1}{F_1} + \frac{Q_2}{F_2} + \frac{Q_3}{F_3} + \dots + \frac{Q_N}{F_N} \right),$$

где $M_{\text{ср}}$ — средний арифметический модуль ($\text{м}^3/\text{с}$ с км^2) небольших рек-аналогов.

Реки-аналоги подбирались так, чтобы они равномерно располагались по территории и были достаточно репрезентативными.

Средняя скорость течения по длине реки определялась по формуле:

$$v_{\text{ср}} = 0,75 a_{\text{ср}} Q_{\text{макс}}^{0,25} t_{\text{ср}}^{0,38} \text{ в.зв.}$$

Параметр $a_{\text{ср}}$ определялся по табл. 5 из работы [5] аналогично тому, как это делалось для крупной русловой сети.

Вычисленные по рекам-аналогам значения $v_{\text{ср}}$ осреднялись. Средняя для небольших рек бассейна скорость равна 0,5 м/с.

Значения объемов воды в крупной, средней и мелкой русловой сети суммировались за каждые сутки по годам и переводились в слой стока в мм. Данные по аккумулярованному в русловой сети р. Шелони запасам воды и методики определения аккумулярованных в озерах и лужах запасов воды приведены в работе [3].

В бассейне Луги пески и супеси составляют 50%, суглинки также 50%. Динамика влагозапасов во времени в слое почвы 0—100 см для бассейна р. Луги определялась следующим образом. Если к началу оттаивания почвы влажность ее больше НПВ ($W > 275$ мм), то с началом оттаивания идет сработка влагозапасов, их уменьшение. Ежесуточные значения влажности определялись интерполяцией между значениями на даты начала и конца половодья. Если к началу оттаивания почвы влажность ее была меньше НПВ, то к концу половодья идет увеличение влагозапасов и суточные их запасы тоже определялись путем интерполяции.

Для определения ежесуточных влагозапасов почвы в бассейне р. Шелони были использованы данные наблюдений Шелонской экспедиции ГГИ 1962—1963 гг. [3].

Для анализа полученные данные представлены на рис. 1 и 2.

Рассмотрим ход потерь талых вод и коэффициентов стока для каждого года в зависимости от предвесеннего состояния бассейна. Для удобства сравнения за нулевое значение условно принимались запасы воды в бассейне к началу водоподдачи.

Рис. 1. График хода водоотдачи из снега, жидких осадков и стока с водосбора (A) и изменения аккумулярованных запасов воды в бассейне (B) р. Шелони в половодье 1962 г. (a), 1963 г. (b).

1 — интегральная кривая водоотдачи и жидких осадков $\Sigma (B+x)$; 2 — интегральная кривая стока; 3 — коэффициенты стока; аккумуляция: в грунтовых водах ($4a$), в руслах рек ($4b$), в болотах ($4в$), в лужах ($4г$), в озерах ($4д$).

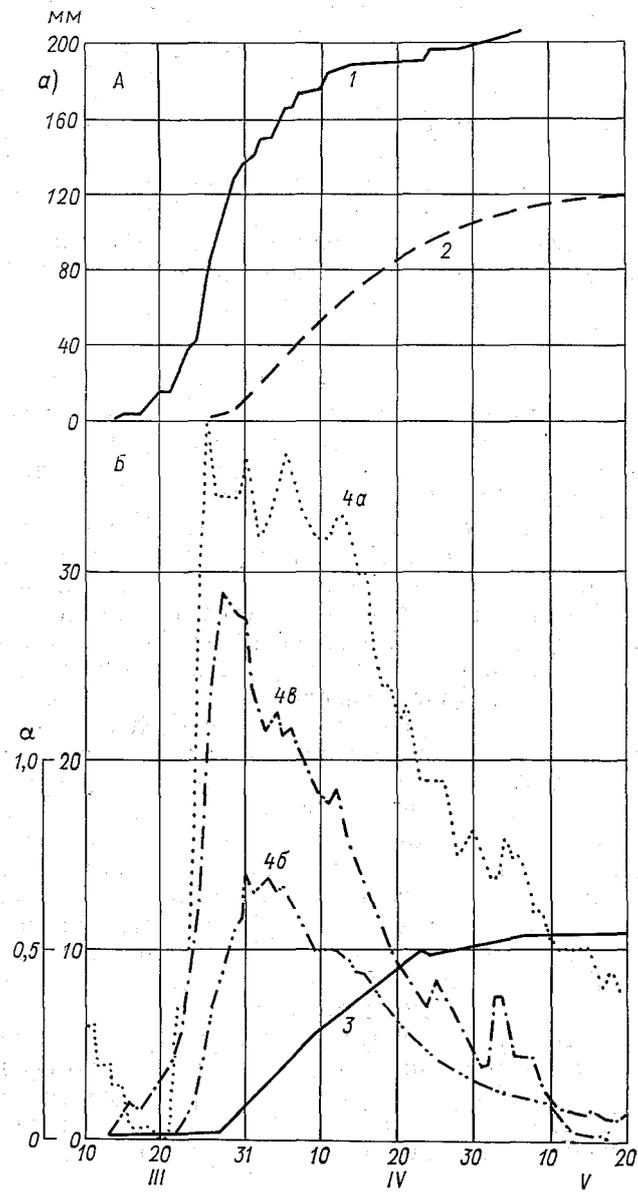
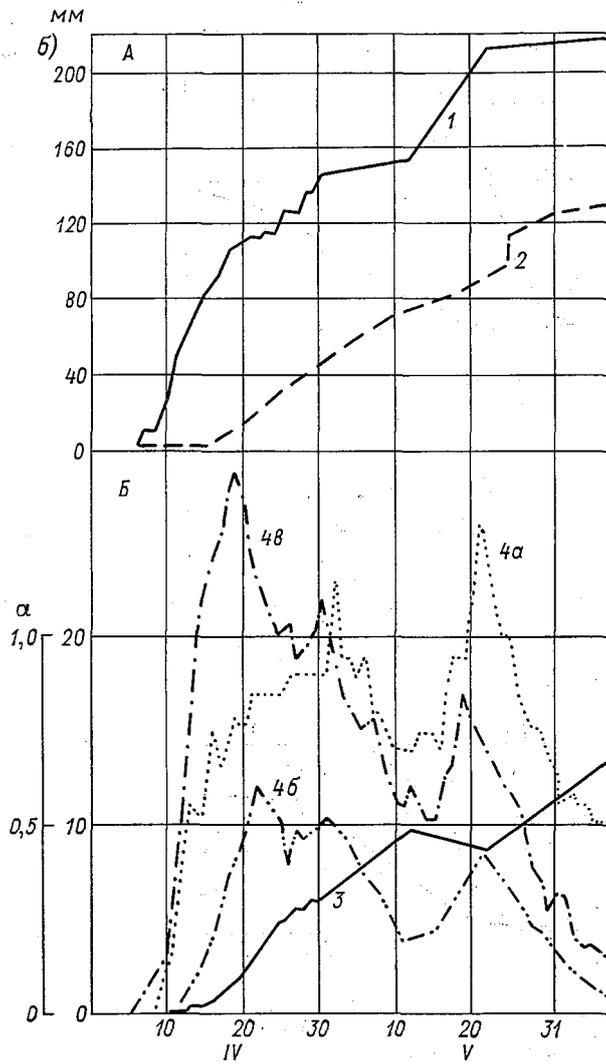


Рис. 2. График хода водоотдачи из снега, жидких осадков
ных запасов воды в бассейне (Б) р. Луги
Усл. обозначения



и стока с водосбора (A) и изменения аккумулярован-
 в половодье 1968 г. (a) и 1969 г. (б).
 см. рис. 1.

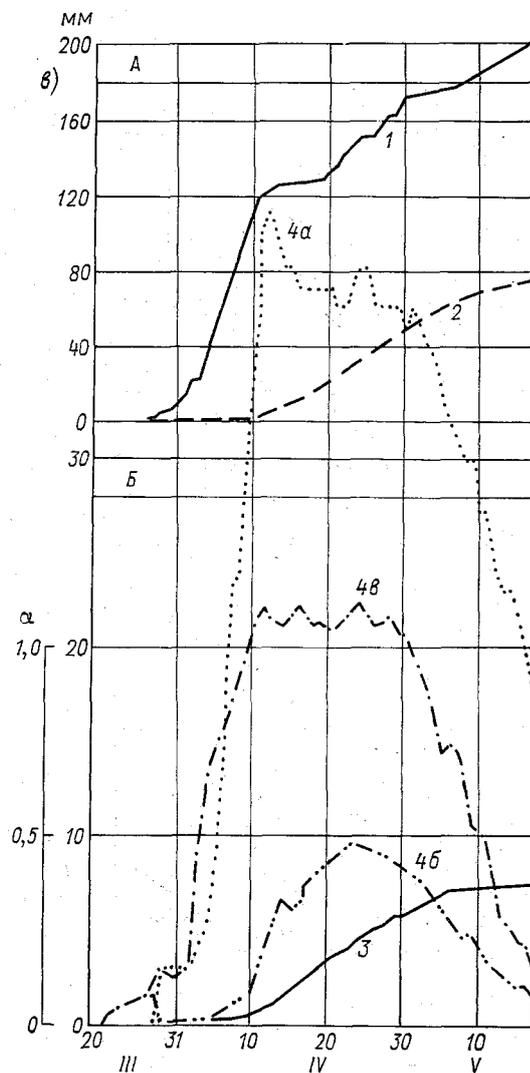


Рис. 2. График хода водоотдачи из снега, жидких осадков и стока с водосбора (А) и изменения аккумулярованных запасов (Б) р. Луги в половодье 1970 г. (с).

Усл. обозначения см. рис. 1.

1968 г. характеризовался повышенной (332 мм при НПВ в бассейне Луги 275 мм) влажностью почвогрунтов, довольно большим запасом воды в снеге (125 мм); к началу весны почвы в поле и лесу промерзли незначительно (средняя глубина промерзания бассейна была равна 23 см, в лесу 13 см). Переход через 0°C температуры воздуха и почвы начался одновременно с началом водопада. Уровни грунтовых вод к началу водопада были повышенными, что можно объяснить подпиткой их в зимний период. С началом периода устойчивых положительных температур воздуха началось интенсивное снеготаяние и вместе с ним пополнение запасов грунтовых вод. В 1968 г. максимум запасов грунтовых вод опережает по времени и превышает максимум запасов воды в болотах и в русловой сети. Это можно объяснить преобладанием в бассейне Луги лесов и незначительной глубиной промерзания почвы в лесу. Как известно, водопроницаемость верхнего рыхлого горизонта лесных почв настолько высока, что практически превышает возможную интенсивность поступления талой воды. Пополнение запасов воды в болотах и в русловой сети началось одновременно с началом водопада, причем резкое увеличение запасов в русловой сети началось с наступлением устойчивых положительных температур.

Минимальные значения коэффициентов стока (0,007—0,01) наблюдались в период интенсивного пополнения грунтовых вод и болотных вод, до наступления максимума грунтовых вод, затем началось резкое увеличение коэффициентов.

1969 г. характеризовался незначительной переувлажненностью почвы (290 мм), глубина промерзания ее в бассейне была равна 61 см, запас воды в снеге к началу снеготаяния равнялся 89 мм.

Положительные температуры воздуха и почвы наблюдались с начала водоотдачи (5—6 IV), а устойчивый переход температуры через 0°C наблюдался соответственно 9 и 11 IV, в это же время увеличилась интенсивность пополнения запасов грунтовых вод.

В 1969 г. максимум запасов грунтовых вод по времени наступил позже максимума запасов воды в болотах и в русловой сети, и был меньше максимума запасов в болотах, так как промерзшая почва препятствовала свободной фильтрации талых вод. В этом году значительное количество влаги (104 мм из 215 пришедших на поверхность бассейна) было затрачено на испарение; с начала водопада интенсивность испарения равнялась 1,1—1,3 мм/сут. Коэффициент стока в период интенсивных потерь талого стока составлял 0,002—0,004.

1970 г. характеризовался предвесенним состоянием бассейна, близким к тому, которое наблюдалось в 1968 году, то есть повышенной увлажненностью почвогрунтов (297 мм) и небольшим промерзанием их (25 см). Запас воды в снеге к началу снеготаяния составил 93 мм. Переход температуры воздуха через 0°C начался одновременно с началом снеготаяния; устойчивый переход температуры воздуха и почвы через 0°C наблюдался через 10 дней после начала снеготаяния.

Ход потерь талых вод в 1970 г. аналогичен тому, который наблюдался в 1968 г. Коэффициент стока в начале водоподачи был равен 0,01 и по мере пополнения запасов грунтовых вод достиг 0,37. Завышенные значения коэффициента стока можно объяснить погрешностью в расчете водоотдачи.

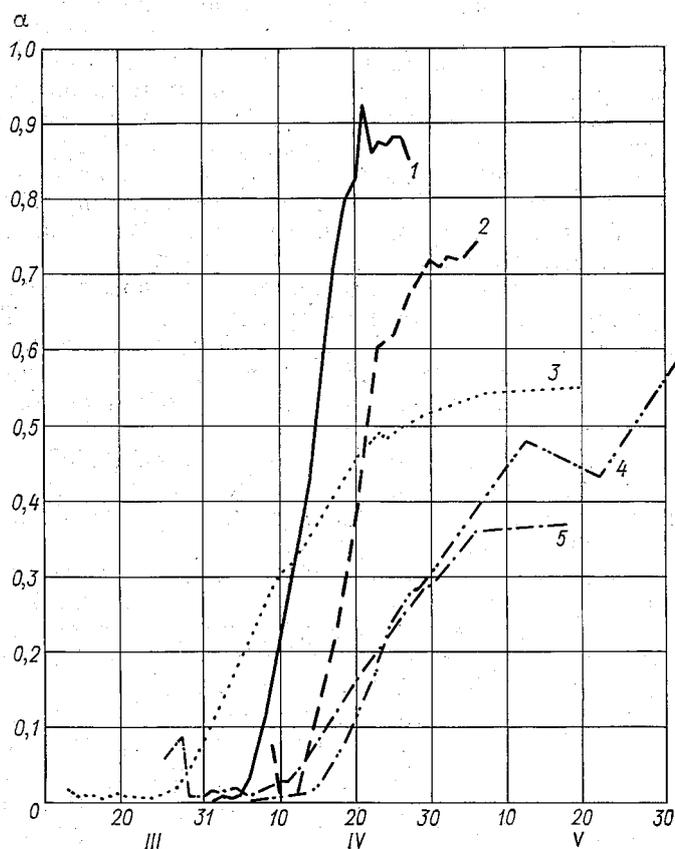


Рис. 3. Коэффициенты стока: бассейн р. Шелони — 1962 (1), 1963 (2); бассейн р. Луги — 1968 (3), 1969 (4), 1970 (5).

В бассейне р. Шелони 1962 г. по предвесеннему состоянию был близок к 1968 г. в бассейне р. Луги (повышенная влажность почвогрунтов, незначительное их промерзание и довольно большой запас воды в снеге), однако ход потерь весеннего стока отличается от хода потерь в 1968 г. В первую очередь заполняются поверхностные емкости (лужи, болота, русла, озера). Это можно объяснить различием в степени заселенности бассейнов (заселенность бассейна р. Шелони 30%), в механическом составе почвогрунтов.

1963 г. характеризовался большой глубиной промерзания почвогрунтов и незначительной их переувлажненностью. Завышенное

значение коэффициента стока в первый день можно объяснить погрешностью в расчете водопада. К концу весеннего половодья аккумулярованные запасы воды почти полностью срабатываются. Запас воды в болотах бассейна Луги на конец половодья составил в 1968 г. 0,0 мм, в 1969 г.—3,2 мм, в 1970 г.—1,4 мм; в бассейне Шелони в 1962 г.—0 мм и в 1963 г.—10 мм. Запасы грунтовых вод соответственно 8, 10, 18, 13, 5 и 11,4 мм; в русловой сети в 1968 г.—1,5 мм, в остальные годы по 1—2 мм; в лужах и озерах бассейна Шелони — 1—2 мм.

Результаты проведенных исследований подтверждают положение о том, что ход потерь талого стока зависит от предвесеннего состояния бассейна.

Ход коэффициентов стока рассматривался для 1968—1970 гг. (бассейн Луги) и 1962—1963 гг. (бассейн Шелони), то есть для тех лет, для которых были рассчитаны все составляющие потерь талых вод, определены коэффициенты стока (рис. 3). Максимум потерь и их даты приведены в табл. 2.

Таблица 2

Величины (мм, числитель) и даты (знаменатель) максимумов потерь талого стока

Год	"гр	"бол	"р. ак	"л	"оз
Шелонь					
1962	$\frac{14,3}{15 \text{ IV}}$	$\frac{46}{5 \text{ IV}}$	$\frac{22,3}{11-12 \text{ IV}}$	$\frac{12}{4 \text{ IV}}$	$\frac{1,7}{17 \text{ IV}}$
1963	$\frac{12,7}{28 \text{ IV}}$	$\frac{36}{14 \text{ IV}}$	$\frac{15}{19 \text{ IV}}$	$\frac{3}{10 \text{ IV}}$	$\frac{1,0}{19 \text{ V}-5 \text{ VI}}$
Луга					
1968	$\frac{38}{26 \text{ III}}$	$\frac{29}{28 \text{ III}}$	$\frac{14,1}{1 \text{ IV}}$	—	—
1969	$\frac{26}{21 \text{ V}}$	$\frac{28,6}{19 \text{ IV}}$	$\frac{12,0}{22 \text{ IV}}$	—	—
1970	$\frac{43}{12 \text{ IV}}$	$\frac{20,0}{16-24 \text{ IV}}$	$\frac{11,1}{20 \text{ IV}}$	—	—

Коэффициент стока определяется по формуле:

$$\alpha = \frac{\sum y}{\sum (B + x)},$$

где $\sum y$ — суммарный (со срезкой) сток за период от начала водопада до конкретной даты, в мм; $\sum (B + x)$ — водоподача за этот период, в мм. Сделаем попытку типизировать ход коэффициентов

стока. В годы с минимальной аккумуляцией талых вод в бассейне, то есть с минимальными их потерями, наблюдается тип I хода коэффициентов.

В годы, когда в бассейне наблюдается максимальная аккумуляция — тип III, тип II является промежуточным.

В нашем случае к типу I можно отнести 1970 г., к типу III — 1969 г.

По мере накопления исходных данных работу по изучению потерь талого стока и типизации хода коэффициентов стока желательно продолжить. При этом необходимо обратить особое внимание на исследование влажности почвогрунтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Капотова Н. И. Оценка и прогноз потерь воды в период весеннего половодья на пополнение запасов грунтовых вод для водосборов Северо-Запада ЕТС (по материалам ВНИГЛ). — «Тр. ГГИ», 1972, вып. 194, с. 62—74.
2. Крестовский О. И. Опыт расчета и прогноза элементов водного баланса бассейна р. Вятки за период весеннего половодья. — «Тр. ГГИ», 1977, вып. 233.
3. Материалы воднобалансовых исследований весеннего половодья в бассейне р. Шелонь — 1962—63 гг. Валдай, 1964, 365 с.
4. Нежиховский Р. А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л., Гидрометеиздат, 1971, 475 с.
5. Полищук О. Н. Расчет снеготаяния и водоотдачи весеннего половодья 1962 г. на р. Шелонь — «Тр. ГГИ», 1973, вып. 211, с. 112—125.
6. Пособие по краткосрочным прогнозам паводочного стока рек. Л., Гидрометеиздат, 1973, 147 с.

Ш. М. Ахунджанов (САРНИГМИ)

**СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ
ЗА СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ И ОСАДКАМИ
В БАССЕЙНЕ р. УРЯДАРЬЯ**

Служба гидрологических прогнозов и информации в горных районах Средней Азии, вот уже в течение полувека, использует данные маршрутных снегомерных съемок. Вследствие труднодоступности горных территорий, особенно в зимнее время, измерения снежного покрова, как правило, производятся только по дну речных долин, за редким исключением — на склонах и террасах, более или менее доступных для наблюдений. Время съемок снежного покрова приурочено к срокам выпуска гидрологических прогнозов, т. е. к последним числам декабря, января, февраля и марта, а в более высокогорных районах — к концу апреля и мая [2]. Полученные в результате снегомерных съемок значения высоты и запасов воды в снежном покрове на отдельных пунктах горного бассейна нельзя рассматривать в качестве абсолютных величин снегозапасов для всего горного бассейна или больших его частей. Нельзя также считать, что измеренный в долинах и на высокогорных плато снежный покров дает основной объем талых вод.

Сплошной снегосъемкой [6] практически трудно охватить весь горный бассейн площадью в несколько десятков и тысяч квадратных километров, да еще в скалистых горах, где только очень малая часть площади бассейна доступна для снегомерщиков. Поэтому вместо того, чтобы ежегодно определять снегозапасы всего водосбора, гидропрогнозисты пытаются найти такие метеорологические станции и посты, снегомерные площадки и суммарные осадкомеры которых достаточно хорошо характеризовали бы своими показаниями эти неизвестные снегозапасы. При этом не обязательно, чтобы показания таких репрезентативных пунктов были близки к истинным средним снегозапасам водосбора, достаточно, чтобы между ежегодными значениями, например, высоты, водности снега и стока воды существовала достаточно тесная связь. На наличие таких репрезентативных пунктов указывают в своих работах П. И. Машуков [7], Е. И. Гирник [2] и др. Этот принцип положен в основу организации службы долгосрочных гидрологических прогнозов Средней Азии, и в соответствующем направлении

развивается в настоящее время сеть снегомерных и осадкомерных пунктов.

В целях дальнейшего совершенствования и рационализации наблюдений в горах в последние годы широкое распространение получил метод измерения высоты снежного покрова с вертолета, по заранее установленным рейкам. Следует, однако, отметить, что до настоящего времени не разработаны четкие рекомендации по выбору мест для установки дистанционных снегомерных реек.

В данной работе делается попытка выявить наиболее репрезентативные пункты наблюдений за высотой снежного покрова в горном бассейне на основе анализа материалов маршрутных снегомерных съемок, а также анализа прогностической ценности материалов наблюдений за снежным покровом и осадками. С этой целью проводилась сравнительная оценка уравнений регрессий, построенных для вычисления стока воды по измеренным осадкам и снегозапасам.

Поставленные задачи решались на материалах наблюдений за осадками, снегозапасами и стоком в бассейне реки Урядарья. Площадь водосбора — 1320 км², средневзвешенная высота — 1750 м, река снегово-дождевого типа питания. В бассейне реки имеется высокогорная гидрометеорологическая станция Минчукур, расположенная на высоте 2170 м над ур. моря. На станции проводится полный комплекс снегомерно-осадкомерных наблюдений, имеются два снегомерных маршрута, охватывающих зоны накопления снегозапасов на долинном и залесенном арчой склоновом участке.

Регрессионный анализ рассмотренных характеристик снегонакопления и осадков проведен на основе программы «Многофакторный регрессионный анализ», составленной в САРНИГМИ В. Г. Коноваловым. Расчеты выполнены на ЭВМ «Минск-22» по следующим видам наблюдений:

1. Материалы маршрутных снегомерных съемок (высота и водность снежного покрова) за февраль и март по снегопунктам № 1—5 за период 1955—1973 гг. и по снегопунктам № 6—12 за 1958—1973 гг.

2. Суммы осадков по суммарным осадкомерам № 1, 2, 3 за 1958—1973 гг. и данные наблюдений за осадками и снегонакоплением на ГМС Минчукур за период с 1955 по 1973 гг.

3. Последовательные суммы осадков за периоды с 1 октября по конец каждой декады декабря, января, февраля и марта.

4. Средние декадные и средние месячные значения высоты снежного покрова по постоянным рейкам.

5. Высота и водность снежного покрова по материалам декадных снегосъемок.

Кроме того, учитывалась высота положения границы сезонного устойчивого снега (z , км), отражающая площадь покрытия бассейна сезонным снегом.

Помимо данных о стоке р. Урядарья — п. Кошулуш-Абад, использованы материалы двух других соседних водотоков р. Кичику-

рядарья — п. Кулькишлак—Чумбулак и р. Кашкадарья — п. Варганза.

Первичным этапом проводимого статистического анализа прогностической ценности материалов наблюдений над снежным покровом и осадками является анализ характеристик среднемноголетних данных снегосъемок и осадков, их среднеквадратических отклонений (σ), коэффициентов вариации (C_v), парных коэффициентов корреляции среднемесячных и средневегетационных расходов воды за период апрель—сентябрь с различными характеристиками снегозапасов и осадков.

Характеристики σ и C_v позволяют оценить изменчивость во времени осадков и снегозапасов. По нашим данным C_v декадных сумм осадков колеблется в пределах 0,31—0,43 за период с января по март. За тот же период по данным декадных снегосъемок C_v высоты и влажности снежного покрова изменяются соответственно в пределах 0,41—0,97 и 0,52—1,08. При этом C_v декадных снегосъемок наиболее изменчива в декабре и конце марта — в период, когда снежный покров подвержен наибольшему изменению — таянию, оттепели и т. п.

По данным снегопунктов № 1—5 и № 12 получены значения C_v как высоты, так и влажности снежного покрова от 0,23 до 0,46 в феврале, а по данным снегопунктов № 6—11 значения C_v в феврале и марте колеблются в пределах 0,45—1,61.

В прогнозах и расчетах особенно важным является вопрос определения времени наступления максимальных снегозапасов. В бассейне р. Урядарья максимум снегозапасов в зоне высот 1800—2300 м наблюдается в конце февраля—начале марта, в зоне высот выше 2300 м — в конце марта.

Значения парных коэффициентов корреляции сумм осадков с месячными и средневегетационными расходами воды составляют 0,66—0,70 в начале января и, постепенно увеличиваясь, достигают в конце марта 0,86—0,93.

Коэффициенты корреляции расходов воды с полученными по данным декадных снегосъемок влажностью и высотой снега составляют в период накопления снегозапасов в декабре—январе 0,66—0,76, а в период февраль—начало марта достигают 0,77—0,90. С момента начала снеготаяния, во второй половине марта, коэффициенты корреляции уменьшаются до 0,59.

Таким образом, влажность и высота снежного покрова, определяемые по данным декадных снегосъемок на высокогорной станции Минчукур, так же как и суммы осадков, могут быть использованы при разработке регрессионных методов долгосрочных прогнозов стока рек снегово-дождевого типа питания в бассейне р. Кашкадарья.

Представляет интерес оценка возможности использования прогнозов простейшего вида наблюдений — высоты снега по постоянной снегомерной рейке на метеоплощадке. Парные коэффициенты корреляции со стоком среднедекадной и особенно среднемесячной высоты снега по постоянной рейке практически равны аналогичным

коэффициентам корреляции по данным декадной снегосъемки. Так, для средневегетационных расходов воды р. Урядарья указанные парные коэффициенты оказались равными на конец января 0,86 и 0,87; на конец февраля — 0,78 и 0,79 и лишь в конце марта, в период таяния уменьшились до 0,70 и 0,55.

В результате статистического анализа выявлена группа лучших снегопунктов № 1—5 с парными коэффициентами корреляции 0,63—0,91 как для февраля, так и для марта, с той лишь разницей, что наиболее информативными в феврале являются снегопункты № 1 и 2, расположенные на высотах 2170 м и 2250 м, а в марте — снегопункты № 3 и 4, расположенные на высотах 2420 и 2630 м. Уместо отметить, что перечисленные снегопункты находятся на лесных полянах, где распределение снежного покрова наименее подвержено ветровой деятельности, т. е. на участках с нулевым балансом переноса снега.

Снегопункты № 6—12 расположены, в основном, на долинных участках в пределах высот 1700—2200 м и не представляют прогностической ценности (коэффициенты корреляции 0,02—0,63).

Прогностическая ценность рядов наблюдений по суммарным осадкомерам, несмотря на значительные высоты их расположения, невелика (коэффициенты корреляции 0,51—0,77). Такой результат является, по-видимому, следствием низкого качества наблюдений, нерепрезентативности выбора мест установки и значительного недоучета твердых осадков по этим приборам.

Графический анализ показывает линейный характер связи вегетационных расходов с высотой сезонного снежного покрова по дну долины р. Урядарья. Приемлемой мерой оценки тесноты этих зависимостей являются парные коэффициенты корреляции. Значения их равны в конце февраля — 0,86 и — 0,87, а на конец марта, по-видимому, ввиду уменьшения процента покрытости снегом бассейна, коэффициенты получаются значительно меньше (от — 0,64 до — 0,73).

Следует отметить статистическую эффективность использования высоты снеговой линии на конец февраля для прогноза месячных и вегетационных расходов. Вклад значений высоты сезонной снеговой линии к предиктору водности снежного покрова по декадным снегосъемкам за 20 февраля увеличивает сводный коэффициент корреляции с 0,87 до 0,90, а к среднемесячной высоте снега за февраль месяц по постоянной рейке — с 0,83 до 0,87.

За март лучшими парами в уравнении регрессии являются: водность снега по снегопунктам 3 и 4 и водность снега на конец первой декады марта на ГМС Минчукур (коэффициенты корреляции от 0,86 до 0,88).

Результаты исследования связи стока со снегозапасами и суммами осадков показали следующее: снегозапасы в конце февраля теснее коррелируются с расходами воды (0,91), чем с суммами осадков с октября по конец февраля (0,86); по данным на конец марта несколько более тесными являются зависимости стока от

сумм осадков (0,93), чем от снегозапасов по декадным снегосьемкам (0,86).

Выполненное исследование указывает на следующие возможности упрощения техники снегомерных съемок в горных речных бассейнах.

1. Учитывая наличие связи между высотой снежного покрова и стоком воды в вегетационный период, можно заменить существующие трудоемкие наземные снегомерные работы измерениями высоты снега с вертолета с помощью дистанционных снегомерных реек, установленных на репрезентативных площадках в различных частях речного бассейна.

2. Принимая во внимание относительно малую пространственную изменчивость плотности снежного покрова [5], можно воспользоваться существенно меньшим числом измерений плотности. При этом могут быть использованы также данные измерений плотности снега на ближайших станциях и постах.

3. При использовании вертолетов высота снега измеряется на площадке по трем рейкам. Выполненные нами расчеты возможных ошибок в определении средней высоты снега по 3 промерам, по сравнению с принятыми в настоящее время 20 промерами в наземных наблюдениях, показали, что они существенно изменяются в течение зимы и составляют по данным наблюдений в январе и феврале в 55% всех случаев не более 6% и в 90% случаев — не более 10%. По наблюдениям в марте ошибки значительно больше и не выходят за пределы 10% только в 62% всех случаев.

4. Наиболее надежную и ценную информацию о снежном покрове в южных районах Узбекистана дает в январе и феврале высотная зона 2000—2300 м, а в марте — зона выше 2400 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Л., Гидрометеиздат, 1971, 363 с.
2. Гирник Е. И. Использование материалов снегомерных съемок в службе гидрологических прогнозов Узбекистана. — «Тр. САРНИГМИ», вып. 51 (66), 1970, с. 11—17.
3. Геткер М. И., Емельянов Ю. Н., Глазырин Г. Е. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах. Труды САРНИГМИ, вып. 62 (77), 1972, с. 30—38.
4. Джорджио З. В. Опыт долгосрочных прогнозов стока рек Средней Азии. Ташкент, изд. САГУ, 1957, 200 с.
5. Коновалов В. Г. Проблемы рационализации методов измерения запасов сезонного снега в горах Средней Азии. Труды САРНИГМИ, вып. 30 (45), 1967, с. 58—78.
6. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л., Гидрометеиздат, 1960, 170 с.
7. Машуков П. М. Требования, предъявляемые службой гидрологических прогнозов к наблюдениям над осадками и снежным покровом в горах. — «Тр. САРНИГМИ», вып. 51 (66), 1970, с. 5—10.
8. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1965, 691 с.

С. В. Шаночкин (ГГИ)

ПРОГНОЗ СРОКОВ ПОЯВЛЕНИЯ ЛЬДА НА ДУНАЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДИСКРИМИНАНТНОГО АНАЛИЗА

Река Дунай является одной из основных водных артерий Центральной Европы. Протекая по территории восьми стран, она служит важной транспортной магистралью и источником энергии. С каждым годом возрастает необходимость исследования и заблаговременного предсказания ледовых явлений на реке. Знание сроков появления льда помогает заблаговременно определять период навигации и запланировать своевременные мероприятия для обеспечения безопасности судоходства.

Осенне-зимний режим Дуная достаточно полно освещен в отечественной и зарубежной литературе [4, 7, 15, 16 и др.]. Значительно меньше исследований посвящено вопросам прогнозирования [12, 14]. Подавляющее их большинство направлено на разработку способов предсказания ледовых явлений с малой заблаговременностью. Однако, для удовлетворения запросов речного флота и энергетики необходимы и прогнозы большой заблаговременности. В работе [8] были рассмотрены возможности прогноза степени суровости зимы и продолжительности ледовых явлений.

В настоящей работе излагается схема долгосрочного прогноза дат начала ледовых явлений на реке Дунае с использованием дискриминантного анализа.

В связи с разнообразием метеорологических условий Центральной Европы сроки появления льда на Дунае отличаются неустойчивостью и большой амплитудой колебаний. Температурный режим данного района и, следовательно, даты ледообразования зависят от степени развития западного переноса. Резкие похолодания, связанные с нарушением зональной циркуляции, приводят к раннему образованию льда, а хорошо выраженный зональный перенос существенно задерживает процесс ледообразования. В некоторые годы похолодания бывают недостаточно интенсивными для появления льда на всем протяжении реки Дуная, и он образуется только в верховьях. Более того, иногда, ледовые явления на Дунае вообще отсутствуют.

В результате ранее проведенных исследований [7, 8], учитывая особенности формирования ледовых явлений и атмосферных про-

цессов их определяющих, были выделены четыре однородных участка, расположенные в разных орографических районах: 1 — г. Братислава — г. Будапешт, 2 — г. Будапешт — г. Нови-Сад, 3 — г. Карabia — г. Олтеница, 4 — ниже г. Олтеницы. Зарегулированные участки реки при выделении исключались.

С вероятностью около 80% лед на Дунае появляется в ноябре—феврале. Чаще, чем на остальных участках, он бывает на втором (85%), реже на третьем (70%). Менее вероятно появление ледостава. Как показано в [9], уже в ноябре, в результате вторжений холодных масс воздуха с севера, раннее ледообразование отмечается на первом участке — 20—22 IX, на втором — 7—24 XI, на третьем и четвертом участках — 7—13 XII. Наиболее позднее образование льда на верхних двух участках наблюдалось 9—14 II, на нижних двух — 5—23 I. Амплитуда колебаний сроков от самых ранних до самых поздних может составлять около трех месяцев.

В настоящее время основным приемом, используемым при разработке методов долгосрочных прогнозов, является регрессионный анализ. Обычно он применяется в сочетании с различными приемами, позволяющими сократить объем исходной информации о состоянии атмосферы за предшествующий прогнозируемому ледовому явлению период. Для получения устойчивого решения с помощью регрессионного анализа длина рядов должна превышать в несколько раз число предсказателей, при помощи которых описывается циркуляция атмосферы. Для сокращения объема исходной информации исследователи часто используют в качестве предсказателей индексы, характеризующие состояние атмосферы на больших пространствах. Еще один прием, который в последнее время применяется для сжатия исходной информации, заключается в разложении ее на естественные ортогональные функции. В этом случае в качестве предсказателей используются временные коэффициенты разложения, соответствующие первым собственным векторам. Опыт применения данного метода для долгосрочного предсказания ледовых явлений на Дунае был предложен ранее в [5, 10].

Разработка методов дискриминантного анализа была проведена в тридцатые годы Фишером, но только в последние несколько лет данный анализ нашел применение для предсказания гидрометеорологических элементов [1, 11]. В работе [5] была сделана первая попытка использовать его при прогнозе появления льда на Дунае. Методы, основывающиеся на получении тест-предикторов посредством разложения метеополей на естественные ортогональные составляющие, позволяют учитывать весьма большой объем информации. В то же время было бы целесообразно отбирать информацию, заведомо полезную с прогностической точки зрения. Эту возможность предоставляет дискриминантный анализ, смысл которого заключается в разделении набора исходных данных на классы (градации), причем структура классов задается заранее. Иными словами, исследователь согласно поставленной задаче делит на классы предиктант, а затем задача решается относительно классификации исходной метеоинформации. Дискриминантный анализ тесно

примыкает к методу разложения функций по естественным ортогональным составляющим. Различие заключается в том, что в этом случае при решении обобщенной проблемы собственных значений и главных векторов пучка форм определяется не только матрица, характеризующая ковариации по всей совокупности исходных векторов, но и матрица ковариаций между классами.

Важным условием прогнозирования является наличие связи атмосферных процессов в пространстве и во времени. Несмотря на то, что механизм связи атмосферных процессов, происходящих в различных районах Северного полушария, выяснен далеко не до конца, исследования советских и зарубежных специалистов доказывают, что атмосферные макропроцессы, обуславливающие аномальное развитие синоптической обстановки в Европе, подготавливаются процессами, протекающими на всем полушарии [2, 6]. Так, в частности, в работе Е. В. Воробьевой [2] вскрывается наличие сопряженности атмосферной циркуляции в восточном и западном секторах полушария. А. А. Гирс [3], изучая стадии развития атмосферной циркуляции, делает вывод, что кратковременные стадии являются структурными элементами более крупных, а потому должны быть связаны между собой и взаимообусловлены. Продолжительность их может колебаться от нескольких дней до десятков лет. В качестве исходной информации, характеризующей общую циркуляцию атмосферы, использована совокупность полей аномалий приземных давления и температуры на территории Северного полушария за месяцы с января по октябрь. Общая длина использованных рядов составила 34 года (1938—71 гг.).

Задача дискриминантного анализа решается следующим образом. Имеется m реализаций (полей) n -мерного случайного вектора в виде матрицы

$$P = \{p_{ij}\}_{i=1, j=1}^{m, n}. \quad (1)$$

Эту совокупность разбивают на классы или градации в соответствии с классами прогнозируемых явлений. В нашем случае данные о сроках появления льда на реке Дунае были разбиты на два класса: ранее и позднее нормы

$$\begin{aligned} A &= \{a_{ij}\}_{i=1, j=1}^{m_1, n}, \\ B &= \{b_{ij}\}_{i=1, j=1}^{m_2, n}, \end{aligned} \quad (2)$$

где m_1 — число полей класса A , m_2 — число полей класса B . Определение собственных значений и главных векторов пучка форм $(R^* - \lambda R)$ сводится к решению обобщенной проблемы собственных значений, т. е. к решению уравнения

$$(R^* - \lambda R) C = 0, \quad (3)$$

где R^* — ковариационная матрица между классами A и B , R — матрица ковариаций по всей совокупности исходных данных

$$\begin{aligned} R^* &= \{r_{il}^*\}_{i=1, l=1}^n, \\ R &= \{r_{il}\}_{i=1, l=1}^n. \end{aligned} \quad (4)$$

Известно [13], что если пучок форм $(R^* - \lambda R)$ построен для двух классов, то в качестве предсказателей достаточно взять лишь первый коэффициент разложения, соответствующий максимальному собственному значению.

Выделение районов Северного полушария, процессы над которыми оказывают наибольшее влияние на сроки появления льда на Дунае, осуществлялось с использованием карт изокоррелят. Для их построения рассчитывались коэффициенты корреляции сроков ледообразования на Дунае со значениями аномалий приземного давления и температуры в 70 точках Северного полушария за каждый

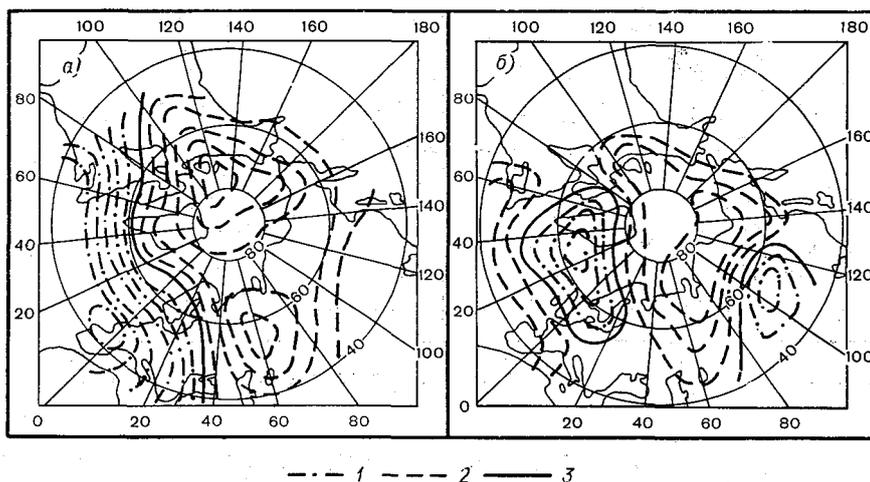


Рис. 1. Карты изокоррелят сроков появления льда на Дунае с аномалиями давления воздуха за март (а) и апрель (б).

Изолинии проведены через 0,1; $r > 0$ (1); $r < 0$ (2); $r = 0$ (3).

месяц. Наиболее значимые коэффициенты корреляции и выраженные крупномасштабные области их локализации получились для марта и апреля (рис. 1). Решение задачи дискриминантного анализа получается статистически значимым лишь тогда, когда число исследуемых векторов значительно превышает их размерность. Для понижения размерности векторов и выделения оптимальных точек использовался способ, предложенный в работе Ю. В. Николаева [11].

Вычислялись значения

$$h_k^2 = \bar{P}_k^2(A) + \bar{P}_k^2(B) - 2\bar{P}_k(A)\bar{P}_k(B), \quad (5)$$

где h_k^2 — средний квадрат расстояния между классами в k -ой точке. Чем больше значение данной метрики, тем лучше дискриминация соответствующего признака на классы. В качестве наиболее информативных признаков (станций) были выбраны семь с наибольшими

значениями h_r^2 . Примеры окончательно выбранных пунктов приведены на рис. 2.

Следующим этапом было определение и анализ первых собственных значений λ , первых главных векторов и коэффициентов разложения. Таким образом, применяя дискриминантный анализ, удалось получить временные коэффициенты, которые использовались в качестве предикторов. На рис. 3 представлен совмещенный

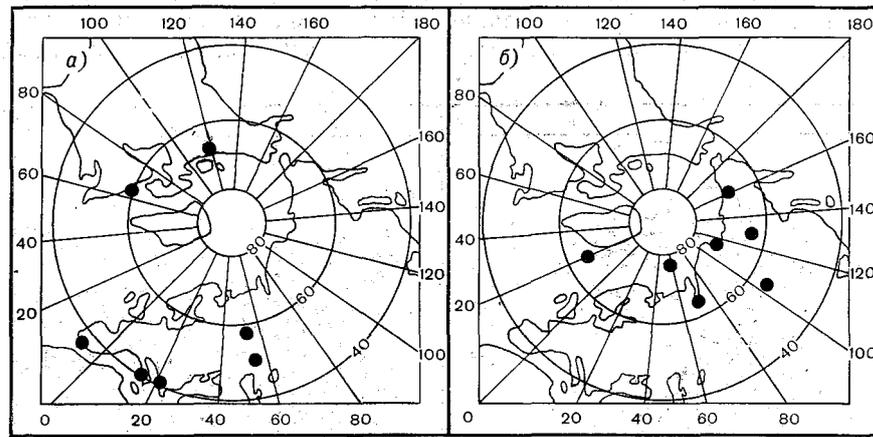


Рис. 2. Оптимальные пункты для полей давления воздуха за март (а) и апрель (б).

график хода собственных чисел λ и коэффициентов корреляции сроков появления льда на третьем участке реки Дунае с предсказателями по давлению $|r'|$. Видно, что о прогностической ценности

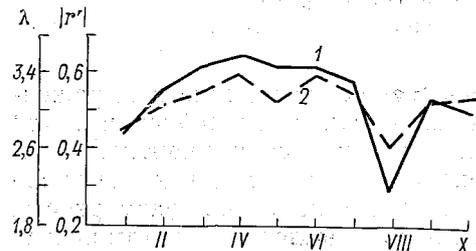


Рис. 3. Коэффициенты корреляции $|r'|$ сроков ледообразования с предсказателями (1) и первые собственные числа λ (2).

исследуемого материала можно судить и по величине λ . Предварительная оценка предсказателей показала, что для прогноза сроков ледообразования на Дунае в первую очередь целесообразно учитывать характер циркуляции атмосферы за весенние месяцы.

Для построения прогностических зависимостей выбор оптимальных предсказателей осуществлялся по методике, предложенной в ГГИ В. А. Румянцевым и С. А. Русиным. Суть ее заключается в отборе предикторов путем последовательного расчета частных коэффициентов корреляции. Устойчивость выбранной системы пре-

дикторов оценивалась по данной методике проверкой уравнений на независимом материале. Выбиралась система предикторов, у которой коэффициент корреляции на независимом материале был максимальным. Таким образом были построены уравнения для четырех характерных участков реки Дуная.

Прогностические зависимости имеют вид

$$\Delta D_1 = -4,7P_p^{III} - 11,6P_p^{IV} + 4,6P_p^{VI} - 2,6P_t^{III} + 8,9, \quad (6)$$

$$\Delta D_2 = -6,4P_p^{III} - 9,3P_p^{IV} + 4,0P_p^{VI} - 1,5P_t^{III} + 6,3, \quad (7)$$

$$\Delta D_3 = -5,1P_p^{III} - 9,9P_p^{IV} + 8,7P_p^{VI} - 2,4P_t^{III} + 6,6, \quad (8)$$

$$\Delta D_4 = -6,0P_p^{III} - 8,6P_p^{IV} + 8,6P_p^{VI} - 0,8P_t^{III} + 4,8, \quad (9)$$

где $\Delta D_1, \dots, \Delta D_4$ — отклонения от средних многолетних дат появления льда на 1—4 участках реки, $P_p^{III}, P_p^{IV}, P_p^{VI}, P_t^{III}$ — предсказатели по давлению и температуре (римская цифра означает соответствующий месяц). Предсказывать сроки появления льда на реке Дунае по зависимостям (6) — (9) можно с заблаговременностью до полугода.

Учитывая в качестве еще одного аргумента предсказатель P_p^X , были получены уравнения (10) — (13).

$$\Delta D_1 = -3,2P_p^{III} - 11,7P_p^{IV} + 3,2P_p^{VI} - 3,5P_t^{III} + 4,9P_p^X + 8,9, \quad (10)$$

$$\Delta D_2 = -5,1P_p^{III} - 9,4P_p^{IV} + 2,8P_p^{VI} - 2,2P_t^{III} + 4,2P_p^X + 6,3, \quad (11)$$

$$\Delta D_3 = -2,7P_p^{III} - 10,1P_p^{IV} + 6,6P_p^{VI} - 3,7P_t^{III} + 7,5P_p^X + 6,6, \quad (12)$$

$$\Delta D_4 = -4,1P_p^{III} - 8,8P_p^{IV} + 6,8P_p^{VI} - 1,9P_t^{III} + 6,1P_p^X + 4,8. \quad (13)$$

Использование данных о давлении за октябрь несколько улучшило количественные показатели, характеризующие возможность

Таблица 1
Оценка прогностических зависимостей

Участок	$0,67 \sigma$	$\frac{S}{\sigma}$	R	Заблаговременность (мес)
г. Братислава — г. Будапешт (1)	16,5	0,52	0,84	2
		0,54	0,81	6
г. Будапешт — г. Нови- Сад (2)	16,3	0,52	0,81	2
		0,54	0,78	6
г. Корабья — г. Олте- ница (3)	17,1	0,46	0,87	2
		0,53	0,83	6
ниже г. Олтеницы (4)	16,6	0,47	0,86	2
		0,52	0,82	6

Примечание: В числителе — по уравнениям (10) — (13), в знаменателе — по уравнениям (6) — (9).

прогнозирования по полученным связям. Однако в этом случае прогноз осуществляется с заблаговременностью около двух месяцев.

Оценки прогностических зависимостей (6)—(13) приведены в табл. 1.

Видно, что все они удовлетворяют требованиям Наставления. Обеспеченность прогностических уравнений в среднем на 30% выше природной.

По уравнениям (10)—(13) были составлены поверочные прогнозы за годы, не вошедшие в разработку метода (1972—74 гг.) Из 12 прогнозов не оправдались три.

Результаты исследования возможности использования дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза сроков появления льда на Дунае позволяют надеяться на успешное его применение и для предсказания других характеристик ледового режима.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. Предсказание месячного количества осадков.—«Метеорология и гидрология», 1966, № 7, с. 3—12.
2. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Л., Гидрометеоздат, 1962, 116 с.
3. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеоздат, 1974, 658 с.
4. Доклад о ледовом режиме р. Дунай. Дунайская комиссия. Будапешт, 1967, 69 с.
5. Ефимова З. А., Шаночкин С. В. Прогнозы сроков появления льда на Дунае.—«Сборник докладов VIII конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам», ФРГ, Регенсбург, 1975, с. 292—295.
6. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Л., Гидрометеоздат, 1960, 270 с.
7. Макаревич Т. Н., Ефимова З. А. Характерные черты осенне-зимнего ледового режима р. Дунай.—«Тр. ГГИ», 1962, вып. 80, с. 126—170.
8. Макаревич Т. Н., Ефимова З. А., Савина Л. К. Долгосрочный прогноз продолжительности ледовых явлений на р. Дунай.—«Тр. ГГИ», 1972, вып. 197, с. 3—24.
9. Макаревич Т. Н., Ефимова З. А., Румянцев В. А., Савина Л. К. Применение теории случайных выбросов к исследованию временной изменчивости характеристик ледового режима р. Дунай.—«Тр. ГГИ», 1974, вып. 218, с. 3—10.
10. Макаревич Т. Н., Ефимова З. А., Румянцев В. А., Савина Л. К. О предсказании ледовых явлений на р. Дунай с использованием метода разложения функций на естественные ортогональные составляющие.—«Сборник докладов VII конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам», БНР, Варна, 1973.
11. Николаев Ю. В. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1969, 63 с.
12. Солопенко Л. И. Циркуляционные условия ледообразования на советском участке Дуная.—«Тр. УкрНИГМИ», 1970, вып. 97, с. 63—70.
13. Уилкс С. Математическая статистика. М., Наука, 1967, 632 с.
14. Ciesla W. Ein Beitrag zum Eisregime der Oder mit prognostischer Aussage. Wasserwirtschaft — Wassertechnik, 6. Berlin, 1969.
15. Constantinescu C. Factorii care conditionează existența și durata fenomenelor de iarnă pe Dunăre pe sectorul aval de Tr. Severin. Hidrotehnica, gospodărirea apelor, meteorologia, V. 9, N 1, 1964, p. 26—33.
16. Kresser W., Lászlóffy W. Hidrologie du Dunube. Houille Blanche, 19, N 12, 1964.

С. А. Русин (ГГИ)

УЧЕТ НЕСТАЦИОНАРНОСТИ В СХЕМЕ ТРАНСФОРМАЦИИ ВОДООТДАЧИ В ГИДРОГРАФ СТОКА В ЗАМЫКАЮЩЕМ СТВОРЕ

В гидрологической практике в настоящее время при расчетах и прогнозах гидрографа стока водосбор рассматривается как динамическая система, которая осуществляет преобразование входной функции в выходную.

Выражение, связывающее входную (водоотдача) $q(t-\tau)$ и выходную (гидрограф стока) $Q(t)$ величины, для общего нестационарного случая имеет вид

$$Q(t) = \int_0^t p(t, \tau) q(t-\tau) d\tau \quad (1)$$

где $p(t, \tau)$ по терминологии [4] есть функция влияния.

В стационарной системе при сдвиге во времени входного возмущения без изменения его формы выходная функция претерпевает такой же сдвиг во времени и так же не изменяет свою форму. Нестационарной же называется такая система, реакция которой на любое данное возмущение зависит не только от самого возмущения, но и от интервала времени между моментом начала действия возмущения и данным моментом времени. Нестационарные системы характерны тем, что при сдвиге входного возмущения во времени без изменения формы их выходные функции не только сдвигаются во времени, но и изменяют форму.

Для расчета гидрографа по известной входной функции по выражению (1) необходимо учитывать изменение функции влияния во времени. В настоящее время часто пренебрегают зависимостью от времени, что позволяет упростить выражение (1). В этом случае вместо $p(t, \tau)$ можно писать $p(\tau)$, и оно принимает вид

$$Q(t) = \int_0^t p(\tau) q(t-\tau) d\tau \quad (2)$$

или после преобразования переменных $\theta = t - \tau$ и замены под интегралом θ опять на τ

$$Q(t) = \int_0^t p(t-\tau) q(\tau) d\tau \quad (3)$$

При этом используется одна единственная функция влияния, которая постоянна во времени. В настоящее время существуют различные методы ее нахождения — метод единичного гидрографа, метод изохрон, метод аналитического задания функции влияния, при котором наибольшее распространение получил вид [3]

$$p(t) = \frac{1}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (4)$$

где n и τ — эмпирические параметры. В последнее время для этой цели также применяется теория решения некорректных задач [4].

Вопрос об учете изменения функции влияния во времени был подробно изложен М. А. Великановым применительно к методу изохрон [1]. Рассматривая процесс формирования стока на водосборе как нестационарный, он указывает, что площадь F от замыкающего створа до изохроны τ должна выражаться функцией двух переменных, а именно

$$F = F(\tau, t),$$

где t — текущее время.

Эта функция представляет собой семейство кривых $F(\tau)$ с переменным параметром t . Для каждого момента времени в этом случае имеется своя система изохрон. Иначе, некоторая изохрона τ меняет свое местоположение на водосборе в зависимости от изменений условий стекания в ходе паводка, из чего, собственно, и следует изменение функции влияния во времени. Однако при этом встает вопрос, как учитывать это изменение. Некоторые из возможных подходов учета изменения функции влияния во времени в методе изохрон рассмотрены в работах [2, 5].

В настоящей работе предлагается схема, учитывающая изменение функции влияния во времени, на базе известной интегральной функции влияния

$$P(t) = \int_0^t p(\tau) d\tau.$$

Нестационарную схему трансформации водоотдачи на водосборе в гидрограф стока в замыкающем створе можно представить следующим образом. Отложим на графике интегральной функции влияния (рис. 1) по оси ординат накопление ординат функции влияния, а на оси абсцисс — накопление некоторого параметра K . В первый расчетный интервал времени расход в замыкающем створе будет

$$Q_1 = p_{11} q_1, \quad (5)$$

где q_1 — первая порция водоотдачи, p_{11} — первая ордината первой функции влияния. Значение p_{11} соответствует значению параметра K_1 .

При нарушении условия стационарности значение переменного во времени параметра K во второй расчетный интервал времени

изменяется и он принимает значение K_2 . Этому значению будут соответствовать, во-первых, вторая ордината первой функции влияния p_{12} и, во-вторых, первая ордината второй функции влияния p_{21} . В первом случае значение K_2 откладывается от конца отрезка K_1 , во втором же случае значение K_2 откладывается от начала оси абсцисс, поскольку ищется начальная ордината второй функции влияния. Исходя из этого, формула для расчета расхода в замыкающем створе во второй интервал времени запишется в виде

$$Q_2 = p_{12}q_1 + p_{21}q_2. \quad (6)$$

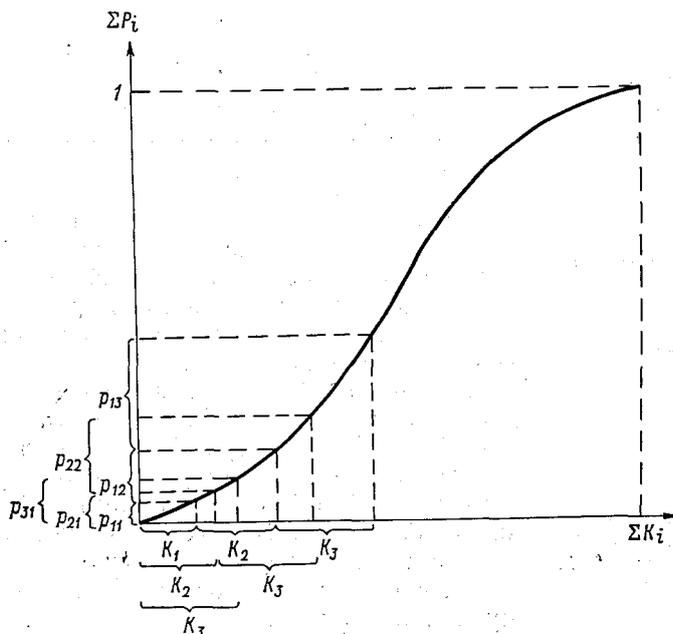


Рис. 1. Интегральная функция влияния.

В третий расчетный интервал времени опять-таки в силу нарушения условия стационарности параметр K принимает значение K_3 . Этому значению K_3 будут соответствовать, во-первых, третья ордината первой функции влияния p_{13} (причем в этом случае значение K_3 будет откладываться от конца отрезка $K_1 + K_2$), во-вторых, вторая ордината второй функции влияния p_{22} (значение K_3 будет откладываться от конца отрезка K_2) и, в-третьих, первая ордината третьей функции влияния p_{31} (K_3 будет откладываться от начала оси абсцисс) (рис. 1). Таким образом, в третий расчетный интервал времени будем иметь

$$Q_3 = p_{13}q_1 + p_{22}q_2 + p_{31}q_3 \quad (7)$$

Подобные рассуждения справедливы и для последующих расчетных интервалов времени.

В общем виде выражение для расчета расхода за j -тый интервал времени запишется следующим образом

$$Q_j = \sum_{i=1}^j p_{i, j-i+1} q_i. \quad (8)$$

Выражение (8) представляет собой интеграл (2), записанный в виде суммы.

Таким образом, система последовательного расчета выходной функции будет иметь вид

$$Q_1 = p_{11} q_1 \quad (9)$$

$$Q_2 = p_{12} q_1 + p_{21} q_2$$

$$Q_3 = p_{13} q_1 + p_{22} q_2 + p_{31} q_3$$

$$\dots$$

$$Q_n = p_{1,n} q_1 + p_{2,n-1} q_2 + \dots + p_{nn} q_n.$$

Первый индекс при ординате функции влияния определяется как номер временного интервала, для значения входной функции которого используется данная ордината, а второй индекс — как номер ординаты для фиксированной функции влияния.

Из рассмотрения системы (9) наглядно видно, что при использовании нестационарной схемы каждая порция осадков доводится до замыкающего створа по своей функции влияния — ей соответствует здесь свой столбец значений $p_{i, j-i+1}$. В каждом конкретном случае число используемых функций влияния равно числу интервалов времени, занимаемому входной функцией.

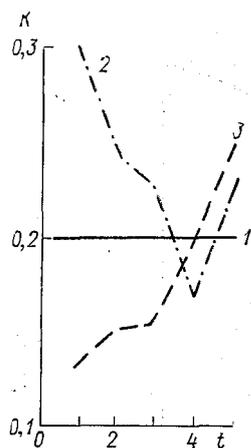


Рис. 2. Ход параметра K во времени для различных (1, 2, 3) функций влияния.

Изложенная схема позволяет по известному закону изменения во времени параметра K провести расчет гидрографа. Однако для этого необходимо знать закон изменения параметра. В настоящее время для тех случаев, когда численные значения некоторых параметров системы неизвестны, разработан путь их определения посредством решения прямой или обратной задачи по известным значениям входной и выходной функций. Использование такого пути позволяет получить интегральную оценку параметров модели, которая далеко не всегда может быть определена простыми измерениями.

Этот путь и был использован для определения численных значений параметра K как функции времени. Имея наблюдения на входе и выходе системы, можно, исходя из структуры предложенной выше схемы трансформации, определить на каждом расчетном интервале времени значение параметра K , оптимальным образом соответствующее значению выходной функции в этот интервал времени.

Ход параметра K во времени определяется выбранной интегральной функцией влияния. Покажем это на следующем примере. Была задана функция влияния (с ординатами 0,2; 0,3; 0,25; 0,15; 0,1) и некоторая входная функция трансформировалась по этой функции влияния в выходную. По входной и выходной функциям с помощью изложенной процедуры рассчитывался ход параметра K во времени. В этом случае он получается постоянным (рис. 2, линия 1).

Далее были проведены расчеты параметра K по тем же входной и выходной функциям, но с другими функциями влияния: во втором варианте (линия 2) — с ординатами 0,1; 0,2; 0,35; 0,2; 0,15, в третьем (линия 3) — 0,3; 0,4; 0,15; 0,1; 0,05. В этих случаях коэффициент K становится переменным во времени (рис. 2).

Таким образом, применив предлагаемую схему, можно определенным образом оценить, насколько некоторая предлагаемая функция влияния «вписывается» в рамки стационарной схемы. После такой оценки возможны два решения:

1) при $K \approx \text{const}$ используется предлагаемая функция влияния в рамках стационарной схемы,

2) при $K \neq \text{const}$ после определения закона изменения во времени этого параметра, производится учет нестационарности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великанов М. А. Время добегаия как фактор формирования поверхностного стока. Метеорология и гидрология, 1941, № 3, с. 47—53.
2. Горошков И. Ф. Схема расчета гидрографов паводков с учетом переменных скоростей.— «Тр. ЛГМИ», 1965, вып. 23, с. 80—105.
3. Калинин Г. П., Милюков П. И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. «Тр. ЦИП», 1958, вып. 66, 72 с.
4. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока. Л., Гидрометеиздат, 1972, 191 с.
5. Русин С. А. Учет изменения скорости добегаия при расчете дождевых паводков на малых водосборах Приморья. «Тр. ГГИ», 1975, вып. 223, с. 3—8.

С. А. Кондратьев (ГГИ)

РЕШЕНИЕ УРАВНЕНИЯ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ ПРИ ОСАДКАХ ПЕРЕМЕННОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

За последнее время разработан ряд математических моделей с распределенными параметрами [2], которые позволяют описывать склоновый сток как в одномерном, так и в двумерном случае. Чем сложнее модель, тем больше сведений о водосборе необходимо иметь для ее использования. Но как правило получение всех необходимых характеристик водосбора связано с большими трудностями. Поэтому для описания склонового стока наибольшее распространение получило уравнение кинематической волны [1, 3], как наименее сложное из существующих моделей и не требующее большого количества информации о водосборе.

В случае постоянного уклона и постоянной шероховатости склона уравнение кинематической волны может быть записано следующим образом:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \alpha n h^{n-1} \frac{\partial h}{\partial x} = v, \quad (1)$$

где h — глубина потока, v — интенсивность осадков, t — время, x — расстояние, α и n — эмпирические параметры, зависящие от уклона и шероховатости. Уравнение (1), описывающее одномерный склоновый сток, может быть заменено двумя обыкновенными дифференциальными уравнениями:

$$\frac{dh}{dt} = v, \quad (2)$$

$$\frac{dx}{dt} = \alpha n h^{n-1}. \quad (3)$$

Уравнение (2) показывает, как меняется решение h вдоль кривой, называемой характеристикой, и заданной уравнением (3). В случае осадков постоянной интенсивности уравнения (2) и (3) легко интегрируются.

Целью настоящей работы является обобщение решения, полученного Вудингом при постоянной интенсивности осадков [4], для случая осадков переменной интенсивности. Рассматривается фор-

мирование стока с полубесконечного склона. Общее решение уравнения (1) может быть представлено в виде:

$$x - \frac{ah^n}{v} = F(h - vt), \quad (4)$$

где вид функции F определяется заданием начальных и граничных условий. Считается, что в начальный момент времени склон сухой и на верхней границе склона в любой момент времени глубина потока нулевая:

$$h(x, 0) = 0, \quad h(0, t) = 0. \quad (5)$$

На рис. 1 схематично изображен ход осадков во времени, а также плоскость xt , на которой показаны характеристики, выходящие из точек t_0, t_1, \dots, t_{m-1} . Эти характеристики делят полосу, заключенную между прямыми $t = t_{i-1}$ и $t = t_i$ ($i = 1, 2, \dots, m$) на $i+1$ областей которые для удобства дальнейших рассмотрений пронумерованы, начиная снизу. Опуская промежуточные выкладки, приведем решения уравнения для каждой из этих областей.

Если рассмотреть области, лежащие между характеристикой, выходящей из начала координат, прямой $t = t_m$ и осью t , то для области, произвольным образом выбранной, лежащей в полосе $t_{i-1} \leq t \leq t_i$ и k -той по счету снизу имеем:

$$x = \frac{ah^n}{v_i} + \sum_{f=i-k+1}^{i-1} a \left\{ [h + (t_{i-1} - t)v_i + C_{i-2} - C_{f-1}]^n \times \right. \\ \left. \times \left(\frac{1}{v_f} - \frac{1}{v_{f+1}} \right) \right\} \quad (2 \leq k \leq i), \quad (6)$$

$$x = \frac{ah^n}{v_i} \quad (k = 1),$$

где

$$C_j = \sum_{\beta=1}^j (t_\beta - t_{\beta+1}) v_{\beta+1}, \quad C_0 = 0.$$

Для получения решения (6) использовались выражения (4), (5). Уравнения характеристик, ограничивающих данную область, могут быть получены из формулы (7) подстановкой $\gamma = i - k$ для

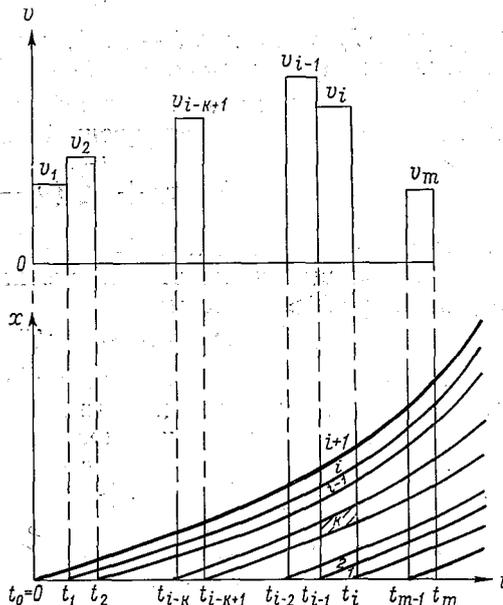


Рис. 1. Представление изменяющейся интенсивности осадков v_i и области существования решений уравнения (1).

характеристики, выходящей из точки t_{i-k} , и $\gamma = i - k + 1$ для характеристики, выходящей из точки t_{i-k+1} .

$$x = \frac{\alpha h^n}{v_i} - \frac{\alpha h_{i-1}^n}{v_i} + \sum_{j=\gamma+1}^{i-1} \alpha (h_j^n - h_{j-1}^n) / v_j, \quad (7)$$

где

$$h_j = \sum_{\beta=\gamma+1}^j (t_\beta - t_{\beta-1}) v_\beta.$$

Формула (7) верна для $i - \gamma > 1$, для $i - \gamma = 1$ уравнение характеристики имеет вид: $x = \alpha v_i^{n-1} (t - t_{i-1})^n$. Для областей, лежащих выше характеристики, выходящей из начала координат, решение от x не зависит и имеет следующий вид:

$$h = v_i t + \sum_{f=1}^{i-1} (v_f - v_{f+1}) t_f. \quad (8)$$

Если в момент времени $t = t_m$ осадки прекратились, то для областей, лежащих ниже характеристики, выходящей из начала координат, при $t \geq t_m$ имеем:

$$x = x(t_m) - \alpha n h^{n-1} (t_m - t), \quad (9)$$

где $x(t_m)$ получается из выражения (6) заменой t на t_m . И, наконец, для области, лежащей выше характеристики, выходящей из начала координат, решение имеет вид:

$$h = v_m t_m + \sum_{f=1}^{m-1} (v_f - v_{f+1}) t_f. \quad (10)$$

Формулы (6), (8), (9), (10) содержат решения для любых областей плоскости xt . Следует отметить, что решения, которые даются формулами (6), (8), (9), (10) при $i = 1$, $k = 1$, совпадают с решениями, приводимыми Вудингом.

Если рассматривать стекание со склона конечной длины L , то в полученных решениях для областей, которые пересекаются прямой $x = L$ следует сделать замену x на L , таким образом получается зависимость $h = h(t)$ на прямой $x = L$. Гидрограф на выходе находится по известной формуле $Q = \alpha h^n$.

Данная модель может быть дополнена введением в схему потерь на инфильтрацию. В дальнейшем представляется также целесообразным разработать подобную модель, описывающую двумерный склоновый сток.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бефани А. Н. Основы теории ливневого стока.— «Тр. ОГМИ», 1949, вып. IV, с. 39—175.
2. Кучмент Л. С. Развитие методов математического моделирования речного стока.— «Итоги науки и техники», сер. Гидрология суши, т. 2, Москва, 1975, с. 66—100.
3. Lighthill M. I., Whitham G. B. On Kinematic Waves.— Proc. Royal Soc., London, A, vol. 229, 1955, p. 317—345.
4. Wooding R. A. A Hydraulic Model for the Catchment—Stream Problem. I. Kinematic-Wave Theory.— J. of Hydrology, vol. III, N 3/4, 1965, p. 254—267.

И. В. Бовыкин (ГГИ)

О ВЫЧИСЛЕНИИ ХАРАКТЕРИСТИК ВЫБРОСОВ СЛУЧАЙНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ

Пусть имеется случайная последовательность (с. п.)

$$\{x_k\}, k=0, 1, 2, \dots$$

и задан уровень a . Будем говорить, что в момент i произошел выброс длительностью l^+ и объемом v^+ , если $x_{i-1} \leq a$, $x_i > a$, $x_{i+1} > a$, ..., $x_{i+l^*} > a$, $x_{i+l^*+1} \leq a$ и $\sum_{k=i}^{l^*} (x_k - a) = v^+$. Аналогично, если $x_{i-1} > a$, $x_i \leq a$, $x_{i+1} \leq a$, ..., $x_{i+l^-} \leq a$, $x_{i+l^-+1} > a$ и $\sum_{k=i}^{l^-} (a - x_k) = v^-$, то говорят о провале длительностью l^- и объемом v^- . Кроме этого введем в рассмотрение еще две характеристики — число выбросов последовательности длиной N и длительность между смежными выбросами. Обозначим их n_N и L соответственно.

Описанные выше характеристики имеют большое значение при решении практических задач, в частности, задач гидрологии и метеорологии.

Ниже предлагаются выражения для определения средних дисперсий и распределений названных характеристик выбросов, кроме объемов выброса и провала, для которых находятся только средние.

Будем предполагать, что с. п. $\{x_i\}$ стационарная с одномерной плотностью распределения $p(x)$ и двумерной плотностью распределения $p(x_1, x_2)$, тогда [1]

$$En_N = N \int_{-\infty}^a \int_a^{\infty} p(x_1, x_2) dx_2 dx_1, \quad (1)$$

$$El^+ = \frac{\int_a^{\infty} p(x) dx}{\int_{-\infty}^a \int_a^{\infty} p(x_1, x_2) dx_2 dx_1}, \quad (2)$$

$$Et^- = \frac{\int_{-\infty}^a p(x) dx}{\int_{-\infty}^a \int_a^{\infty} p(x_1, x_2) dx_2 dx_1}, \quad (3)$$

$$EL = Et^+ + Et^-, \quad (4)$$

$$E\sigma^+ = \frac{\int_a^{\infty} xp(x) dx}{\int_{-\infty}^a \int_a^{\infty} p(x_1, x_2) dx_2 dx_1}, \quad (5)$$

$$E\sigma^- = \frac{\int_{-\infty}^a xp(x) dx}{\int_{-\infty}^a \int_a^{\infty} p(x_1, x_2) dx_2 dx_1}, \quad (6)$$

где E — знак математического ожидания.

При вычислении распределения t^+ , t^- , L и n_N предполагается, что последовательность

$$y_i = \begin{cases} 1 & x_i > a \\ 0 & x_i \leq a \end{cases} \\ i = 1, 2, \dots$$

образует марковскую цепь с вектором начальных вероятностей $\begin{pmatrix} P_0 \\ P_1 \end{pmatrix}$ и матрицей перехода $\begin{pmatrix} P_{00} & P_{01} \\ P_{10} & P_{11} \end{pmatrix}$. Вероятность того, что длина выброса равна m , есть

$$P\{t^+ = m\} = P_{11}^{m-1} P_{10} \quad m = 1, 2, \dots \quad (7)$$

и аналогично

$$P\{t^- = m\} = P_{00}^{m-1} P_{01} \quad m = 1, 2, \dots \quad (8)$$

Так как $L = t^+ + t^-$, а t^+ и t^- независимы, то

$$P\{L = m\} = \sum_{k=1}^{m-1} P\{t^+ = k\} P\{t^- = m - k\} \quad m = 2, 3, \dots \quad (9)$$

Обозначим через $Q_i^{ij}(k)$ вероятность того, что цепь, начальное состояние которой i , окажется на l -м шаге в состоянии j и что существует k моментов времени l_1, \dots, l_k таких, что $l_t < l$, $y_{l_t} = 0$, $y_{l_t+1} = 1$ $t = 1, \dots, k$.

Значение $Q_i^{01}(k)$, к примеру, есть вероятность того, что с. п. $\{x_i\}$ находясь в нулевой момент ниже уровня a , на l -м шаге окажется выше этого уровня и за это время произойдет k выбросов.

Зная $Q_i^{ij}(k)$, можно найти вероятность того, что за N шагов произойдет k выбросов

$$P\{n_N=k\} = P_1(Q_N^{11}(k) + Q_N^{10}(k)) + P_0(Q_N^{01}(k) + Q_N^{00}(k)). \quad (10)$$

По определению считаем

$$Q_0^{ij}(k) = \begin{cases} 1 & k=0, \quad i=j \\ 0 & \text{в остальных случаях.} \end{cases} \quad (11)$$

Очевидно, что

$$Q_m^{11}(0) = P_{11}^m \quad m=1, 2, \dots \quad (12)$$

$$Q_i^{01}(k) = P_{01}Q_{i-1}^{11}(k-1) + P_{00}Q_{i-1}^{01}(k), \quad (13)$$

$$Q_i^{11}(k) = P_{11}Q_{i-1}^{11}(k) + P_{10}Q_{i-1}^{01}(k), \quad (14)$$

Выражения (11)–(14) позволяют вычислять $Q_i^{01}(k)$ и $Q_i^{11}(k)$. Аналогично с помощью (13) и рекуррентных соотношений

$$Q_m^{10}(0) = \sum_{i=1}^{m-1} P_{11}^{i-1} P_{10} P_{00}^{m-i}, \quad (15)$$

и

$$Q_i^{00}(k) = P_{01}Q_{i-1}^{10}(k-1) + P_{00}Q_{i-1}^{00}(k), \quad (16)$$

$$Q_i^{10}(k) = P_{11}Q_{i-1}^{10}(k) + P_{10}Q_{i-1}^{00}(k) \quad (17)$$

можно вычислить $Q_i^{00}(k)$ и $Q_i^{10}(k)$ при любых l и k .

Элементы матрицы P и вектор начальных вероятностей можно найти из выражений

$$P_{01} = \frac{\int_{-\infty}^a \int_a^{\infty} p(x_1, x_2) dx_2 dx_1}{\int_{-\infty}^a p(x) dx}, \quad (18)$$

$$P_{10} = \frac{\int_a^{\infty} \int_{-\infty}^a p(x_1, x_2) dx_2 dx_1}{\int_a^{\infty} p(x) dx}, \quad (19)$$

$$P_{00} = 1 - P_{01} \quad P_{11} = 1 - P_{10}, \quad (20)$$

$$P_0 = \int_{-\infty}^a p(x) dx,$$

$$P_1 = \int_a^{\infty} p(x) dx. \quad (21)$$

Автором составлены программы, которые вычисляют среднее, дисперсию и распределение l^+ , l^- , L и n_N по формулам (1)–(4),

(7) — (21), а также среднее v^+ и v^- по формулам (5), (6), причем предполагается, что $p(x)$ — плотность одномерного нормального распределения, а $p(x_1, x_2)$ — двумерного, т. е.

$$p(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left\{-\frac{(x-a)^2}{2\sigma^2}\right\},$$

$$p(x_1, x_2) = \frac{1}{2\pi\sigma^2\sqrt{1-\rho^2}} \exp\left\{-\frac{1}{2(1-\rho^2)} \times \right.$$

$$\left. \times \left(\frac{(x_1-a)^2}{\sigma^2} - 2\rho \frac{(x_1-a)(x_2-a)}{\sigma^2} + \frac{(x_2-a)^2}{\sigma^2}\right)\right\}.$$

Оценками a , σ^2 , ρ являются

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i, \quad (22)$$

$$s^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2, \quad (23)$$

$$R = \left(\sum_{i=1}^{N-1} (x_i - \bar{x})(x_{i+1} - \bar{x})\right) / \left(\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2\right) \quad (24)$$

соответственно. В качестве исходной информации может вводиться либо сам исходный ряд, либо параметры x , s^2 , R и длина ряда N .

Составлена также программа, которая вычисляет все названные выше характеристики выбросов для случая, когда члены последовательности $\{x_i\}$ имеют плотность γ -распределения, т. е.

$$p(x) = \begin{cases} 0 & x \leq 0 \\ \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\beta x} & x > 0 \\ (\alpha > 0, \beta > 0) \end{cases} \quad (25)$$

Оценками для α и β служат

$$A = \frac{\bar{x}^2}{s^2} \quad \text{и} \quad B = \frac{\bar{x}}{s^2}$$

соответственно, где \bar{x} и s^2 находятся по формулам (22) и (23).

Программа производит нормализацию исходной последовательности (1)

$$z_i = \Phi^{-1}(F(x_i)) \quad i = 1, 2, \dots$$

где

$$F(x) = \int_0^x \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} t^{\alpha-1} e^{-\beta t} dt,$$

а Φ^{-1} — функция, обратная к функции распределения нормально распределенной случайной величины с нулевым средним и единичной дисперсией.

Члены с.п. $\{z_i\}$ имеют нормальное распределение с нулевым математическим ожиданием и единичной дисперсией.

Характеристики l^+ , l^- , L , n_N с. п. $\{x_i\}$ относительно уровня a равны соответствующим характеристикам с. п. относительно уровня $\Phi^{-1}(F(a))$ [1]. Средние, дисперсии и распределения этих характеристик могут быть вычислены по формулам (1)—(4), (7)—(21). Выражения (5), (6) используются для вычисления среднего v^+ и v^- причем вместо $p(x)$ подставляют плотность распределения (25).

Во всех программах предусмотрена возможность использования данных, содержащих пропуски.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бовыкин И. В., Румянцев В. А. Основы теории случайных выбросов гидрологических рядов. Обзор ВНИИГМИ-МЦД.

А. С. Литвин (ГГИ)

МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ЭВМ КОРРЕЛИРОВАННОГО МАРКОВСКОГО РЯДА С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ

Одним из методов решения гидрологических задач, получившим широкое развитие благодаря применению электронно-вычислительной техники, является метод статистического моделирования. Моделирование на ЭВМ очень эффективно для исследования алгоритма или методики обработки данных наблюдений в том случае, когда проведение натуральных экспериментов невозможно или нецелесообразно. Примером может служить исследование и обработка методики предсказания (прогнозирования) гидрологических элементов и явлений на основе имеющихся материалов наблюдений.

Моделирование позволяет оценить быстроту, точность и другие важные характеристики работы алгоритма. При моделировании процесса обработки информации по заданному алгоритму искусственно воспроизводятся все условия работы обрабатывающего алгоритма, причем эти условия по возможности приближаются к реальным. Для создания таких условий прежде всего необходимо иметь возможность моделировать течение процесса, информация о котором подлежит обработке по исследуемой методике.

В данной работе была поставлена задача моделирования на ЭВМ ряда случайных данных, имитирующих наблюдения за гидрологическим процессом. При этом необходимо задаться видом закона распределения этого ряда, а при конкретной реализации, кроме того задать параметры распределения.

Для моделируемого ряда было выбрано гамма-распределение, что обусловлено его широким применением в гидрологических исследованиях для описания различных характеристик (например, элементов речного стока).

Часто очень существенным фактором является статистическая связь смежных членов ряда наблюдений (как это имеет место для рядов годового стока). Поэтому моделируемый ряд считается цепью Маркова первого порядка, смежные элементы которой коррелированы. Принимается также гипотеза стационарности ряда.

Таким образом, поставленную задачу можно сформулировать как задачу моделирования стационарной марковской последовательности с маргинальным гамма-распределением и корреляцией

смежных членов. При этом необходимо обеспечить возможность задания параметров распределения и коэффициентов внутрирядной корреляции в достаточно широких пределах.

В ходе решения поставленной задачи было проведено сравнение существующих методов моделирования гидрологических рядов.

В случае моделирования независимой последовательности с заданным законом распределения вычислительная схема довольно проста и хорошо изучена. В этом случае последовательность равномерно распределенных псевдослучайных чисел, сгенерированных на ЭВМ, преобразуется с помощью функции, обратной по отношению к функции вероятностей требуемого закона распределения.

Однако последовательность независимых случайных величин является недостаточно хорошей математической моделью гидрологического процесса. Например, неучет корреляции смежных членов в рядах годового стока ведет к существенным ошибкам.

Для моделирования последовательностей случайных величин с коррелированными смежными членами в настоящее время в гидрологических исследованиях применяется несколько различных способов [1—4]. В них используются методы нормальной корреляции, гамма-корреляции, равномерной корреляции, а также суммирование квадратов заданного числа нормально-распределенных случайных величин. Однако, этим способам присущи различные недостатки, нестрогие допущения, более или менее жесткие ограничения.

Наиболее подробно рассмотрена и широко использовалась в гидрологических исследованиях схема, предложенная Сванидзе [1]. Эта схема базируется на допущении, достаточно справедливом только для распределений, близких к нормальному, и плохо работает при значительной асимметрии. Во второй схеме Сванидзе это ограничение снято, но коэффициент корреляции смежных членов ряда должен быть неотрицательным. Не может быть отрицателен он и в схеме, разработанной Блохиновым и Сармановым [3].

Во многих схемах моделирование гамма-распределенного ряда осуществляется путем преобразования ряда с каким-либо другим распределением, моделирование которого проще осуществить. В таких методах моделируется исходный (например, нормальный) ряд с заданной корреляцией смежных членов гамма-распределенного ряда. Но в этих случаях коэффициент корреляции смежных членов полученного ряда может существенно отличаться от заданного. Поэтому необходимо делать соответствующий пересчет коэффициентов корреляции.

Основные соотношения для такого пересчета были получены Клемешем и Борувкой [6]. Предложенная ими схема моделирования гамма-распределенной цепи Маркова позволяет получать ряды, наиболее точно соответствующие поставленным требованиям и не ограничивающие величины параметров распределения. Допускаются как положительные, так и отрицательные значения коэффициента корреляции. Качество получаемой цепи Маркова зависит только от качества применяемого генератора псевдослучайных чисел и от

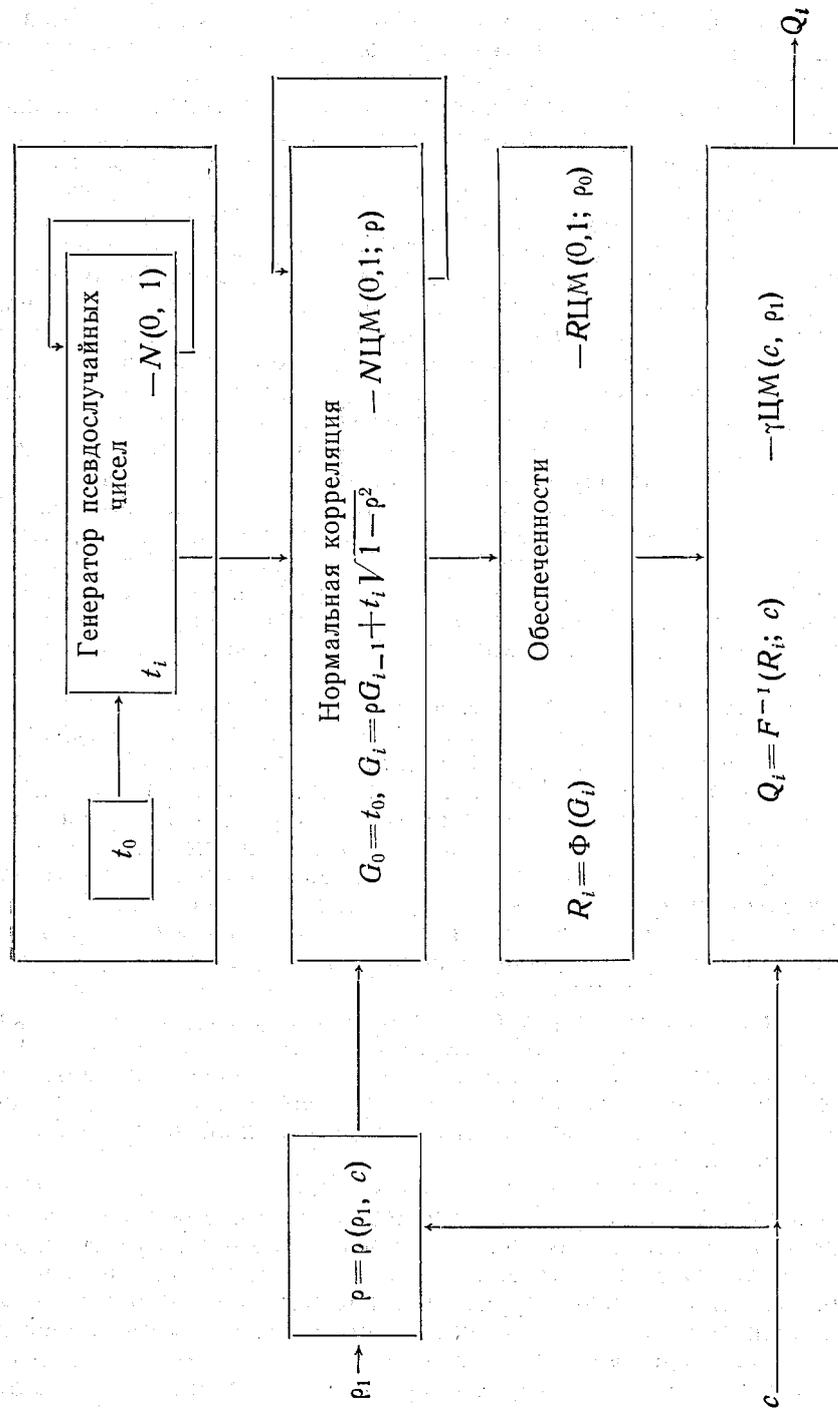


Рис. 1. Блок-схема алгоритма моделирования.

точности вычисления маргинального гамма-распределения. Поэтому такой метод моделирования был принят за основу.

Для упрощения рассматривается стандартизированное гамма-распределение (с единичным средним) с плотностью

$$f(x; c) = \frac{c^c}{\Gamma(c)} x^{c-1} e^{-cx}.$$

Это не снижает общности, так как простая замена переменных $c = \alpha$, $x = \beta y / c$ в стандартизированном гамма-распределении приводит к гамма-распределению общего вида с плотностью

$$f_0(y; \alpha, \beta) = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} y^{\alpha-1} e^{-\beta y},$$

причем коэффициент корреляции смежных членов ряда от этого не меняется.

Блок-схема моделирования методом Клемеша—Борувки приведена на рис. 1.

Пусть требуется смоделировать гамма-распределенную марковскую цепь с коэффициентом корреляции ρ_1 и параметром стандартизированного гамма-распределения c . Прежде всего необходимо сделать пересчет коэффициента корреляции ρ_1 требуемого гамма-распределенного ряда в коэффициент корреляции $\rho = \rho(\rho_1, c)$ нормального ряда. Он осуществляется на основании равенства, задающего обратную зависимость:

$$\rho_1(\rho, c) = c \left[\int_0^\infty \int_0^\infty xy \gamma(x, y; \rho, c) dx dy - 1 \right],$$

где

$$\gamma(x, y; \rho, c) = f(x; c) f(y; c) \frac{1}{\sqrt{1-\rho^2}} \times$$

$$\times \exp \left\{ -\frac{\rho^2 w^2 - 2\rho wz + \rho^2 z^2}{2(1-\rho^2)} \right\},$$

$$w = \Phi^{-1} [F(x; c)], \quad z = \Phi^{-1} [F(y; c)],$$

$$\Phi(w) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^w e^{-\frac{t^2}{2}} dt, \quad F(x; c) = \int_0^x f(t; c) dt,$$

$$f(x; c) = \frac{c^c}{\Gamma(c)} x^{c-1} e^{-cx}.$$

Этот пересчет является самым громоздким и трудоемким этапом, который, однако, выполняется один раз для всей моделируемой последовательности.

Процесс моделирования начинается с запуска генератора псевдослучайных чисел t_i , распределенных нормально с нулевым средним и единичной дисперсией: $N(0, 1)$. С помощью аппарата нормальной корреляции из них строится нормальная цепь Маркова с корреляцией смежных членов ρ (на рис. 1 условно обозначено

как N ЦМ $(0,1; \rho)$). Определяемые далее обеспеченности R_i элементов этой последовательности принимаются за обеспеченности соответствующих элементов Q_i гамма-распределенной цепи Маркова, которая получается преобразованием, обратным по отношению к функции $F(x; c)$ вероятности гамма-распределения с заданным параметром c .

В результате получаем очередной член Q_i требуемой марковской цепи с корреляцией ρ_1 смежных членов: γ ЦМ (c, ρ_1) .

Построенный генератор коррелированной марковской цепи с гамма-распределением позволяет моделировать исходный гидрологический процесс (например, ряды годового стока). Он может найти практическое применение в тех многочисленных случаях, когда гидрологические исследования проводятся с помощью метода статистического моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сванидзе Г. Г. Методика стохастического моделирования гидрологических рядов и некоторые вопросы многолетнего регулирования речного стока.— «Тр. Института энергетики АН Груз. ССР», 1961, т. 14, с. 189—211.

2. Раткович Д. Я. Закономерности чередования маловодных и многоводных лет как основа расчетов регулирования речного стока.— «Тр. ГГИ», 1969, вып. 162, с. 62—173.

3. Блохинов Е. Г., Сарманов О. В. Гамма-корреляция и ее использование при расчетах многолетнего регулирования речного стока.— «Тр. ГГИ», 1968, вып. 143, с. 52—75.

4. Марченко А. С., Романенко Т. П. Моделирование гамма-последовательностей и их использование для изучения выбросов скорости ветра.— «Метеорология и гидрология», 1975, № 7, с. 54—62.

5. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. Л., Гидрометеониздат, 1974. 424 с.

6. Klement V., Borůvka L. Simulation of Gamma-distributed first-order Markov Chain. Water resources research, 1974, vol. 10, N 1, p. 87—91.

Т. И. Владимирова (ГГИ)

ОЦЕНКА ПРИТОКА ВОДЫ ИЗ ЗОНЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА р. ЧУ

Бассейн р. Чу расположен в северо-восточной части Средней Азии. Большая часть этой территории представляет собой горную страну со сложным рельефом, состоящую в основном из систем горных хребтов. Хребты служат естественными аккумуляторами атмосферной влаги, которая является источником питания хорошо развитой в горах речной сети, формирующейся на склонах обширных межгорных впадин.

К области формирования стока относятся собственно горные поднятия и склоны горных хребтов, где хозяйственная деятельность человека не оказывает на сток заметного влияния. Источниками питания рек здесь служат талые ледниковые воды и воды высокогорных снегов, талые воды сезонного снега, а также подземные воды, дренируемые гидрографической сетью.

Согласно классификации рек Средней Азии по типам питания, предложенной В. Л. Шульцем в 1944 г., из 47 притоков р. Чу, рассматриваемых в створах по границе зоны формирования стока, 38 имеют ледниково-снеговое и снегово-ледниковое питание. К рекам ледниково-снегового питания относятся все реки верховьев р. Чу, р. Чон-Кемин и реки, берущие начало с северного склона Киргизского хребта. К рекам снегово-ледникового питания относятся реки Суек, Кичи-Кемин, Кашкасу и реки бассейна р. Курагаты, западнее реки Аспары. Остальные реки, берущие начало с южного склона Чу-Илийских гор, имеют снеговое и снегово-дождевое питание.

Область рассеивания стока располагается ниже области его формирования в предгорной и равнинной зонах, где наблюдается интенсивное использование воды на орошаемое земледелие.

Естественные водные ресурсы бассейна р. Чу формируются за счет таяния снега и льда в горах и выпадения жидких атмосферных осадков в области низкогорья.

Приток воды из зоны формирования стока является одним из главных компонентов уравнения руслового водного баланса речной системы и используется для оценки водных ресурсов бассейна реки.

Определение величины среднего годового притока воды из зоны формирования стока р. Чу производилось по 47 пунктам за 1947—1975 гг. на основе данных наблюдений гидрологических постов УГМС и Минводхозов Киргизской и Казахской ССР.

Область зоны формирования стока бассейна р. Чу не полностью освещена измерениями; встречаются площади, где сток рек не учитывается постами УГМС и Минводхозов. Поэтому при наличии гидрологических постов на реках на границе зоны формирования стока величина последнего рассчитывалась путем суммирования расходов воды в створах указанных постов, расположенных на притоках реки Чу, а сток с территории, не охваченной измерениями на постах, определен приближенно по схематической карте зональных значений норм годового стока с последующим переходом к стоку конкретных лет на основе использования модульных коэффициентов годового стока рек-аналогов

$$k_{ан} = \frac{Q_{ан}}{\bar{Q}}, \quad (1)$$

где \bar{Q} — норма годового стока, $Q_{ан}$ — средний расход реки-аналога за расчетный год.

В качестве аналога выбиралась река, имеющая сходные с неизученным водотоком условия формирования стока, а также, однотипный рельеф и гидрогеологические условия.

Средний годовой расход (Q) с площади F_i , сток с которой не учтен измерениями, рассчитывался по формуле

$$Q = \bar{Q} \cdot k, \quad (2)$$

где \bar{Q} — норма годового стока с указанной площади, k — модульный коэффициент годового стока, полученный по данным наблюдений на одной или двух реках-аналогах.

Для бассейна р. Чу норма годового стока \bar{Q} (в м³/с) с отдельных площадей F_i (в км²) вычислялась по формуле:

$$\bar{Q} = \frac{\bar{h}F_i}{31,5 \cdot 10^3}, \quad (3)$$

где \bar{h} — норма годового стока в миллиметрах слоя воды, определенная по схематической карте зональных значений нормы годового стока, помещенной в монографии «Ресурсы поверхностных вод СССР», т. 14, вып. 2.

Приток воды из зоны формирования стока в бассейне р. Чу вычислен путем суммирования расходов воды на водотоках вдоль нижней границы зоны формирования, полученных по материалам наблюдений и расчетным данным.

Таким образом была рассчитана величина притока воды из зоны формирования стока ($Q_{з.ф}$) для створа р. Чу — с. Милянфан за 29 лет (1947—1975 гг.), а для четырех створов: р. Чу — Бурулдайский мост, г. Токмак, клх им. Чапаева, свх им. Амангельды —

за 13 лет (1963—1975 гг.). Створ р. Чу — с. Ортококой находится в зоне формирования стока. Значения притока воды для этого створа приняты равными значениями восстановленного естественного стока.

Для получения величины притока из зоны формирования стока р. Чу по четырем створам с 1947 по 1962 гг. были построены графики связи $Q_{эф} = f(Q_{эф.ан})$, где в качестве аналога был принят створ р. Чу — с. Милянфан.

Для всех створов р. Чу построены кривые обеспеченности среднего годового притока воды из зоны формирования стока и определены расходы 5, 50 и 95% обеспеченности, которые сравнивались со значениями средних бытовых расходов воды за соответствующие годы. Величины бытовых расходов составляют в среднем у Бурулдайского моста 89%, а в замыкающем створе — 49% от притока воды из зоны формирования стока.

Изменение величин среднего годового притока из зоны формирования стока по длине реки Чу от истока к устью соответствует распределению нормы годовых сумм осадков, которые зависят от высотного положения отдельных частей этой зоны и их доступности для влагоносных воздушных масс. Водосборы притоков, находящиеся на склонах периферийных хребтов, благоприятно ориентированных по отношению к движению влагоносных воздушных масс, отличаются повышенной водностью. Бассейны, расположенные во внутренних частях гор, в которые проникновение влажных воздушных масс затруднено, имеют сравнительно низкую водность [7]. В зоне формирования горных рек основным фактором, влияющим на сток, является рельеф, воздействие которого осуществляется через климатические факторы, определяющие условия питания рек, процессы таяния снега и льда и т. п. В связи с этим средняя водность, устойчивость годового стока, распределение стока внутри года и другие характеристики речного стока не могут не зависеть от особенностей рельефа [12]. Для каждого створа по длине реки Чу упрощенным способом была определена средневзвешенная высота и площадь зоны формирования, рассчитаны модули годового стока 5,50 и 95% обеспеченности и вычислены коэффициенты вариации годового стока (табл. 1). Кроме того, были определены величины осадков различной обеспеченности.

В результате анализа полученных данных (рис. 1), установлено, что средневзвешенная высота водосбора у первого створа р. Чу — с. Ортококой больше, чем у последующих, а модуль годового стока — меньше. Зависимость нормы годовых осадков от средней высоты зоны формирования стока имеет аналогичную тенденцию распределения по высоте. Это объясняется тем, что верховья р. Чу примыкают к маловодным районам западной части бассейна оз. Иссык-Куль, трудно доступным влажным воздушным массам.

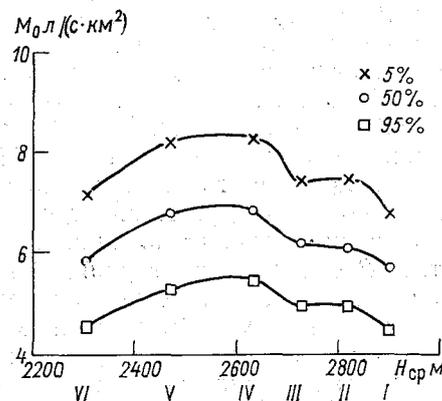
Для последующих трех створов на реке Чу модуль годового стока растет с уменьшением средневзвешенной высоты зоны формирования стока, что объясняется увеличением водоносности притоков на данных участках. Северные склоны Киргизского Алатау

Таблица 1

Характеристика стока р. Чу

Пункт	Длина реки от истока, км	$F_{зф}$, км ²	$H_{ср. зф}$, м	Q_0 , м ³ /с	M_0 , л/(с·км ²)	C_{τ}
с. Ортогокой	34	6 000	2900	33,9	5,6	0,16
Бурулдайский мост	117	9 370	2820	57,6	6,1	0,12
г. Токмак	165	10 150	2724	62,8	6,2	0,12
с. Милянфан	214	12 770	2631	87,7	6,9	0,12
кх им. Чапаева	381	17 690	2464	119	6,7	0,12
свх им. Амангельды	546	22 800	2302	134	5,9	0,11

хорошо доступны для поступающих с севера и северо-запада влажным воздушным потокам, в связи с чем водоносность рек этих склонов значительно выше, чем водоносность верховий р. Чу.



На водосборах правобережных притоков р. Чу влажные, воздушные массы, продвигаясь с запада на восток, задерживаются сходящимися на востоке Чуйской долины довольно высокими хребтами Заилийского и Кунгей-Алатао [10]. Поэтому здесь наблюдается увеличение сумм осадков и повышение удельной водоносности рек.

Для последних двух створов р. Чу модуль годового стока убывает с уменьшением средней высоты зоны формирования стока. Объясняется это тем, что при движении с запада на восток воздушные массы разгружают частично запасы своей влаги на более высоких частях водосбора.

Бассейн реки Чу по орографическим особенностям и условиям питания можно разделить на три части: верхнюю часть — до выхода р. Чу из Боомского ущелья, среднюю — Чуйскую долину и нижнюю — бесприточную область потерь стока в пустынях и пес-

ках Казахстана [10]. Анализ показал, что сток верховьев реки Чу обладает несколько повышенной изменчивостью коэффициентов вариации годового притока из зоны формирования стока — у с. Ортокой $C_v = 0,16$. Для четырех последующих створов реки Чу коэффициент вариации оставался постоянным, равным 0,12. Для самого нижнего створа р. Чу — свх им. Амангельды $C_v = 0,11$. Таким образом, с увеличением площади водосбора реки отмечается уменьшение изменчивости годового притока из зоны формирования стока.

Выполненные расчеты позволили выявить основные факторы, обуславливающие норму и изменчивость годового притока воды из зоны формирования стока р. Чу, занимающей горную часть бассейна этой реки. Методика таких расчетов представляет интерес и для других крупных рек ледниково-снегового питания, обладающих важными для орошения и гидроэнергетики особенностями: ограниченным колебанием годового стока, небольшой изменчивостью, растянутым половодьем, крутым уклоном.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Графоаналитические способы определения и приведения к длительному периоду наблюдений параметров кривых распределения. — «Тр. ГГИ», 1960, вып. 73, с. 90—140.
2. Большаков М. Н. О расчете и характеристиках распределения нормы годового стока в горных речных бассейнах. — В сб.: «Вопросы водного хозяйства», 1965, вып. 4, Фрунзе, Киргизиздат, 115 с.
3. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. — Л., Гидрометеоздат, 1962, 546 с.
4. Казахстан. Общая физико-географическая характеристика. — Изд. АН СССР, М.—Л., 1950, 492 с.
5. Методические указания, № 56. Картометрические работы для получения гидрографических характеристик. — Л., Гидрометеоздат, 1960, 97 с.
6. Очерки по физической географии Казахстана. — Алма-Ата, Изд. АН Каз. ССР, 1952, 513 с.
7. Поверхностные воды Южного Казахстана. Монография. — Л., Гидрометеоздат, 1976, 411 с.
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность. — Л., Гидрометеоздат, 1966, 204 с.
9. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики, т. 14, вып. 2, Л., Гидрометеоздат, 1967, 355 с.
10. Ресурсы поверхностных вод. Монография, т. 14. — Средняя Азия, вып. 2 — бассейны оз. Иссык-Куль, рек Чу, Талас, Тарим. — Л., Гидрометеоздат, 1973, 307 с.
11. Чупахин В. М. Природное районирование Казахстана. — Алма-Ата, Изд. «Наука», 1970, 263 с.
12. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. — Л., Гидрометеоздат, 1965, 691 с.

С. В. Корягин (ГГИ)

ПРИВЕДЕНИЕ К МНОГОЛЕТНЕМУ ПЕРИОДУ РЯДОВ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВЕСЕННЕГО ПЛОВОДЬЯ РЕК ЗОНЫ ТРАССЫ БАМ

При проектировании и эксплуатации гидротехнических сооружений используются сведения о максимальных расходах воды определенной обеспеченности, поэтому уточнение их имеет большое практическое значение. В настоящее время широкое применение получила методика приведения к многолетнему периоду с помощью множественной линейной регрессии, реализованная на ЭВМ [1, 3]. В ГГИ произведен пересчет статистических параметров рядов среднегодового стока для территории всей страны по этой методике, однако, она до сих пор широко не применялась для рядов максимальных расходов воды. Целью данной работы являлось использование методики для приведения к многолетнему периоду рядов максимальных расходов весеннего половодья рек западного участка трассы БАМ, а также уточнение их параметров.

Трудности изучения весеннего половодья рек этой зоны связаны с особенностями рельефа территории, большим разнообразием физико-географических условий, неустойчивостью и промерзанием русел рек и малой гидрометеорологической изученностью. В исследуемом районе недостаточны как количество гидрометеорологических створов, так и продолжительность наблюдений на них. Лишь на 24 створах из 135 ряды имеют продолжительность более 30 лет и на 29 створах — от 20 до 30 лет, все остальные ряды короче. Для приведения были выбраны данные наблюдений за стоком по 54 створам по 1974 год включительно.

Анализ нормированных кривых обеспеченности максимальных расходов воды показал, что на данной территории можно выделить районы со сходными значениями C_v и C_s . Это деление подтверждается основными направлениями прохождения воздушных масс и особенностями подстилающей поверхности. Горные системы, наиболее влияющие на направление влагонесущих потоков, являются границами районов. Выполненный анализ позволил выделить три района со сходными условиями формирования стока весеннего половодья:

I — верховье р. Лены с притоками, р. Лена с притоками от впадения р. Киренги до устья р. Олекмы (без верхнего Витима с при-

токами) и реки, впадающие в северную часть озера Байкал; II — верховье р. Витим с притоками; III — верховье р. Амги и р. Алдана с притоками.

Внутри районов наблюдаются некоторые аномалии, такие как карст в первом районе (снижает C_v), верховые и низинные болота во втором и третьем (по-разному влияющие на сток) и другие. Для большинства рядов наблюдений $C_s/C_v \approx 2$. В районе распространения карста стоковые ряды характеризуются нулевой или небольшой отрицательной асимметрией. В основном, эти районы совпадают с районами, принятыми в [2], с той разницей, что в районе I вошли сходные по гидрологическим условиям два первых по [2] района и реки бассейна оз. Байкал.

Для каждого района были рассчитаны коэффициенты парной корреляции между рядами и построены пространственные корреляционные функции. В качестве предполагаемых аналогов в каждом районе выделялась группа рек, имеющих сравнительно длинные ряды наблюдений (не менее 30 лет) достаточно малую ($\leq 0,3$) корреляцию рядов между собой и достаточно высокую ($\geq 0,7$) с рядами других рек района. В результате такого анализа для районов I и II было предварительно отобрано по 9, для района III — 5 рек-аналогов.

Удлинение рядов максимальных расходов весеннего половодья проводилось на ЭВМ. Уравнения множественной линейной регрессии, использованные в расчетах, имеют вид:

$$Y = \sum_{j=1}^{j=m} K_j X_j + C,$$

где j — номер ряда-аналога, X_j — данные наблюдений реки-аналога, K_j — коэффициент уравнения регрессии Y относительно X_j , C — свободный член уравнения. Для каждого удлиняемого ряда наблюдений согласно соответствующей программе [3] окончательный выбор аналогов производился по условию, чтобы коэффициенты регрессии были не меньше их удвоенной среднеквадратической ошибки ($K_j \geq 2\sigma_{K_j}$). Величины восстановленных максимальных расходов воды уточнялись по формуле, включающей поправку на корреляционную связанность рядов:

$$Y'_i = \frac{\Delta Y_i}{R_0} + \bar{Y},$$

где \bar{Y} — среднее значение восстановленного ряда, R_0 — множественный коэффициент корреляции, $\Delta Y_i = Y_i - \bar{Y}$, Y_i — восстановленный по уравнению регрессии расход воды.

Самое большое число одновременно используемых аналогов оказалось равным трем. Возможность приведения по предлагаемому методу рассмотрим на примере восстановления ряда р. Витим — Гурское с одновременной оценкой надежности параметров уравнений регрессии. Значения расходов воды за различные периоды могут быть восстановлены, исходя из соотношения $K_j \geq 2\sigma_{K_j}$,

по уравнениям с разным числом аналогов. Так, для периода 1956—1960 гг. использовалось уравнение с тремя аналогами:

$$Y = 1,84X_1 + 1,68X_2 + 0,25X_3 + 0,25,$$

$$K_1/\sigma_{K_1} = 2,97; \quad K_2/\sigma_{K_2} = 3,52$$

$$K_3/\sigma_{K_3} = 3,04; \quad R_0 = 0,95.$$

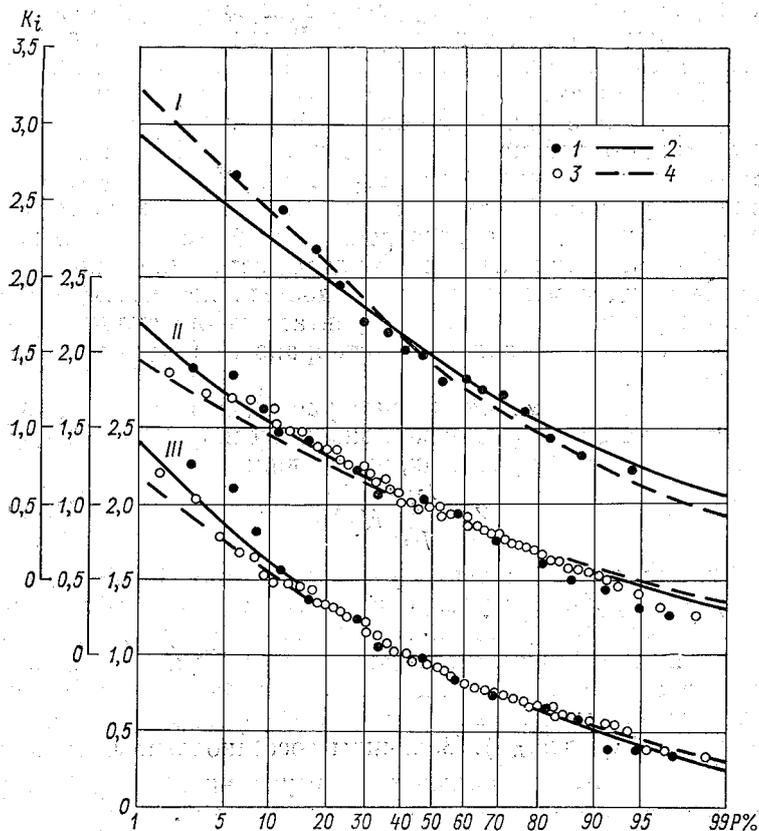


Рис. 1. Кривые обеспеченности максимальных расходов воды. Эмпирические точки и теоретическая кривая до продления (1, 2) и после продления (3, 4).

I — р. Амга — с. Епанцы, II — р. Лена — с. Грузновка, III — р. Лена — г. Усть-Кут.

Для периода 1951—1955 гг. — с двумя аналогами:

$$Y = 0,20X_1 + 0,09X_2 + 1,31, \quad K_1/\sigma_{K_1} = 2,44;$$

$$K_2/\sigma_{K_2} = 3,13; \quad R_0 = 0,89.$$

В большинстве случаев получены значительные коэффициенты корреляции $R_0 = 0,70—0,96$ и отношения $K_j/\sigma_{K_j} = 2,44—9,99$.

Для анализа надежности удлинения рядов на клетчатке вероятности строились эмпирические и подбирались теоретические кривые обеспеченности максимальных расходов воды по восстановленным рядам и по этим же рядам за исходный период (см, например, рис. 1, р. Лена — с. Грузновка). То же выполнялось для рек-аналогов (р. Лена — г. Усть-Кут). Результаты продления можно было считать достаточно надежными ввиду сходства взаимного расположения теоретических кривых за соответствующие периоды для аналогов и для удлиняемых рядов.

Для каждого восстанавливаемого ряда за исходный период, как отмечалось выше, были построены эмпирические кривые обеспеченности максимальных расходов воды; к ним подобраны теоретические кривые по параметрам, полученным до и после удлинения рядов. Сравнение теоретических кривых обеспеченности максимальных расходов воды до и после продления с эмпирической показало, что вторая лучше соответствует эмпирической (рис. 1, р. Амга — с. Еланцы). Это также указывает на удовлетворительное качество продления рядов.

По приведенным к многолетнему периоду рядам максимальных расходов воды вычислены за весь период (с учетом восстановления): $\bar{Q}_{\text{макс}}$, σ , C_v , C_s (нижняя строка для каждого пункта в табл. 1). Там же приведены параметры исходных рядов стока (верхняя строка).

Таблица 1

Параметры максимального стока (расходов воды) весеннего половодья рек зоны трассы БАМ

Река — пункт	N лет	$\bar{Q}_{\text{макс}}$ м ³ /с	σ м ³ /с	C_v	C_s
Лена — Усть-Кут	35	2650	1190	0,45	1,12
	64	2800	1060	0,38	0,70
Пр. Иликта — Б. Тарель	20	71,1	19,1	0,27	-0,49
	62	71,2	24,8	0,35	0,28
Витим — Гурское	15	406	272	0,67	0,43
	32	336	217	0,65	0,88
Якоцит — Якокут	11	204	39,0	0,19	0,05
	31	204	36,8	0,18	0,42
Кута — Максимово	20	594	125	0,21	-0,58
	59	561	148	0,26	0,16
Тира — Б. Тира	16	362	134	0,37	1,30
	58	347	154	0,44	0,63
Тимптон — Усть-Баралас	20	2270	839	0,37	0,80
	26	2270	940	0,41	0,77
Тыпта — Дальнезагора	11	61,8	35,9	0,58	0,43
	23	51,4	27,5	0,54	1,24
Калар — Ср. Калар	12	1740	1360	0,78	1,21
	25	1700	1120	0,66	1,29
Мама — Чукча	8	2820	726	0,26	2,50
	36	2490	665	0,27	0,60

Для анализа водности периодов, на которые производилось удлинение рядов, были построены интегрально-разностные кривые $\sum_{i=1}^{i=n} (K_i - 1) = f(T)$ по 21 створу с длиной ряда больше 30 лет. Примеры некоторых из них приводятся на рис. 2. Было установлено, что период с 1910 года по 1952 год характеризуется пониженной водностью, а период с 1954 года по 1974 год — повышенной. Наблюдения на постах проводились, в основном, в последний (многоводный) период.

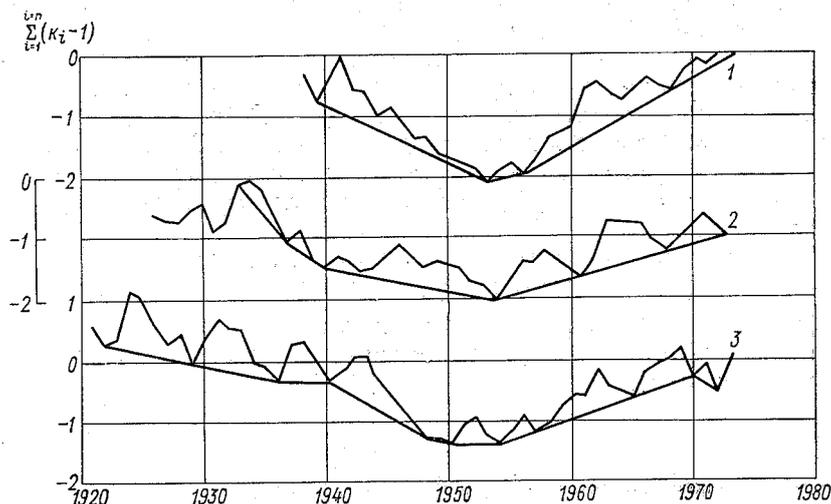


Рис. 2. Разностно-интегральные кривые стока весеннего половодья.

1 — р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Заимка, 2 — р. Алдан — г. Томмот, 3 — р. Лена — д. Змеинова.

Данные таблицы показывают, что на большинстве рек при удлинении ряда произошло уменьшение параметров \overline{Q}_{\max} и C_v . Это можно объяснить тем, что восстановленный период был маловодным. Только для ряда р. Лена — г. Усть-Кут параметры возросли, т. к. пост был закрыт в сороковые годы, а восстанавливаемый период был многоводным.

Сравнение вычисленных параметров показывает, что значения \overline{Q}_{\max} и C_v до и после продления различаются не более, чем на 15—20%. Несмотря на довольно значительное удлинение рядов, надежной оценки C_s получить не удалось, поскольку для вычисления этого параметра необходим существенно больший объем информации.

Таким образом, удлинение рядов максимальных расходов весеннего половодья с помощью множественной линейной регрессии по аналогам дало возможность уточнить параметры для части створов в таком сложном, слабоизученном и важном в экономическом отношении районе, как зона трассы БАМ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобанова А. Г. Совершенствование методики приведения годового стока к многолетнему периоду на примере рек бассейна верхнего Днепра.— «Тр. ГГИ», 1975, вып. 212, с. 20—37.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 17, Л., Гидрометеиздат, 1972, 652 с.
3. Рождественский А. В. и Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1974, 424 с.

Л. Б. Белоцерковский (Гипроводхоз)

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕТНЕГО МЕЖЕННОГО СТОКА РЕК СЕВЕРО-ЗАПАДА НЕЧЕРНОЗЕМНОЙ ЗОНЫ РСФСР (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПОД ВЛИЯНИЕМ ОСУШЕНИЯ

Осушительная мелиорация избыточно увлажненных земель является способом регулирования их водного режима. По мере роста масштабов осушения прямо или косвенно изменяются естественные условия формирования речного стока.

Количественная оценка влияния осушения на режим речного стока является одной из наиболее сложных задач гидрологической практики.

Для исследования этого вопроса использовались материалы натурных наблюдений на ряде водосборов Ленинградской и частично Новгородской областей, в пределах которых проводились осушительные мелиорации (табл. 1).

Учитывая существующий опыт подобного ряда исследований (1, 3, 4), целесообразно использовать для анализа метод сравнения (сопоставления) характеристик стока мелиорированных водосборов с соответствующими величинами стока контрольных бассейнов. Этот метод физически обоснован, не требует дополнительных данных, сравнительно прост в обработке и при правильном использовании дает достаточно объективные результаты.

Основной трудностью сопоставления характеристик стока за разные периоды является исключение влияния колебаний естественной водности этих периодов. С этой целью применяется метод приведения водосборов к одной водности.

Коэффициентами приведения являются отношения:

$$K_{\text{пр. к}} = \frac{C_{\text{нк}}}{C_{\text{ик}}} \text{ или } K_{\text{пр. м}} = \frac{C_{\text{нм}}}{C_{\text{им}}},$$

где $C_{\text{им}}$ и $C_{\text{нм}}$ — сток мелиорируемой реки за периоды до и после осушения, $C_{\text{ик}}$ и $C_{\text{нк}}$ — сток контрольной реки за те же периоды.

Коэффициент $K_{\text{пр. к}}$ показывает изменение естественной (фоновой) водности, а $K_{\text{пр. м}}$ — аналогичное изменение стока с учетом мелиоративных работ в бассейнах исследуемых рек. Отношение коэффициентов приведения $\left(\frac{K_{\text{пр. м}}}{K_{\text{пр. к}}} = K_{\text{изм}}\right)$ позволяет устранить

Таблица 1

Сведения об исследуемых водосборах

Река — пост	Расстояние от истока (устья), км	Площадь водосбора, км ²		Средняя высота водосбора, м	Озерность, %	Заболоченность, %	Лесистость, %	Период наблюдения	Осушение по периодам в открытой/закрытой, га	
		в т. ч. в Ленинградской области	всего до в/п						1957 — 61 ¹	1967 — 74 ²
Контрольные реки										
Воложба — Пареево	27 (54)	644		180	2	5	66	1952—75		
Сясь — Заболотье	70 (190)	612		131	1	7	85	1946—74		
Мда — Бахариха	80 (21)	550		164	1	3	76	1943—74		
Рацля — Масляково	47 (2)	468		77	0	12	76	1949—74		
Мелнорруемые реки										
Воложба — Воложба	78 (8)	1380	740 ³	149	1	11	71	1936—74	1150	2000 990
Тигода — Любань	57 (86)	589	580	50	1	14	80	1945—74	1400	2520
Пчевжа — Белая	113 (44)	1690	800	67	1	13	76	1944—74	1000	876 621
Шарья — Гремячево	54 (44)	353	190	79	0	25	68	1948—74	500	504 453

¹ Для осушения редкой сетью открытых каналов характерно плохое использование осушенных территорий, быстрый выход из строя сети, результатом чего явилось списание к 1967 г. почти всей сети построики 1957—61 гг.

² Мелноррация проводится в виде коренной реконструкции старых систем (почти на тех же площадях), основная часть осушения выполнена закрытой сетью, характерно интенсивное сельскохозяйственное освоение осушенных территорий.

³ Осушение проводилось в основном на участке ниже в/п Пареево. Приводимая площадь водосбора относится к этой части бассейна.

фактор естественных колебаний стока и выявить изменения стока под воздействием лишь осушительных мелиораций.

Поскольку осадки являются одним из важнейших стокообразующих факторов, то полнота и надежность их наблюдения в значительной степени определяют результат исследования. С этой целью были проанализированы данные об осадках по метеостанциям, расположенным в бассейнах рассматриваемых рек.

Анализ показал, что отклонения суммы осадков (май—сентябрь) за рассматриваемые периоды от средней многолетней величины лежат в пределах $\pm 1-2\%$, что свидетельствует о неизменности характера увлажнения расчетного бассейна в летние месяцы.

Сопоставление равнообеспеченных (в диапазоне от 10 до 95%) значений слоя стока летней межени проводилось для четырех пар мелиорированных и контрольных рек, наиболее близких по физико-географическим характеристикам водосборов и условиям формирования стока.

Построенные для каждого периода кривые обеспеченности меженного стока позволяют оценить изменение его величины как для контрольных, так и для расчетных рек, а следовательно и относительно друг друга. Основной тенденцией является увеличение слоя стока летней межени во всем диапазоне обеспеченностей.

В связи с тем, что наиболее ответственным в водохозяйственной практике является минимальный сток определенной обеспеченности (75—97%) целесообразно ограничить анализируемые ряды значениями нижней части кривой обеспеченности, что делает их генетически более однородными.

Результаты расчетов показывают, что на фоне снижения стока контрольных рек отмечается некоторое увеличение стока мелиорируемых рек.

В зависимости от абсолютной величины слоя меженного стока относительное его увеличение лежит в пределах 1—7% для первого осушения и 2—30% для второго осушения. При этом абсолютное увеличение стока не превышает 2—4 мм.

Таким образом сток маловодных летних межней (обеспеченностью более 50%) испытывает чрезвычайно малое влияние осушительных работ. Основной тенденцией при этом является его увеличение в пределах 1 мм.

Приведенный анализ стока летней межени характеризует его изменение под влиянием осушения в целом, — за жесткий календарный период июнь—сентябрь.

При этом меженный сток включает в себя как грунтовую, так и дождевую составляющие. С целью оценки возможных изменений только грунтовой составляющей сделан анализ влияния осушения на сток 10-дневного периода наиболее глубокой межени.

Анализ показал, что объем стока 10-дневного минимума летней межени проявляет при осушении тенденцию к увеличению. В абсолютном выражении эта прибавка невелика — 0,4—0,6 млн. м³ для Воложбы, 0,01—0,05 млн. м³ для Шарьи.

В целом изменения 10-дневного минимального стока подтверждают ранее выявленную тенденцию увеличения стока летней межени.

Минимальный 30-дневный, или близкий к нему месячный расход является важной характеристикой, определяющей водные ресурсы территории в наиболее ответственный в водохозяйственном отношении период. На рассматриваемых бассейнах летние месячные

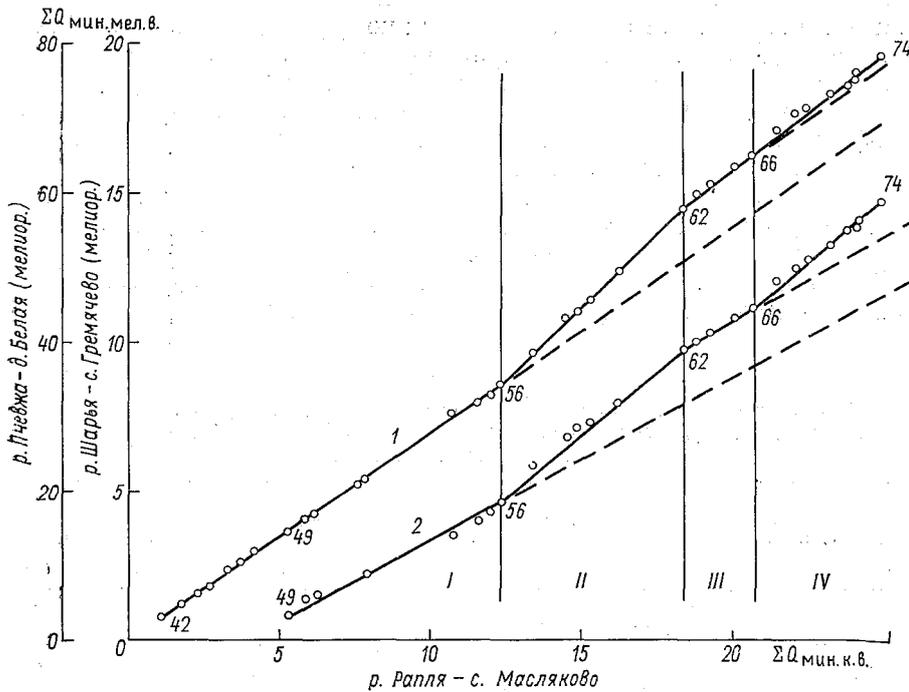


Рис. 1. График связи интегральных кривых контрольных и мелиорированных водосборов.

1 — р. Пчевжа — д. Белая — р. Рапля — с. Масляково; 2 — р. Шарья — с. Гремячево — р. Рапля — с. Масляково.

Римские цифры — периоды с различным характером связи (I — 1942 (49) — 1956, II — 1957 — 1962, III — 1963 — 1966, IV — 1967 — 1974).

минимумы приходятся обычно на период июль—август, реже встречаются в июне и сентябре.

Для выявления основных тенденций изменения летних месячных минимумов, были построены линии связи для пар рек (мелиорированная — контрольная). При этом угол наклона связи характеризует тенденцию изменения минимального месячного летнего расхода относительно первоначальной зависимости, соответствующей естественному периоду.

На рис. 1 достаточно четко прослеживаются четыре периода с различным характером связей между расходами мелиорированных и контрольных рек.

I период (1949—1956 гг.) — естественный, до начала мелиоративных работ.

II период (1957—1962 гг.) — увеличение минимальных летних расходов на мелиорированных реках. Угол наклона линии связи увеличивается. Причем первые годы этого периода имеют более заметную тенденцию к увеличению, чем последующие.

III период (1963—1966 гг.) — угол наклона линии связи уменьшается, что свидетельствует об относительном снижении величин летних минимумов. Равенство угловых коэффициентов для I и III периодов свидетельствует о возвращении соотношения расходов мелиорированных и контрольных бассейнов к естественному.

IV период (1967—1974 гг.) — вторичное увеличение углового коэффициента интегральной кривой мелиорированных рек, связанное с новым этапом осушения.

Количественная оценка относительных и абсолютных изменений минимальных расходов исследуемых рек приводится в табл. 2.

Полагая, что причиной увеличения межennaleго (а по некоторым работам и годового) стока является сработка многолетних запасов подземных вод, целесообразно оценить величину слоя воды,

Таблица 2

Сопоставление минимальных месячных расходов мелиорированных (Q_m) и контрольных (Q_k) водосборов, относительное ($K_{изм}$) и абсолютное (ΔQ) изменение этих расходов

Периоды, годы	\bar{Q}_m	$\frac{Q_{л м}}{Q_{1 м}} = K_{пр.м}$	\bar{Q}_k	$\frac{Q_{л к}}{Q_{1 к}} = K_{пр.к}$	$K_{изм}$	ΔQ
Воложба—Воложба Воложба—Пареево						
I 1952—56	5,40	1,00	3,83	1,00	1,00	0,00
II 1957—62	5,11	0,94	3,21	0,84	1,13	0,57
III 1963—65	3,88	0,72	2,61	0,68	1,05	+0,20
IV 1966—74	3,64	0,68	2,46	0,64	1,06	+0,18
Пчевжа—Белая Рапля—Масляково						
I 1949—56	2,75	1,00	1,02	1,00	1,00	0,00
II 1957—62	4,18	1,52	1,01	0,99	1,53	+1,46
III 1963—66	1,61	0,59	0,56	0,55	1,06	+0,08
IV 1967—74	1,69	0,58	0,53	0,52	1,11	+0,16
Шарья—Гремячево Мда—Бахариха						
I 1949—56	0,58	1,00	1,73	1,00	1,00	0,00
II 1957—62	0,84	1,45	1,93	1,12	1,29	+0,19
III 1963—66	0,34	0,59	1,09	0,63	0,95	-0,02
IV 1967—74	0,44	0,76	0,89	0,51	1,49	+0,14
Тигода—Любань Мда—Бахариха						
I 1949—56	0,66	1,00	1,73	1,00	1,00	0,00
II 1957—62	0,86	1,30	1,93	1,12	1,16	+0,12
III 1963—66	0,44	0,66	1,09	0,63	1,04	+0,02
IV 1967—74	0,38	0,58	0,89	0,51	1,14	+0,04

«сбрасываемой с осушаемой территории. Для болот такая оценка была сделана ГГИ. Однако в пределах Ленинградской области осушение крупных болотных массивов проектами ЛГВХ не предусмотрено, в связи с чем необходимо учитывать коэффициент водоотдачи лишь минеральных земель и площадь влияния зоны осушения.

Ориентировочные расчеты показывают, что прибавка стока за счет сработки многолетних запасов подземных вод в этих условиях составляет 1,0—2,0 мм слоя на каждый процент площади осушения. Сопоставление этих величин с выявленным ранее увеличением меженного стока показывает достаточно хорошее для практики совпадение результатов.

Отсюда следует, что увеличение стока за счет рассмотренного выше фактора является временным явлением и будет происходить лишь в период проведения мелиоративных работ на водосборе и в течение 4—6 лет после их окончания. Выявленные тенденции совпадают с результатами, полученными другими авторами [1, 3, 4].

Как уже отмечалось на большинстве мелиорируемых бассейнов осушительные работы выполняются повторно, на базе ранее проведенных мелиоративных мероприятий, которые уже обусловили сброс части вековых запасов воды. От интенсивности первого сброса зависят характер и объем вторичной сработки запасов. Чем существеннее она произведена первично, тем менее заметна при повторном осушении. Об этом свидетельствует снижение абсолютных значений ΔQ ($\text{м}^3/\text{с}$) для всех повторно мелиорируемых водосборов.

Конкретное значение послемелиоративного изменения летних минимумов зависит от способа осушения, гидрогеологических и почвенных условий местоположения участка осушения относительно русла и площади водосбора. Роль этих характеристик отмечена в работе [2].

В связи со сложностью учета гидрогеологических условий (локальное распространение напорных вод) и разнообразия хозяйственного использования территорий (строительство малых ГЭС, лесомелиорация и прочее), полученные результаты носят предварительный характер. Основная тенденция изменения минимального стока при этом его увеличение в пределах точности измерений.

По мере увеличения площадей осушения и снижения при этом относительной доли пойменных (или примыкающих к ним) земель выявленные тенденции увеличения минимального летнего стока будут ослабевать.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булавко А. Г. Водный баланс речных водосборов. Л., Гидрометеиздат, 1971.
2. Иванов К. Е., Новиков С. М., Романов В. В. Некоторые основные положения методики исследований влияния осушительных мелиораций на водные ресурсы и водный режим территорий. «Тр. ГГИ», вып. 208, 1973.
3. Ключева К. А. Влияние осушительных мелиораций на минимальный летний сток рек Белоруссии.— «Тр. ГГИ», вып. 222, Л., 1974.
4. Софер М. Г., Белоцерковский Л. Б. Влияние осушительных мелиораций на сток малых рек ЦЧО.— «Гидротехника и мелиорация», № 1, 1976.

Н. В. Пенькова (ГГИ)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА РЕК СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Расчеты водного баланса речных бассейнов за короткие промежутки времени (месяц, декада) до настоящего времени производятся на примере конкретных лет. При этом, если расчет выполняется с целью оценить влияние на водный режим бассейна комплекса факторов хозяйственной деятельности или отдельных факторов, значительно изменяющих внутригодичное распределение стока, то возникает необходимость установления репрезентативности выбранного фактического года как в отношении его фактической водности, так и в отношении соответствия его внутригодичного распределения стока внутригодичному распределению заданной обеспеченности. Методика расчета календарного внутригодичного распределения стока должна в этом случае удовлетворять требованию соответствия обеспеченности величин годового стока и лимитирующего внутригодичного периода, на протяжении которого влияние изучаемого фактора на сток сказывается наиболее значительно. Например, при изучении влияния орошения лимитирующим периодом является вегетационный и особенно летний сезон, который характеризуется наиболее интенсивным расходом оросительной воды.

Из существующих методик расчета внутригодичного распределения стока, учитывающих это требование, теоретически наиболее обоснованной является методика В. Г. Андреянова [1]. Согласно этой методике, внутри водохозяйственного года (от начала весны до начала весны следующего года) выделяется лимитирующий период, а внутри последнего — лимитирующий сезон. В качестве расчетных величин стока года и лимитирующих периода и сезона принимаются их равнообеспеченные значения. Сток второго (нелимитирующего) периода определяется как разность между стоком года и лимитирующего периода, сток второго сезона — как разность величин стока лимитирующего периода и лимитирующего сезона. Обеспеченность стока нелимитирующих периода и сезона при этом отличается от обеспеченности года и лимитирующих периода и сезона. Разность этих обеспеченностей определяется значением

коэффициента корреляции между стоком лимитирующего и нелимитирующего периодов или сезонов.

Исследования В. Г. Андреянова показали, что для равнинных рек в юго-западной части ЕТС величина коэффициента корреляции между весенним и меженным стоком существенно больше, чем для остальной территории. Это объясняется тем, что здесь, вследствие незначительных осадков и большого испарения в летне-осенний период, меженный сток определяется в основном запасами подземных вод, накапливаемых весной.

Для Заволжья основным фактором хозяйственной деятельности на современном этапе и на перспективу является регулярное орошение. Поэтому можно предположить, что расчетное внутригодовое распределение, равнообеспеченное по стоку года, вегетационного периода и летне-осеннего сезона для этого района должно достаточно точно отвечать соотношениям стока сезонов и года фактических лет. Проверка этого предположения производилась на примере 45 пунктов гидрометрических наблюдений продолжительностью от 22 до 45 лет с площадями бассейнов от 145 до 22 800 км². Сроки и продолжительность сезонов для всей рассматриваемой территории принимались одинаковыми. За начало лимитирующего периода принималась самая ранняя из дат начала весеннего половодья за все годы и для всех средних и малых рек территории (1 марта), конец совмещался с самой поздней датой проведения влагозарядковых поливов и прекращения работы оросительных систем на зимний период (31 октября). Внутри лимитирующего периода выделялся летне-осенний сезон с интенсивным орошением (июнь—октябрь). Величина стока 50 и 80%-ной обеспеченности снимались с эмпирических кривых для водохозяйственного года, лимитирующих и нелимитирующих периодов и сезонов. Для установления распределения стока по месяцам годы наблюдений разделялись на три группы: многоводные, средние и маловодные. При расчете для лет различной водности средние месячные расходы за каждый сезон располагались в порядке убывания. Вычисленные средние месячные расходы для каждой группы водности относились к наиболее часто встречающемуся календарному месяцу.

При подборе гидрографов фактических лет к расчетному распределению групп лет различной водности использовалось условие получения минимального относительного среднего квадратического отклонения фактических месячных величин стока от соответствующих величин расчетного распределения

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum \left(\frac{QK}{Q_{pm}} - 1 \right)^2}{n - 1}} = \min,$$

где K — коэффициент приведения, равный отношению величин годовых расходов заданной обеспеченности и фактического года, QK — месячные расходы, приведенные к заданной обеспеченности, Q_{pm} — расходы того же месяца по расчетному распределению.

Характеристики внутригодичного распределения стока некоторых рек

Район	Река — пост	$F_{\text{вод. км}^2}$	Внутригодичное распределение				
			III	IV	V	VI	VII
Среднее Заволжье	Б. Кокшага — д. Гриш- кино	5 750	3	46	22	6	3
	Шешма — с. Петропав- ловка	3 110	4	48	12	6	5
Бассейн р. Самары	Б. Кинель — Тимашево	12 000	4	56	14	4	3
	Самара — с. Елшанка	22 800	3	53	16	5	3
Правобережье р. Волги	Сорока — с. Марковка	232	3	71	11	2	2
	Свияга — Ивашевка	8 300	4	60	9	4	3
Южное Заволжье	Улема — д. Нармонка	181	3	77	8	2	1
	Терешка — Куриловка	7 180	6	43	14	6	4
	Чапаевка — с. Подъем- Михайловка	1 480	0,5	74	18	1	0,5
	Б. Караман — пгт Со- ветское	3 740	15	77	1	0,5	0,5

В табл. 1 приведены выборочные характеристики расчетного внутригодичного распределения стока некоторых рек Среднего и Нижнего Поволжья, которые иллюстрируют возможности подбора фактических лет заданной водности в различных районах территории. Прежде всего, прослеживается тенденция увеличения минимума среднего квадратического отклонения (σ_{min}) с повышением внутригодичной неравномерности стока. Значения σ_{min} в общем возрастают с продвижением с севера на юг (вместе со сменой природных зон), а в однородных гидроклиматических условиях — с уменьшением площади водосбора. Это объясняется, в первую очередь, увеличением многолетних колебаний стока весенних месяцев. В Южном Заволжье обнаруживается область повышенных значений σ_{min} , что связано как с климатическими условиями, которые обуславливают бурное развитие весеннего половодья и значительные колебания стока весенних месяцев от года к году, так и с влиянием хозяйственной деятельности на внутригодичное распределение стока. При расчете для этого района встречаются трудности, связанные с выбором наиболее часто встречающегося календарного месяца для каждой группы водности. Если, например, для рек севернее р. Самары наиболее многоводным месяцем весеннего се-

среднего и нижнего Поволжья для года 50%-ной обеспеченности

Таблица I

стока по месяцам (% годового)							σ_{\min}	$k_{\sigma_{\min}}$	Фактический год	σ_{Φ}	k_{Φ}
VIII	IX	X	XI	XII	I	II					
2	2	4	4	3	3	2	0,173	0,98	1959/60	0,173	0,98
4	4	4	4	3	3	3	0,134	1,06	1959/60	0,145	0,94
3	3	3	3	3	2	2	0,067	0,94	1959/60	0,259	0,94
3	3	3	4	3	2	2	0,138	0,97	1956/57	0,276	1,09
1	2	2	3	1	1	1	0,300	0,99	1956/57	0,747	1,09
3	3	3	4	3	2	2	0,266	1,00	1965/66	0,536	0,98
1	1	1	3	1	1	1	0,376	1,03	1965/66	0,536	1,08
4	4	4	5	4	3	3	0,192	0,97	1965/66	0,298	0,96
0,5	0,5	0,5	3	0,5	0,5	0,5	0,542	1,02	—	—	—
0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	3	0,774	0,85	—	—	—

зона является апрель в 80—100% случаев, то в южных районах с ним начинает конкурировать март. Формальный подход к выбору наиболее часто встречающегося месяца в ряду данной водности может внести большие ошибки в расчет внутригодового распределения стока.

Влияние хозяйственной деятельности на сток в Южном Заповолжье проявляется в изменении склонового стока под влиянием агротехнических мероприятий и изъятия стока на заполнение прудов, которые сооружаются ежегодно хозяйственным способом на постоянных и временных водотоках. Объемы изъятых стока расходуются на хозяйственные нужды и испарение. По данным обследования Приволжского Управления гидрометслужбы [3] сток некоторых рек этого района в маловодные годы задерживается полностью. Различное влияние хозяйственной деятельности на сток в каждом году может привести не только к другой вероятности превышения измененных величин годового стока, но даже к отнесению года к другой группе водности. Выбор характерного фактического года в этом районе с использованием только материалов наблюдений над стоком при отсутствии детальных сведений о его хозяйственном использовании чрезвычайно затруднителен.

Обеспеченность стока года и сезонов в этом случае можно устанавливать по обеспеченности факторов, определяющих сток. Например, для речных бассейнов, в которых имеются зоны формирования и использования стока, при хорошей корреляции стока этих зон обеспеченность стока последней может определяться по обеспеченности и внутригодовому распределению стока первой. Для равнинных районов, где указанные зоны не выделяются, задача установления обеспеченности конкретных лет должна решаться комплексно, путем установления зависимостей стока от климатических факторов и факторов подстилающей поверхности. Для восстановления величин весеннего стока могут быть использованы зависимости его от количества зимне-весенних осадков и показателей водопроницаемости почвогрунтов речных бассейнов к началу таяния. Такие зависимости были выявлены, например, И. А. Кузником для бассейнов рек Большого Иргиза и Малого Узенья в За-волжье [2].

При расчете водных балансов крупных речных бассейнов и отдельных территорий необходимо подбирать один характерный фактический год (табл. 1, графы 18, 19, 20). Величина среднего квадратического отклонения σ_f в этом случае объективно характеризует близость фактического внутригодового распределения к расчетному для различных притоков и частей района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В. Г. Внутригодовое распределение речного стока. Л., Гидрометеоздат, 1960, 320 с.
2. Кузник И. А. Преобразование режима рек Заволжья под воздействием агрономических и гидромелиоративных мероприятий. В кн.: «Преобразование водного баланса под влиянием хозяйственной деятельности», Доклады XXIII Международного географического конгресса. Гидрометеоздат, Л., 1976, с. 170—174.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 12. Вып. 2. Гидрометеоздат, Л., 1971, с. 69—101.

В. П. Пономарев (ГГИ)

РАЙОНИРОВАНИЕ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО УСЛОВИЯМ ПОДЗЕМНОГО ПРИТОКА В РЕКИ

В современных гидрологических исследованиях водных ресурсов и водного режима рек учет особенностей взаимодействия поверхностных и подземных вод является обязательным. Такой учет может быть достаточно объективно произведен путем изучения подземного притока в реки.

В основу работ по усовершенствованию методики расчетов и региональных обобщений характеристик подземного притока в реки Юга Дальнего Востока, выполняемые автором как самостоятельное исследование, положено обобщение природных условий формирования подземного притока путем районирования изучаемой территории. Принципы такого комплексного районирования изложены ниже.

Территория Юга Дальнего Востока занимает площадь около 1 млн. км² и включает Амурскую область, Приморский край и значительную часть Хабаровского края (рис. 1).

В предшествующих исследованиях подземного стока СССР, применительно к обзорному картированию [13], эта территория рассматривается как один мегарегион — Амурская и Сихотэ-Алиньская горноскладчатые области [13]. Задачи уточнения методики расчетов и обобщений характеристик подземного притока применительно к более крупным масштабам картирования определяют необходимость дальнейшего развития принципов районирования для учета особенностей природных условий.

Основными факторами, определяющими условия формирования подземного притока в реки Юга Дальнего Востока, являются климатические, геоморфологические, мерзлотные и гидрогеологические. Такие факторы, как почвы, растительность и т. п., являются вторичными [14] и отражают влияние указанных выше четырех основных факторов во взаимодействии.

В климатическом отношении территория Юга Дальнего Востока является областью влияния Тихоокеанского муссона. Действие этого муссона дифференцируется различием в широтном положении отдельных районов и неодинаковым влиянием Охотского и Японского морей [15]. Распределение климатических характеристик по территории определяется широтным положением, степенью удаленности

от побережья, геоморфологическими особенностями местности, а в горных районах большую роль играет, дополнительно, ориентировка склонов по отношению к основному влагопереносу и потоку солнечной радиации [3, 16, 17].

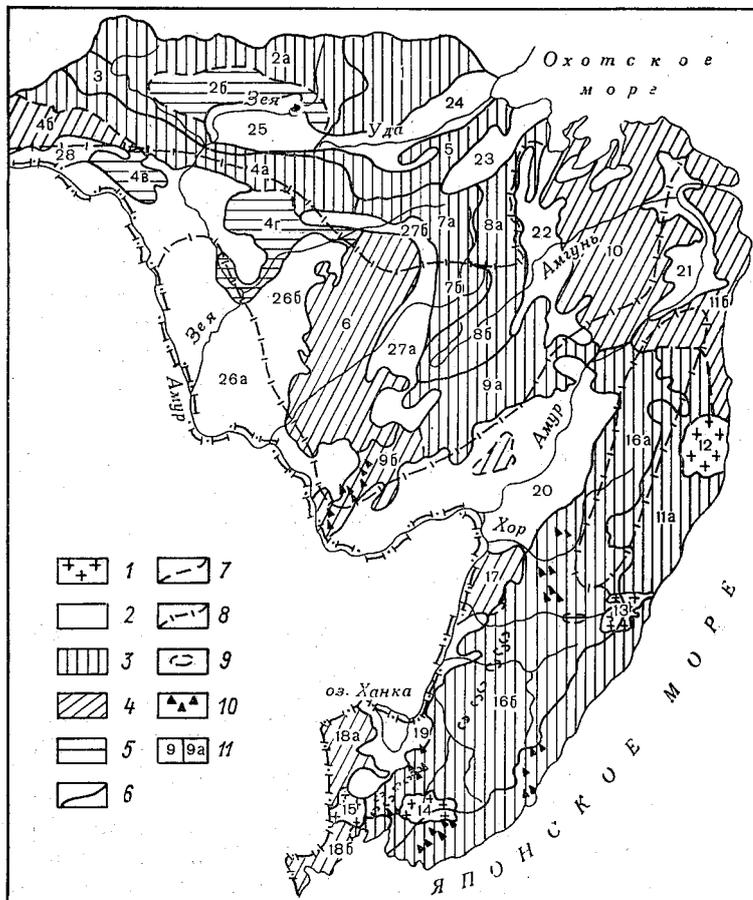


Рис. 1. Схема районирования Юга Дальнего Востока по условиям формирования подземного притока в реки.

1 — Базальтовые плато с развитием трещинно-пластовых вод, 2 — площади распространения пластовых вод, 3 — интенсивно-расчлененные гидрогеологические массивы трещинных вод, 4 — слабо-расчлененные гидрогеологические массивы трещинных вод, 5 — неплененизированные гидрогеологические массивы трещинных вод, 6 — границы районов, 7 — границы подрайонов, 8 — границы мерзлотных зон, 9 — малые артезианские бассейны, 10 — участки распространения карстующихся пород, 11 — номера районов и подрайонов.

В геоморфологическом отношении территория Юга Дальнего Востока представляет сложное сочетание горных массивов с межгорными впадинами самых различных размеров. Учет геоморфологических особенностей связан с выделением отдельных геоморфологических районов, горных и равнинных, в которых различны усло-

вия дренирования подземных вод реками, определяющие общие особенности динамичности подземного стока.

В соответствии с вышесказанным выделение климатических районов производится в зависимости от геоморфологических особенностей местности с учетом степени удаленности от побережья и широтного положения, а также с учетом положения склонов в горных районах относительно водораздела. Выделенные по таким принципам районы даны на рис. 1.

Наличие многолетнемерзлых пород в значительной степени влияет на формирование и режим речного и подземного стока. Поэтому при разработке принципов районирования многолетняя мерзлота может рассматриваться как самостоятельный фактор.

В пределах территории Юга Дальнего Востока проходит южная граница многолетнемерзлых горных пород. В южной части территории многолетняя мерзлота отсутствует, в северной части толща многолетнемерзлых пород может достигать мощности до 200 м [15]. В пределах распространения многолетней мерзлоты встречаются различные ее типы и проявления.

О количественных характеристиках воздействия многолетней мерзлоты на водный режим речных бассейнов в условиях Юга Дальнего Востока известно очень мало. Поэтому, для целей данного районирования, можно произвести лишь схематизированный качественный учет влияния многолетней мерзлоты исходя из следующих положений.

Многолетняя мерзлота воздействует буквально на все процессы формирования подземного притока. Степень и характер воздействия во многом определяется типом площадного распространения многолетнемерзлых пород и мощностью многолетнемерзлой толщи [1, 2]. По площадному распространению обычно выделяются следующие типы многолетней мерзлоты: сплошная многолетняя мерзлота, прерывистая, когда сплошность нарушается отдельными тальми зонами, приуроченными, как правило, к таликам речных долин и к крупным, водообильным, тектоническим нарушениям; островная многолетняя мерзлота в районах, где участки многолетнемерзлых горных пород представляют собой отдельные острова на талом фоне. По данным работ [6, 15 и др.] на территории Юга Дальнего Востока выделены только зоны островной и прерывистой многолетней мерзлоты, границы которых показаны на рис. 1.

Влияние мощности многолетнемерзлых пород определяется, в основном, соотношением этой мощности и мощности обводненной зоны. По этому признаку всю территорию Юга Дальнего Востока можно отнести к одному району. Здесь, обычно, мощность мерзлых пород меньше мощности обводненной зоны [4].

Важный фактор, учет которого необходим при районировании, связан с гидрогеологическими особенностями территории. Эти особенности определяют в большой степени тип подземного питания рек и характер гидродинамических процессов формирования подземного стока.

В настоящее время, в СССР, в региональной гидрогеологии утвердились геологоструктурные принципы гидрогеологического районирования [4, 5]. Сущность геологоструктурных принципов заключается в выделении по территории, на основе тектонических карт, различных гидрогеологических структур или тектонических регионов, которые характеризуются определенной структурой и комплексом магматических, метаморфических и осадочных пород. Гидрогеологические структуры «являются первопричиной различия гидрогеологических условий и, следовательно, отражают наиболее общие гидрогеологические закономерности распространения, накопления и формирования подземных вод» [4].

Влияние гидрогеологических структур на взаимодействие подземных и поверхностных вод рассматривается в работах [1, 11, 12, 14 и др.]. В работах В. Н. Кладовщикова [8, 9] подчеркивается связь гидрогеологической структуры и режима подземных вод в условиях Приморья.

В соответствии с геологоструктурными принципами К. П. Каравановым [6], В. А. Кирюхиным [7], В. Н. Кладовщиковым [8] для различных районов Юга Дальнего Востока были составлены схемы гидрогеологического районирования. На основе этих схем и с использованием схемы в работе [4] была составлена общая схема гидрогеологического районирования Юга Дальнего Востока.

В результате совместного анализа фактического материала, использованного при составлении схем гидрогеологического районирования и промежуточного, выполненного на основе учета климатических и мерзлотных особенностей территории, произведено комплексное районирование Юга Дальнего Востока по условиям формирования подземного притока в реки.

В соответствии с различиями климатических, геоморфологических мерзлотных и гидрогеологических условий на территории Юга Дальнего Востока выделено 28 районов. Районы 1—11 и 16—18 в геоморфологическом отношении являются горными. При их выделении учитывались широтное положение, удаленность от побережья и ориентировка склонов. В гидрогеологическом отношении эти районы представляют в различной степени расчлененные гидрогеологические массивы трещинных вод в коре выветривания различных по возрасту и происхождению пород. Районы 2, 4, 7, 8, 9, 11, 16 разделены на подрайоны в соответствии с различиями мерзлотных или гидрогеологических свойств. Районы 12—15 в гидрогеологическом отношении представляют собой вулканогенные супербассейны трещинно-пластовых вод в излившихся базальтах. Выделение их в отдельные районы обусловлено геоморфологическими особенностями строения. В геоморфологическом отношении эти районы представляют типичные лавовые плато.

Районы 19—28 представляют собой равнинные территории различного широтного положения и различной изолированности от моря. По гидрогеологическим особенностям эти районы представляют артезианские бассейны с развитием пластовых вод в осадочных чехлах кайнозойских (19—22), мезозойских (23, 24, 27) и мезо-

кайнозойских тектонических прогибов и межгорных впадин. Районы 26, 27 по мерзлотным условиям разделены на подрайоны.

Кроме этого на схеме выделены участки развития карстующихся пород, где особенности взаимодействия речных и подземных вод связаны с развитием трещинно-карстовых вод. Качественный учет влияния тектонических нарушений на подземный приток в горных районах в настоящее время произвести трудно, вследствие недостаточной изученности распределения тектонических нарушений и отсутствия данных о соответствующих особенностях режима речного стока. Влияние на подземный приток особенностей тектонической трещиноватости, так же как и карста, должно учитываться при оценке количественных характеристик подземного притока внутри границ выделенных единиц районирования.

При дальнейших исследованиях подземного притока в реки Юга Дальнего Востока результаты районирования позволят уточнить методику расчета подземного притока по отдельным районам и произвести сравнительный анализ количественных характеристик подземного притока в зависимости от особенностей природных условий, с определением роли отдельных факторов при изучении закономерностей формирования и распределения подземного притока.

В то же время, в пределах выделенных единиц районирования, может быть произведена экстраполяция результатов количественной оценки подземного притока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Основные черты взаимодействия поверхностных и подземных вод в гидрогеологических структурах разного типа на территории СССР.—Тр. IV Всесоюзного гидр. съезда, т. 8. Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 26—31.
2. Вельмина И. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы. М., «Недра», 1970, с. 326.
3. Гарцман И. Н. Фоновые факторы осадков и речного стока в бассейне Амура. «Амурский сборник», вып. 2, СО АН СССР, Хабаровск, 1960 г., с. 33—50.
4. Гидрогеология СССР. Сводный том, вып. 1, М., «Недра», 1976, с. 8—22, 604—629.
5. Каменский Г. Н. Принципы гидрогеологического районирования СССР. В сб.: Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. М., Изд. АН СССР, 1955, с. 3—13.
6. Караванов К. П. Гидрогеологическое районирование Хабаровского края и Амурской области. В сб.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на востоке СССР. М., «Наука», 1967, с. 165—175.
7. Кирюхин В. А. Гидрогеологические особенности Юга Дальнего Востока.— Доклады ГО СССР, вып. 2, 1967, с. 78—87.
8. Кладовщиков В. Н. Гидрогеологическое районирование Приморья.— «Советская геология», № 5, 1965, с. 124—128.
9. Кладовщиков В. Н. Типы естественного режима подземных вод Приморского края.— «Разведка и охрана недр» № 5, 1965, с. 48—52.
10. Куделин Б. И. Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек.— «Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, т. V, Изд. АН СССР, 1949, 178 с.

11. Куделин Б. И., Попов О. В. Влияние климата на закономерности формирования подземного стока.— Доклад к XXIV международному геологическому конгрессу в Канаде, 1972, 10 с.
12. Макаренко Ф. А. О подземном питании рек.— «Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского», т. I. Изд. АН СССР, 1948, с. 67—71.
13. Подземный сток на территории СССР. Под ред. Б. И. Куделина. Изд. МГУ, 1966, с. 304.
14. Распопов М. П. Районирование подземных вод равнины ЕТС по условиям их стока в реки.— «Тр. ГГИ», вып. 27/81. Л., Гидрометеиздат, 1950, с. 5—57.
15. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 18. Вып. 1—3. Л., Гидрометеиздат.
16. Ситников В. К. Средний многолетний сток рек Юга Дальнего Востока. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук, Одесса, 1964. Фонды ГГИ.
17. Чехонина Т. Н. Глубина сезонного промерзания грунтов Приамурья.— В кн.: Природные воды Дальнего Востока. Хабаровск, 1973, с. 191—200.

М. Б. Рябова (ГГИ)

К ОЦЕНКЕ ПОДЗЕМНОГО ПРИТОКА В РЕКИ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА С УЧЕТОМ ТРЕЩИНОВАТОСТИ КОРЕННЫХ ПОРОД

Территория Карелии и Кольского полуострова приурочена к восточной части Балтийского кристаллического щита и в отношении формирования подземного стока может рассматриваться как единый Карело-Кольский регион. Подземное питание рек этого региона осуществляется большей частью водами кристаллических пород. Особенность формирования подземного стока заключается в том, что мощность зоны интенсивного водообмена определяется трещиноватостью и водопроницаемостью коренных пород. Подземные воды, распределяясь по трещинам горных пород, образуют водоносные горизонты и зоны, особенности которых определяются типом трещиноватости. Отчетливо выделяются воды, приуроченные к тектоническим трещинам, к трещинам коры выветривания и к трещинам отдельности.

Трещины выветривания возникают главным образом под влиянием температурного режима поверхностных слоев земли. Воздействие температурных факторов на горные породы распространяется вглубь по определенным законам (зоны суточных, годовых, многолетних и вековых колебаний), из которых следует, что зона наибольшей трещиноватости, а следовательно, и обводненности, должна распространяться до глубины 2—3 метра. Далее, до глубины 20—30 м трещиноватость значительно уменьшается и глубже 30 м практически совсем затухает. Следовательно, несмотря на то, что зона интенсивного развития трещин выветривания характерна для всех выходов коренных пород, ее воды не имеют большого значения в формировании подземного стока.

Трещины отдельности, развивающиеся в пределах всей толщи пород, благоприятствуют образованию потоков и бассейнов грунтовых вод. В горизонтальных слоях выделяют три группы трещин отдельности: 1) трещины, перпендикулярные простиранию слоев, наиболее характерные для известняков и доломитов; 2) трещины, располагающиеся под углом к простиранию слоев, обычно наблюдаемые в песчаниках; 3) трещины сложного рисунка, характерные для глин и мергелей. В дислоцированных слоях наблюдаются, кроме того, трещины, не связанные с отдельными пластами. Они

пересекают слои различного состава и твердости и преломляются на границах раздела между слоями.

В тех случаях, когда трещины в горных породах распределяются более или менее равномерно и по своим размерам не очень велики, подземные воды движутся в них, подчиняясь тем же законам, что и в рыхлых зернистых породах. При этом различают два типа подземных вод: трещинные и трещинно-пластовые. Первые циркулируют в крупных по размерам и однородных по литологическому составу массивах трещиноватых пород. Трещинно-пластовые воды приурочены к пластам трещиноватых пород ограниченной мощности, перекрытых снизу и сверху пластами иного литологического состава, обычно с малой водопроницаемостью.

В условиях развития тектонической трещиноватости, особенно при наличии слоистых деформаций с разрывами, расположение водообильных зон подчиняется тектоническим закономерностям, и ориентировка их зависит от типа геологических структур. Обычно в подобных зонах имеется сложная сеть трещин, изучение которой требует большого внимания.

Наибольшая общая обводненность кристаллических пород наблюдается среди наиболее нарушенных в тектоническом отношении участков, сосредоточенных главным образом в синклинальных зонах и в отдельных синклинориях, расположенных среди антиклинальных зон. В статье М. Х. Зуммер в работе [1] отмечалось, что обводненность пород сопряжена с разломами как региональными (т. е. продольными краевыми и внутренними, идущими по простиранию пород, и поперечными, секущими их вкрест простирания), так и с локальными (возможно менее глубокими, радиально-концентрическими, веерообразными и др.).

Значительная часть разломов и трещин прослеживается по естественным выходам подземных вод (т. е. источников, имеющих линейное расположение). М. Х. Зуммер были рассмотрены выходы подземных вод в виде источников на фоне тектонических проявлений для Енского синклинория. Следуя предложенной ею методике в настоящей работе были рассмотрены выходы подземных вод участка Печенгского синклинория. Используя материалы Северо-Западного геологического управления, а также результаты собственных наблюдений, проведенных во время полевых работ в Невской экспедиции, на данной территории была построена карта источников подземных вод на фоне геологического строения района. На ней зафиксировано 73 выхода подземных вод различной водообильности (рис. 1).

При анализе закономерности распределения источников на изучаемой территории можно заметить линейность в их расположении. Интересно, что на эти линии ложатся в основном источники, имеющие дебиты, повышенные на фоне окружающих. Основное, преобладающее направление линий, по которым располагаются источники с повышенными дебитами, северо-западное и северо-восточное, которое совпадает с характерным для данного региона направлением тектонических нарушений и зон дробления. Источник

с самым высоким для данного участка дебитом 10 л/с попадает на пересечение двух таких зон. На основании вышеизложенного можно предположить, что линии, проведенные через источники с повышенными дебитами, могут совпадать с направлениями тектонических зон локального характера. Участки же пересечения зон тектонических нарушений являются наиболее благоприятными для разгрузки подземных вод кристаллических пород.

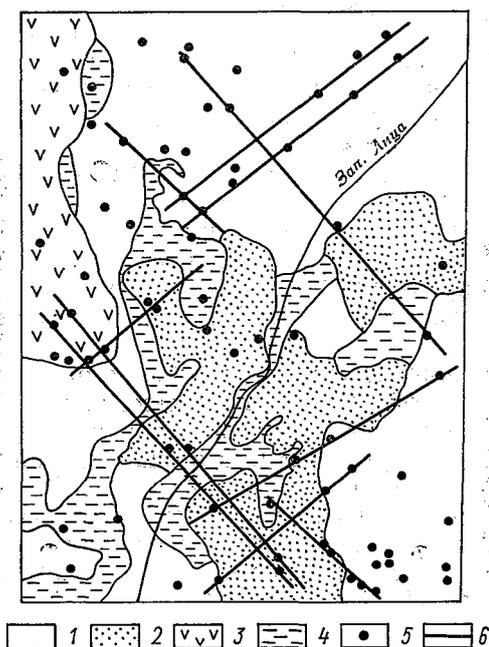


Рис. 1. Естественные выходы подземных вод на участке Печенегского синклиория.

1 — амфиболовые гнейсы архейского возраста, 2 — микроклиновые граниты протерозойского возраста, 3 — метадиабазы и амфиболиты протерозойского возраста, 4 — рыхлые четвертичные отложения, 5 — естественные выходы подземных вод, 6 — предполагаемые тектонические нарушения.

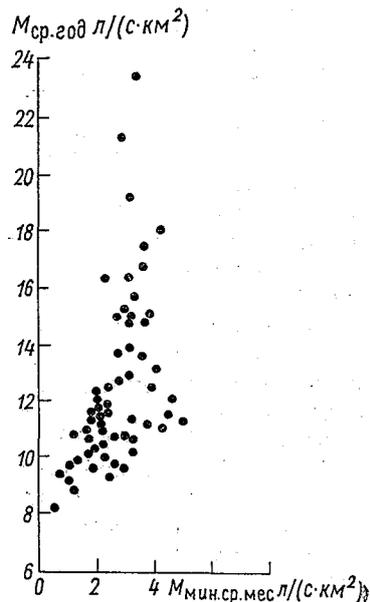


Рис. 2. Связь минимальных средних месячных модулей со средними годовыми модулями речного стока.

Результат анализа влияния различных типов трещиноватости коренных пород на особенности взаимодействия поверхностных и подземных вод показывает необходимость учета их для уточнения метода оценки подземного притока.

Среди всех существующих методов определения подземного притока метод расчленения речного стока является наиболее реальным для региональной оценки подземного стока в реки. Перспективы применения этого метода для региональной оценки очевидны, так как в нем используются гидрометрические данные.

о речном стоке, полученные на широкой сети гидрометстанций. Кроме того, использование имеющихся многолетних данных по общему стоку позволяет соответственно получить и многолетние количественные характеристики подземного стока, чего нельзя обеспечить гидрогеологическими методами. Наиболее полное решение при оценке подземного питания рек может быть получено путем применения так называемого комплексного гидролого-гидрогеологического метода.

Основные трудности при применении всех методов расчленения речного стока заключаются в выделении подземного притока в период половодья и паводков. В период межени, если она ничем не искажена, прямое определение речного стока дает величину подземного питания рек.

На территории Карело-Кольского региона подземный сток в реки осуществляется из вод единого водоносного комплекса, приуроченного к покрову четвертичных отложений и к трещинам кристаллических пород. Гидравлическая связь речных и подземных вод как правило отсутствует, характерный тип режима подземного стока нисходящий, что подтверждается типовой схемой дренирования [2].

В работе использован метод определения подземного стока, изложенный в работе Н. П. Небожевой [4]. Для выделения рек с повышенным подземным притоком может быть использована связь минимальных средних месячных модулей речного стока и средних за период наблюдений модулей общего стока (рис. 2).

На графике такой связи были отмечены пары рек с близкими по величине модулями речного стока и значительно различающимися модулями минимального среднемесячного стока. Данные о стоке этих рек представлены в табл. 1.

Таблица 1

Река — пункт	Озерность, %	Модуль стока, л/(с·км)			Коэффициент под- земного стока	Соотношение коэффициента подземного стока пар рек, %
		$M_{\text{ср. мес.}}$	$M_{\text{мин. мес.}}$	$M_{\text{полз. сток}}$		
Ена — 15,5 км от устья	1	11,4	5,01	5,01	44	73
Стрельна — Стрельна	1	10,9	1,29	1,29	12	
Умба — Паялка	13	12,1	4,51	3,20	26	46
Воронья — ст. Голицино	6	12,0	2,02	1,70	14	
Кузрека — Кузрека	8	11,2	3,72	2,23	20	45
Сосновка — Сосновка	3	10,9	1,53	1,22	11	
Нота — 12 км от устья	1	10,2	3,24	3,24	32	50
Поной — Каневка	2	10,2	1,68	1,68	16	
Тулома — Томкишь	5	10,7	3,30	2,31	22	32
Поной — Поной	2	10,7	1,65	1,65	15	
Лекса — Лекса	1	11,8	2,10	2,10	18	39
Нюхча — Нюхча	3	12,1	1,70	1,36	11	

Для безозерных рек (с коэффициентом озерности, равным 1—2%) различие в подземном притоке может быть установлено непосредственно по соотношению минимальных среднемесячных модулей. Для озерных рек с этой целью были произведены расчеты подземного притока с учетом коэффициента озерности [4].

Результаты расчетов подземного притока включены в табл. 1, могут быть выделены пары рек, для которых при близких значениях модулей стока соотношение коэффициентов подземного притока по парам рек превышает 30%.

Для анализа причин таких расхождений в качестве примера можно использовать сравнение подземного притока р. Ены и Стрельны. Это положение находит подтверждение при анализе подземного притока рек Умба и Воронья.

Рена Ена протекает в пределах Енского синклинория, характерным для которого является большое количество локальных тектонических разломов. Здесь наблюдается большое количество источников из коренных пород.

В бассейне реки Стрельны значительных тектонических нарушений не отмечается. Можно предположить, что причиной столь значительной разницы в подземном питании этих рек является наличие тектонических нарушений на территории Енского синклинория.

В паре р. Умба—р. Воронья первая протекает в зоне распространения тектонической трещиноватости, в отличие от второй, в бассейне которой отсутствуют значительные тектонические нарушения. Выполненный анализ подтверждает принятое положение о значительной роли тектонической трещиноватости в формировании подземного притока в реки Карело-Кольского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрология СССР, т. XXVII. М., «Недра», 1970. 295 с.
2. Подземный сток на территории СССР. Изд. МГУ. 1966. 303 с.
3. Малявкин А. Н. Подземное питание рек Карелии. Петрозаводск, 1966. 66 с.
4. Небожева Н. П. Оценка подземного стока в реки Кольского полуострова и Карелии.—«Тр. ГГИ», 1965, вып. 122, с. 66—81.
5. Всеволожский В. А., Фидели И. Ф., Зекцер И. С. и др. Учение о подземном стоке и проблема взаимодействия поверхностных и подземных вод.—«Тр. IV Всесоюзного гидрологического съезда», 1976, т. 8, с. 7—14.

М. М. Федоров (СевНИИГиМ)

О СОСТАВЛЕНИИ ПЕРСПЕКТИВНОГО ВОДОХОЗЯЙСТВЕННОГО БАЛАНСА

Развитие народного хозяйства должно тесным образом увязываться с водохозяйственным планированием, в котором ведущая роль принадлежит водохозяйственному балансу (ВХБ).

При решении ряда вопросов, связанных с водохозяйственным планированием, и, в частности, при составлении водохозяйственных балансов возникает необходимость оценки потенциальной возможности использования водных ресурсов (приходная часть ВХБ), т. е. такого максимального количества воды, которое можно полностью забирать в годовом плане, и которое, в свою очередь, не приведет к истощению водных ресурсов в результате водохозяйственной деятельности на отдаленную перспективу.

Потенциальная возможность использования водных ресурсов — $Q_{\text{пот}}$ может быть представлена [2] выражением:

$$Q_{\text{пот}} = \varphi Q_{\text{реч}} + \eta Q_{\text{е}}, \quad (1)$$

где φ — коэффициент естественной зарегулированности речного стока; $Q_{\text{реч}}$ — годовая величина речного стока 95%-ной обеспеченности; η — коэффициент перспективного использования подземных вод, способ определения которого рассмотрен в работе [1]; $Q_{\text{е}}$ — годовая величина естественных ресурсов подземных вод ниже уровня дренирования гидрографической сетью.

Роль перспективного ВХБ, в основу которого положено сопоставление наличия водных ресурсов с потребностью в них, состоит, в конечном счете, в определении года возможного истощения природных вод балансового региона. Оценка такого года позволяет своевременно обосновать необходимость проведения конкретных практических мероприятий по перераспределению (переброска, резервирование и т. д.) стока и дает возможность, соответственно, предотвратить замедление темпов роста производительных сил территории.

Однако, на отдаленную перспективу в ряде случаев отсутствуют проектные данные по потреблению воды населением и отраслям народного хозяйства, что в значительной степени затрудняет осуществление целенаправленного планирования народного хозяйства как в целом, так и по отдельным отраслям. В этом плане пер-

спективный динамический водохозяйственный баланс, основанный на анализе развития водопотребления за известный период времени, позволяет предвычислять ожидаемое перспективное водопотребление на любой прогнозируемый год.

Тенденцию развития водопотребления в известном временном интервале (n — лет) можно охарактеризовать [3] с помощью среднего темпа роста R за соответствующий период по выражению:

$$R = \sqrt[n-t_0]{\frac{Q_{t_1}}{Q_{t_0}} \cdot \frac{Q_{t_2}}{Q_{t_1}} \cdot \dots \cdot \frac{Q_{t_n}}{Q_{t_{n-1}}}} = \sqrt[n-t_0]{\frac{Q_{t_n}}{Q_{t_0}}}, \quad (2)$$

где t_n — конечный год динамического ряда; t_0 — начальный год этого ряда; Q_{t_i} — годовая величина водопотребления за i год.

Формулу (2) путем несложных преобразований можно привести к виду:

$$Q_{t_n} = Q_{t_0} R^{t_n - t_0}. \quad (3)$$

Если в дальнейшем (на перспективу) динамика развития водопотребления во времени будет подчинена такому же закону, что закономерно предположить на основе анализа характера его изменения за предшествующий период, то возможное потребление воды за любой перспективный год T оценивается по зависимости:

$$Q_T = Q_{t_n} R^{T - t_n}. \quad (4)$$

Следовательно, для построения перспективного динамического ВХБ необходимо на основе анализа развития водопотребления во

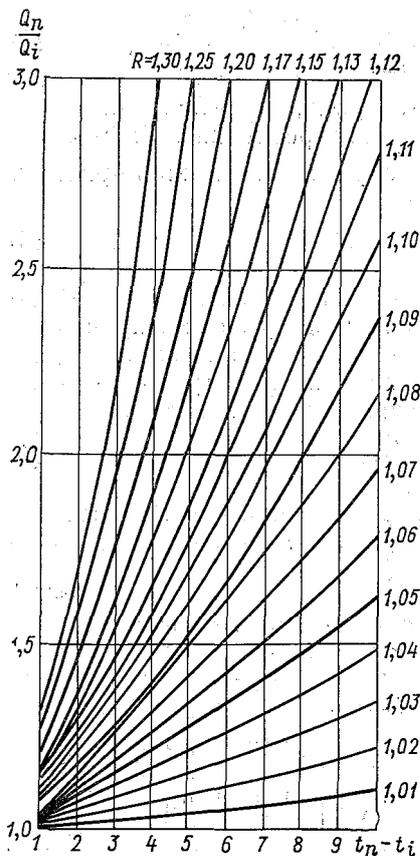
Таблица 1

Перспективный динамический водохозяйственный баланс территории Ижорской возвышенности и ее водосборных бассейнов

Водосбор	Потенциальная возможность использования водных ресурсов (С _{пот.} , млн. м ³ /г.)	Суммарное водопотребление, млн. м ³ /г.					Средний темп роста водопотребления (R) за 1960 — 1980 г.	Расчетное водопотребление на 1980 г.
		1960	1970	1972	1974	1980		
I	83,9	0,58	1,22	1,56	1,98	3,80	1,09	9,35
II	85,4	0,19	0,46	0,55	0,68	1,24	1,10	3,06
III	25,0	0,07	0,32	0,46	0,87	2,89	1,14	11,03
IV	25,2	0,79	3,38	4,52	6,03	14,24	1,16	26,44
V	33,6	11,75	15,53	16,38	17,28	20,22	1,03	13,90
VI	40,3	8,40	9,92	10,23	10,59	11,78	1,02	13,05
VII	19,0	6,96	8,55	8,91	9,30	10,54	1,02	8,55
VIII	141,0	32,00	41,19	43,34	45,60	53,11	1,03	15,60
IX	66,4	1,90	2,75	3,08	3,46	4,95	1,05	16,48
X	95,8	0,66	1,28	1,79	2,56	5,95	1,10	
XI	84,4	0,33	0,62	1,01	1,85	5,08	1,13	
Ижора	700,4	57,55	85,10	92,05	99,60	126,13	1,04	192,91

времени (расходная часть ВХБ) определить по выражению (2) или по предлагаемой номограмме (рис. 1) средний темп его роста — R . Это позволит на любой перспективный год заблаговременно предвычислить возможное водопотребление в условиях интенсивного развития производительных сил территории.

Такой ВХБ, составленный на фактическом материале Ижорской возвышенности и ее конкретных водосборов (с оценкой перспективного водопотребления на 1990 год), представлен в табл. 1.



Из табл. 1 видно, что хотя в целом по территории перспективы использования водных ресурсов значительны и после 1990 года, однако для ряда ее водосборных бассейнов (в частности, водосбор IV) уже к 1990 году предполагается истощение природных вод, так как величина суммарного водопотребления отраслей народного хозяйства превышает потенциальную возможность использования водных ресурсов в годовом плане. Такое положение обуславливает в ближайшее время или разработку конкретных мероприятий по переброске части стока из водообильных районов, например из водосборов II, IX, X, или же замедление темпов развития производительных сил в пределах данного балансового региона.

Рис. 1. Номограмма для вычисления средних темпов роста водопотребления R за период $t_n - t_i$ по отношению водопотреблений конечного и i -того года фактического ряда $\left(\frac{Q_n}{Q_i}\right)$.

Формула (4) характеризует тенденцию развития динамического ряда по показательному или экспоненциальному закону.

Этот закон достаточно полно отражает динамику развития водопотребления во времени, что подтверждается [3] и, в частности, фактическим материалом по Ижорской возвышенности. Безусловно, в некоторых частных случаях он может и не соблюдаться.

Поэтому рассмотрим также вариант, когда процесс $Q = f(t)$ равномерно развивается во времени и описывается многочленом первой степени вида:

$$Q_T = Q_{t_n} + R'(T - t_n). \quad (5)$$

Коэффициент R' характеризует скорость роста динамического ряда и определяется на основе выражения:

$$R' = \frac{Q_{t_n} - Q_{t_0}}{t_n - t_0}. \quad (6)$$

При наличии зависимости $Q = f(t)$, отличной от прямолинейной (например, кривая Гомперца, логистическая кривая и др.) существуют способы линеаризации кривых.

Сведения о потенциальной возможности использования водных ресурсов и величине прогнозируемого суммарного водопотребления позволяют проводить на перспективу целенаправленное планирование народного хозяйства в целом, но затрудняют оптимальное удовлетворение спроса на воду по отдельным отраслям народного хозяйства (промышленность, животноводство, орошение и т. д.).

Поэтому рассмотрим ряд вопросов, связанных с одновременным анализом нескольких динамических рядов, прежде всего соотношение частей и целого.

Пусть анализируется m динамических рядов, $j = 1, 2, \dots, m$, причем сумма величин всех рядов за T -ый год представляет собой суммарное водопотребление за этот год всех отраслей народного хозяйства, т. е.

$$Q_T = \sum_{j=1}^m q_{jT}. \quad (7)$$

Динамика каждого j ряда характеризуется своим средним темпом роста:

$$r_j = \sqrt[t_n - t_0]{\frac{q_{jt_n}}{q_{jt_0}}}. \quad (8)$$

Тогда перспективное потребление воды каждого члена этого ряда можно оценить с помощью выражения:

$$q_{jT} = q_{jt_n} r_j^{T-t_n}. \quad (9)$$

Далее, на основе формул (7 и 9) имеем:

$$Q_T = \sum_{j=1}^m q_{jt_n} r_j^{T-t_n} = q_{1t_n} r_1^{T-t_n} + q_{2t_n} r_2^{T-t_n} + \dots + q_{mt_n} r_m^{T-t_n}. \quad (10)$$

Выражение (10) представляет собой условие оптимального распределения суммарного водопотребления по конкретным отраслям народного хозяйства на любой прогнозируемый год.

Для территории Ижорской возвышенности суммарное водопотребление включает потребление воды для населения и промышленности, животноводства, орошения. Анализ фактического материала исследуемого района показал, что динамика развития как

суммарного водопотребления, так и конкретных его видов достаточно полно аппроксимируется показательной кривой.

Перспективный динамический водохозяйственный баланс по конкретным видам водопотребителей территории Ижорской возвышенности, составленный с использованием формул (8, 9, 10), представлен в табл. 2. Прогнозная оценка потребления воды приведена для 1990 года.

Таблица 2

Перспективный динамический водохозяйственный баланс отраслей народного хозяйства Ижорской возвышенности

Водопотребитель	Средний темп роста водопотребления R за 1960 — 1980 годы	Водопотребление, млн. м ³ /год					
		Фактический ряд, годы					Прогнозируемый ряд, годы
		1960	1970	1972	1974	1980	
Промышленность и население	1,04	51,0	73,8	79,4	85,5	106,7	163,0
Животноводство	1,05	5,3	8,8	9,7	10,8	14,6	24,2
Орошение	1,02	1,2	2,5	2,9	3,3	4,8	5,7
Суммарное	1,04	57,5	85,1	92,0	99,6	126,1	192,9

В заключение рассмотрим случай, когда изменение во времени суммарного водопотребления (Q) и его составляющих (q_j) подчиняется линейному закону. В этом плане целесообразно воспользоваться выражением вида:

$$q_{jT} = r'_j Q_T, \quad (11)$$

где r'_j — коэффициент пропорциональности развития j -того водопотребителя среди всего комплекса определяемых.

Данный коэффициент вычисляется [4] по формуле:

$$r'_j = \frac{\sum_{t_0}^{t_n} q_{jt}}{\sum_{t_0}^{t_n} \sum_{j=1}^m q_{jt}}. \quad (12)$$

Тогда выражение (11) можно представить в развернутом виде:

$$q_{jT} = \frac{\sum_{t_0}^{t_n} q_{jt}}{\sum_{t_0}^{t_n} \sum_{j=1}^m q_{jt}} Q_T. \quad (13)$$

Подсчет по формуле (13) позволяет оценить в прогнозируемом T -ом году долю суммарного водопотребления для любого j -го по-

ребителя. Как уже указывалось, при наличии криволинейной связи (отличной от экспоненциального или показательного закона) ее приводят к прямолинейному виду с последующим применением вышерассмотренных формул.

ВЫВОДЫ

Предложенный метод составления перспективного динамического водохозяйственного баланса, основанный на анализе динамики развития водопотребления во времени, позволяет:

- 1) предвычислять на отдаленную перспективу потребление воды отраслями народного хозяйства;
- 2) планировать развитие производительных сил балансового региона с учетом охраны водных ресурсов от истощения;
- 3) оптимально удовлетворять спрос на воду среди всего комплекса водопотребителей (отраслей народного хозяйства).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биндеман Н. Н., Никитин М. Р., Фаренгольц З. Д. Об учете прогнозного коэффициента использования подземных вод при региональной оценке их эксплуатационных ресурсов.— В сб.: Водные ресурсы, 1973, № 1, с. 151—160.
2. Гуревич Ю. М., Федоров М. М. К оценке регионального обеспечения водных ресурсов.— «Тр. СевНИИГиМ», 1976, с. 15—19.
3. Померанцев В. В. Анализ временных рядов в планировании. М., «Экономика», 1974, с. 222.
4. Федоров М. М., Гуревич Ю. М. К расчету максимально возможного водопотребления при водохозяйственном планировании.— «Сборник работ по гидрологии», № 12, ГГИ, Л., Гидрометеиздат, 1977.

Ф. А. Абдульманов (Поволжская АГЛОС)

ВЛИЯНИЕ ЛЕСНЫХ ПОЛОС И ОБРАБОТКИ ПОЧВЫ НА СТОК, СМЫВ И УРОЖАЙ

Настоящие исследования процесса водной эрозии выполнены в Куйбышевском Заволжье Поволжской агролесомелиоративной опытной станцией на стоковых площадках размером 80×20 м, которые располагались в 19—90 м и в 100—180 м от лесной полосы. Почва опытных участков — чернозем обыкновенный среднегумусный, среднемощный глинистый с содержанием гумуса 4—5%. Мощность гумусового горизонта 40—75 см.

В опытах рассмотрено влияние различной обработки почвы, выполненной поперек склона: отвальной (вспашка на 28—30 см и 20—22 см), плоскорезной (на 28—30 см), ступенчатой и гребнисто-ступенчатой (на 20—22 см + 10 см) на сток талых вод, смыв почвы и урожай при различном удалении от лесных полос. Результаты исследований приведены в табл. 1.

1972/73 гидрологический год — маловодный. Осень сухая, влажность почвы в осенний период низкая. Снеготаяние происходило интенсивно, но сухая почва хорошо впитывала талые воды. В зоне влияния лесной полосы на всех вариантах сток отсутствовал, а в центре поля составил 2—6 мм. Это объясняется тем, что в зоне лесной полосы высота снежного покрова была больше, чем в центре поля и почва промерзла неглубоко. Неглубоко промерзшая почва хорошо впитала талые воды, а в центре поля наблюдалась обратная картина. Наименьший сток сформировался при глубокой отвальной вспашке, где условия впитывания оказались наилучшими, смыв почвы не определялся, так как глубина водорои была незначительной.

1973/74 гидрологический год был средним по водности. Осень дождливая, теплая, дождей выпало много. Зима была многоснежная и сравнительно теплая. Снеготаяние было дружным.

Поскольку снегозапасы как в зоне влияния лесной полосы, так и в центре поля были примерно одинаковы, то условия формирования стока оказались идентичными и больших различий в величине стока не было. Наиболее эффективными приемами в уменьшении стока оказалась гребнисто-ступенчатая вспашка, где сток был минимальным.

Таблица 1

Влияние лесных полос и обработки почвы на сток и смыв почвы

Вариант обработки почвы	В 10—90 м от лесной полосы				В 100—180 м от лесной полосы			
	запас воды в снеге, мм	просочилось в почву, мм	сток, мм	смыв, м ³ /га	запас воды в снеге, мм	просочилось в почву, мм	сток, мм	смыв, м ³ /га
1973								
Вспашка на 20—22 см	129	128,1	0,9	0	62	50	12	0
28—30 см	157	156,7	0,3	0	62	60	2	0
Плоскорезная обработка	191	191	0	0	46	41	5	0
Ступенчатая вспашка	191	191	0	0	48	42	6	0
1974								
Вспашка на 20—22 см	133	124	9	5,0	81	69	12	6,0
28—30 см	114	103	11	3,5	97	85	12	3,5
Плоскорезная обработка	132	110	22	2,7	152	116	36	2,0
Ступенчатая вспашка	122	112	10	3,3	134	126	8	3,0
Гребнисто-ступенчатая вспашка	132	131,3	0,7	0,2	108	106	2	0,5
1976								
Вспашка на 28—30 см	111,1	111,07	0,04	0	111,9	111,78	0,12	0
Плоскорезная обработка	132,8	132,68	0,12	0	133,9	133,76	0,14	0
Гребнисто-ступенчатая вспашка	128,0	128,0	0	0	115,0	115,0	0	0

Учет выноса почвы по методу водоразности показал, что плоскорезная обработка уменьшила смыв почвы в 3 раза, ступенчатая вспашка — в 2 раза, а гребнисто-ступенчатая — почти в 10 раз по сравнению со вспашкой на 20—22 см.

1974/75 гидрологический год был очень маловодным. Почва в осенний период была сильно иссушенной, а зима малоснежной, исключительно теплой, почва промерзла неглубоко (до 65 см). Сухая почва хорошо впитывала талые воды.

Сток с зяби отсутствовал и наблюдался только с уплотненных угодий: озимых, многолетних, трав, стерни и пастбищ.

1975/76 гидрологический год был тоже очень маловодным, несмотря на многоснежную зиму. Осень была исключительно сухая. Зимой метелей было мало и снегоотложение происходило

сравнительно равномерно. Хотя зима была холодная, сухая почва промерзла неглубоко. На площадках наблюдалось сухое промерзание почвы ниже 20 см слоя. Почва в таком состоянии хорошо впитывала талые воды. Сток с зяби был незначительным, а смыв почвы обнаружен не был. При гребнисто-ступенчатой вспашке сток совсем отсутствовал.

Анализ приведенных выше погодных условий этих лет показывает, что важнейшими из метеорологических факторами, влияющими на величину стока являются: сумма осадков за предыдущую осень, влажность верхнего 50-сантиметрового слоя почвы, глубина промерзания почвы, количество оттепелей, сумма осадков за зиму и условия снеготаяния.

Из различных приемов обработки почвы наиболее эффективными в уменьшении стока и смыва оказались ступенчатая и гребнисто-ступенчатая вспашка. Плоскорезная обработка почвы несколько увеличивает сток, что объясняется более плотным сложением почвы и большими снеготаяниями, но здесь и талой воды просачивается в почву больше. Кроме того, плоскорезная обработка значительно уменьшает смыв почвы. В 1974 году при обычной вспашке сток и смыв почвы составили 12 мм и 6 м³/га, при плоскорезной обработке соответственно 19 мм и 2 м³/га, при ступенчатой вспашке — 7 мм и 3 м³/га, при гребнисто-ступенчатой вспашке — 2 мм и 0,5 м³/га.

В опытах также изучалось накопление влаги в почве за зимне-весенний период путем определения влажности почвы осенью перед установлением морозов и весной после прохождения стока. Анализ результатов исследований показывает, что в среднем за 4 года за зимне-весенние периоды влаги в метровом слое почвы накопилось при плоскорезной обработке на 27 мм, при ступенчатой вспашке — на 15 мм и при гребнисто-ступенчатой вспашке — на 20 мм больше, чем при обычной вспашке.

Любой агротехнический прием оценивается по конечному результату — по урожаю возделываемой культуры. Данные по учету урожая приведены в табл. 2. Результаты учета показывают, что те приемы, которые способствовали накоплению влаги в почве, значительно увеличивают урожай сельскохозяйственных культур. Так за годы исследований при плоскорезной обработке и гребнисто-ступенчатой вспашке получены наибольшие урожаи по сравнению с остальными приемами. Наименьший урожай получен при отвальной вспашке на 20—22 см. Поэтому этот прием обработки почвы мы в 1975—76 гг. исключили из опытов, а для сравнения взяли отвальную вспашку на 28—30 см. Эффективность плоскорезной обработки, ступенчатой и гребнисто-ступенчатой вспашки в повышении урожая оказалась примерно одинаковой, причем с удалением от лесных полос их эффективность возрастает.

При изучении различных приемов обработки почвы важно определить их экономическую эффективность. Результаты определения приведены в табл. 3. Расчет экономической эффективности различных приемов обработки почвы на склонах показал, что замена

Таблица 2

Влияние обработки почвы на склонах на урожай с.-х. культур
(в ц/га)

Вариант обработки почвы	В 10—90 м от лесной полосы	В 100—180 м от лесной полосы
1973 год (ячмень)		
Вспашка на 20—22 см	20,4	15,3
28—30 см	23,3	17,4
Плоскорезная обработка	22,5	19,4
Ступенчатая вспашка	22,6	18,3
1974 год (ячмень)		
Вспашка на 20—22 см	25,7	24,0
28—30 см	27,2	27,8
Плоскорезная обработка	28,7	26,6
Ступенчатая вспашка	27,0	26,4
Гребнисто-ступенчатая вспашка	28,6	25,8
1975 год (овес на зеленый корм)		
Вспашка на 28—30 см	70,4	67,0
Плоскорезная обработка	76,2	82,1
Гребнисто-ступенчатая вспашка	73,3	78,3
1976 год (ячмень)		
Вспашка на 28—30 см	34,4	39,9
Плоскорезная обработка	38,4	38,1
Гребнисто-ступенчатая вспашка	36,5	36,2

Точность опыта 1,2% НСР_{0,95} — 1,3 ц/га

Таблица 3

Экономическая эффективность различных противоэрозионных приемов
обработки почвы

	Вспашка на		Плоскорезная обработка	Ступенчатая вспашка
	20—22 см	28—30 см		
Урожайность, ц/га	19,8	22,6	23,0	22,4
Затраты труда на 1 га, чел/час	6,47	7,27	6,30	6,55
Затраты труда на 1 ц осн. продук- ции, чел/час	0,33	0,32	0,26	0,29
Затраты средств на 1 га, руб.	29,2	29,6	30,0	29,6
Затраты труда на 1 ц осн. продук- ции, руб.	1,49	1,30	1,30	1,32
Стоимость продукции с 1 га, руб.	98	113	115	112
Условный чистый доход, руб.	68,8	83,4	84,9	72,4
Уровень рентабельности, %	236	281	282	244

отвального плуга плоскорезом способствует некоторому повышению производительности труда и снижению себестоимости продукции. Затраты труда на производство 1 ц продукции составили: при обычной вспашке 0,33 чел/час, а при плоскорезной обработке 0,26 чел/час. Себестоимость 1 ц зерна при плоскорезной обработке составила 1 руб. 30 коп. против 1 руб. 49 коп. при обычной вспашке, условный чистый доход с каждого гектара также на 16 руб. 10 коп. больше.

Хорошие экономические показатели получены также при глубокой, ступенчатой вспашке, при этом затраты труда несколько увеличились, но эти затраты окупались за счет высокой прибавки урожая.

Вид обработки	Затраты труда (чел/га)	Себестоимость (руб./ц)	Чистый доход (руб./га)
Обычная вспашка	0,33	1,49	16,10
Плоскорезная обработка	0,26	1,30	16,10

Вид обработки	Затраты труда (чел/га)		Себестоимость (руб./ц)	Чистый доход (руб./га)
	Глубокая	Ступенчатая		
Глубокая вспашка	0,35	0,30	1,45	16,10
Ступенчатая вспашка	0,30	0,35	1,40	16,10

Р. Я. Алексеенко (ГГИ)

ВЗМУЧИВАНИЕ И ПЕРЕНОС НАНОСОВ В НЕВСКОЙ ГУБЕ

Как известно, Ленинград развивается преимущественно на запад по берегам Невской губы и Финского залива, постепенно Невская губа превращается во внутригородской водоем. В связи с этим требуется изучить баланс наносов в губе и оценить возможные переотложения наносов.

Невская губа является весьма трудным объектом для расчета взмучивания и транспорта наносов. Режим мутности воды в губе формируется под воздействием стока Невы и сильно изменчивой системы течений. В мелководной губе постоянно наблюдается волнение.

Характер донных осадков Невской губы исследовался кафедрой палеонтологии и морской геологии ЛГУ с мая по ноябрь 1975 г. Пробы осадков отбирались в 13 точках их поверхностного слоя толщиной 10 см (табл. 1). В западной части губы на отмелях, прилегаю-

Таблица 1

Сведения о пунктах Невской губы, для которых рассчитаны мутности взмыва ($S_{взм}$, г/м³) и мутность, соответствующая транспортирующей способности потока ($S_{тр}$, г/м³)

Номера пунктов по рис. 1)	Глубина при уровне $z=0,0$ см БС	Диаметр частиц грунта (d мм) с вероятностью превышения по весу		Средняя взвешенная гидравлическая крупность, u м/с	Объемный вес ρ , кг/м ³	Параметр K , м/с
		$\geq 10\%$	$\geq 50\%$			
1	2,3	0,2	0,075	0,0036	1250	0,0018
2	3,1	1,5	0,180	0,0270	1750	0,0110
3	3,0	1,0	0,070	0,0190	1750	0,0148
4	2,2	0,10	0,055	0,0070	1150	0,0070
5	4,0	0,09	0,052	0,0040	1150	0,0040
6	4,7	0,10	0,025	0,0036	1150	0,0050
7	3,9	0,10	0,010	0,0013	850	0,0022
8	6,0	0,09	0,038	0,0090	1000	0,0116
9	4,8	2,20	0,600	0,0460	2000	0,0250
10	5,1	2,20	0,250	0,0400	1750	0,0070
11	4,0	2,20	2,00	0,0780	2000	0,0138
12	4,0	0,40	0,200	0,0280	1250	0,0110
13	2,0	2,20	0,750	0,0730	1700	0,0000

щих к о. Котлин, а также в восточной части губы на отмелях неевского бара преобладают тонко- и среднезернистые пески с илом. В средней же части губы дно выстлано крупнозернистым песком.

Детальные промеры вблизи Кронштадта в Северных и Южных воротах показывают, что банкеты, ряжи и другие преграды заиляются преимущественно с западной стороны. Это указывает на общее направление движения наносов с запада на восток в направлении господствующего ветра. И, если все же Невская губа со временем не мелеет, то это объясняется, наряду с прочим, одной примечательной особенностью течений в Невской губе. В период спада уровня суммируются неевский сток и сработка емкости губы. В результате расход воды и скорость течения в Северных и Южных воротах при спаде уровня (когда течение направлено с востока на запад) оказывается намного больше, чем при подъеме уровня (когда течение направлено с запада на восток). Таким образом, можно ожидать заметных переформирований дна лишь при штормах с сильным западным ветром, а также нагонных наводнениях.

Для оценки возможного объема переотложений наносов при штормах мы воспользовались методом А. В. Караушева и А. Я. Шварцман [2, 7]. Попутно можно будет оценить и мутность воды (максимальная зафиксированная мутность при скорости ветра 6—8 м/с обычно не превышала 20—25 г/м³).

Отрыв частиц грунта ото дна или взмыв грунта происходит в основном под действием ветра и волнения, а перенос наносов — под действием течения.

Волнение в Невской губе связано с системой ветров в самой губе. Проникновению волн из Финского залива в губу препятствуют отмели, а также многочисленные подводные и надводные преграды. Волны в губе чаще всего распространяются с запада на восток, т. е. по направлению наибольшего разгона и наибольшей глубины. Из всех случаев штормов, со скоростью ветра свыше 16 м/с около 95% приходится на западные направления и только 5% на северные и северо-восточные. Штормы со скоростью ветра свыше 20 м/с наблюдались только при западных ветрах.

Расчеты мутности взмыва и мутности, соответствующей транспортирующей способности потока ($S_{тр}$), производились для ветров западного направления. При этом высоты волн 1% обеспеченности определялись по номограммам Браславского [4].

Мутность взмыва ($S_{взм}$) равна осредненному значению мутности в вихревых восходящих токах в местах их контакта со дном. Ее значение определяется такими факторами, как глубина, абсолютная скорость течения у дна, шероховатость дна, волновая скорость у дна.

Вычисленные значения мутности приведены в табл. 2. Они несколько выше наблюдаемых значений мутности при этой же скорости ветра. С увеличением скорости ветра до 30 м/с мутность $S_{т}$ возрастает в 20—30 раз.

Рассчитывался также баланс наносов по пяти продольным зонам Невской губы (рис. 1). Причем, 1-я и 5-я зоны ограничены

Таблица 2

Рассчитанные величины мутности взыва $S_{взм}$ ($г/м^3$) и мутности, соответствующей транспортирующей способности потока $S_{тр}$ ($г/м^3$) по отдельным пунктам Невской губы при различной скорости ветра ($м/с$)

Номера пунктов (по рис. 1)	Скорость ветра, м/с							
	10		20				30	
	$Z_{ср}=0,0$ см БС		$Z_{ср}=0,0$ см БС		$Z_{ср}=180$ см БС		$Z_{ср}=0,0$ см БС	
	$S_{взм}$	$S_{тр}$	$S_{взм}$	$S_{тр}$	$S_{взм}$	$S_{тр}$	$S_{взм}$	$S_{тр}$
1	680	164	2450	810	2360	680	11 400	5500
2	335	92	1100	322	1050	294	3 980	1240
3	392	125	1300	610	1310	540	4 850	2230
4	924	270	4800	1960	3060	1160	11 000	6300
5	620	170	2520	1220	2350	1210	8 750	5900
6	1160	380	2270	1390	2100	1320	7 650	4800
7	1230	715	2800	1860	2350	1720	8 800	6740
8	1050	420	2060	1180	1870	1120	6 650	4120
9	460	114	860	214	850	200	2 800	766
10	442	83	840	125	830	110	2 800	485
11	275	22	945	142	920	120	3 030	280
12	78	6	1590	158	1300	140	5 100	790
13	100	1	1190	25	1100	20	4 350	160

1,5 метровой изобатой, 3-я зона — Морской канал, а 2-я и 4-я зоны находятся между каналом и 1-й и 5-й зонами.

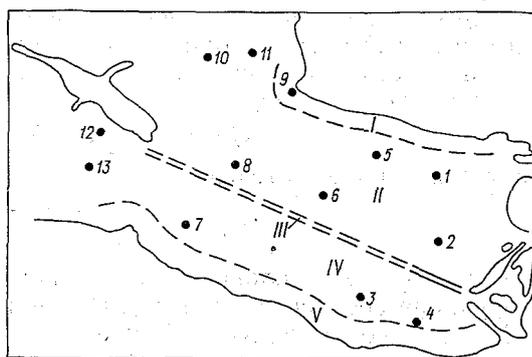


Рис. 1. Схема Невской губы.

1-13 — номера точек, в которых брались пробы грунта; I-V — номера продольных зон, по которым рассчитывался баланс наносов.

Распределение мутности вдоль потока описывается приближенным уравнением

$$S_{кон} = S_{тр} + (S_{нач} - S_{тр}) e^{-\frac{(u+k)}{q} \Delta x}$$

где $S_{нач}$ и $S_{кон}$ — мутности в начале и конце участка потока, длиной Δx , q — удельный расход воды, u — гидравлическая крупность (средняя взвешенная по весу), k — параметр, зависящий от гидравлической крупности, коэффициента Шези и скорости течения.

Очевидно, что при $S_{\text{нач}} > S_{\text{тр}}$ мутность вдоль потока уменьшается т. е. имеет место заиление. Напротив, при $S_{\text{нач}} < S_{\text{тр}}$ происходит размыв.

Обычно в Невской губе удельный расход воды $q = 0,2$ м³/с. м. Большей частью, гидравлическая крупность $u = 0,03$ м/с, а параметр $K = 0,1$ м/с. При указанных значениях q , u и K для участка $\Delta X = 4000$ м величина

$$e^{-\frac{u+K}{q}} \approx 0.$$

Расчет слоя осаждения или взмыва (Δh), таким образом, упрощается и должен осуществляться по балансовому соотношению [2, 5]

$$\Delta h = \frac{q(S_{\text{нач}} - S_{\text{кон}})}{\Delta x \gamma} \Delta t,$$

где γ — объемный вес грунта, Δt — длительность интервала времени; остальные обозначения прежние. В частности, Δh в мм γ в т/м³, $S_{\text{нач}}$ и $S_{\text{кон}}$ в г/м³, Δx в км, наконец, q в м³/с. м. [3, 6].

Наибольшая трудность сопряжена с нахождением удельного расхода воды в условиях резко выраженного нестационарного режима. Оценка удельного расхода q выполнена на основе уравнения водного баланса. Так, средний часовой расход воды (м³/с) в любом створе Невской губы, перпендикулярном основному потоку

$$Q = Q_{\text{Нева}} + \frac{\Delta z}{10^2} \cdot \frac{\Omega 10^6}{3600}, \quad (1)$$

где $Q_{\text{Нева}}$ — расход воды в устье р. Невы (м³/с), $\Delta z = z_{\text{ср. кон}} - z_{\text{ср. нач}}$ — часовая интенсивность изменения среднего уровня Невской губы (см/ч), Ω — площадь водного зеркала губы (км²) между створом и устьем р. Невы. При указанных размерностях уравнение (1) приобретает вид

$$Q = Q_{\text{Нева}} + 2,78 \Delta z \Omega.$$

Средняя же скорость течения в створе

$$v_{\text{ср}} = \frac{Q_{\text{Нева}} + 2,78 \Delta z \Omega}{\omega(z_{\text{ср}})},$$

причем $\omega(z_{\text{ср}})$ есть площадь поперечного сечения в створе (м²), как функция среднего уровня $z_{\text{ср}}$. Очевидно, что $\omega(z_{\text{ср}}) \approx \omega(z)$.

Средние скорости течений в пределах каждой зоны при различных значениях интенсивности изменения уровня определялись следующим образом. Исходя из вычисленного значения средней в створе скорости и учитывая конфигурацию эпюры скоростей для стационарных (стоковых) течений, полученных по проработкам Ленгидропроекта (Моносовым М. Л.), вычерчивались эпюры скоростей по ширине для каждой интенсивности изменения уровня от 10 до 40 см/ч. При этом выдерживалось очевидное равенство:

$$Q = \int_0^B v H dB = \sum q \Delta B = Q_{\text{Нева}} + 2,78 \Delta z \Omega.$$

Таким образом, сумма расходов по зонам в рассматриваемом створе равна полному расходу в створе.

Величина удельных расходов по зонам определялась как произведение средней скорости в зоне на среднюю глубину зоны. Затем путем их картирования находились средние удельные расходы q для участка между любыми двумя точками (пунктами губы). Существенно, что удельный расход в период спада при $z_{cp} = 0,0$ см БС оказывается намного большим, чем при высоком уровне $z_{cp} = 180$ см БС в период подъема.

Расчеты показали, что толщины слоя размыва и осаднения очень незначительны: при ветре 20 м/с за 5 часов времени (средняя длительность интенсивного подъема или спада уровня воды) при нагонных наводнениях Δh составляет 0,1—1,6 мм при интенсивности изменения уровня воды $\Delta z = 10$ см/час. При увеличении

Таблица 3

Исходные данные и результаты деформаций дна Δh (мм) Невской губы на участках разной длины Δx (км) между отдельными пунктами при различной скорости западного ветра W (м/с) и интенсивности спада уровня ΔZ (см/ч) за интервал времени 5 часов (при уровне $Z_{cp} = 0,0$ см БС и расходе $Q_{Нева} = 2500$ м³/с)

Номера пунктов по рис. 1	Δx км	ΔS г/м ³			Удельный расход воды на участке, q м ³ /см	
		$W = 10$	$W = 20$	$W = 30$	$\Delta z = 10$	$\Delta z = 40$
1—5	4	-6	-410	-400	0,55	1,20
5—9	7	56	1006	2570	0,50	1,50
9—11	4	92	72	486	0,55	1,83
2—6	8	-288	-1068	-3560	0,54	1,64
6—8	6	40	210	680	0,72	2,40
8—12	9	414	1022	3330	0,76	2,40
4—3	4	98	1350	4070	0,40	1,00
3—7	12	-590	-1250	-4410	0,55	1,65
7—13	7,5	714	1610	5140	0,74	2,50

Номера пунктов по рис. 1	Δx км	Δh , мм					
		$W = 10$		$W = 20$		$W = 30$	
		$\Delta z = 10$	$\Delta z = 40$	$\Delta z = 10$	$\Delta z = 40$	$\Delta z = 10$	$\Delta z = 40$
1—5	4	-0,01	-0,03	-0,80	-1,80	-0,80	-1,80
5—9	7	0,04	0,10	0,80	2,40	4,10	6,20
9—11	4	0,13	0,42	0,10	0,32	6,70	2,20
2—6	8	-0,29	-0,88	-1,10	-3,30	-3,60	-11,0
6—8	6	0,08	0,26	0,40	1,40	1,30	4,50
8—12	9	0,42	1,30	1,00	3,30	3,30	11,0
4—3	4	0,10	0,30	1,60	4,50	4,90	12,0
3—7	12	-0,37	-1,10	-1,00	-2,40	-2,80	-8,0
7—13	7,5	1,00	3,60	1,20	8,10	7,60	26,0

интенсивности изменения уровня воды до 40 см/ч значения Δh возрастают в 2—2,5 раза и достигают 0,3—8,1 мм (табл. 3).

Сопоставление лоцманских карт различных лет издания (1802—1972 гг.) показало, что рельеф дна Невской губы за последние полтора столетия не претерпел заметных изменений. Лишь в западной части губы, вблизи острова Котлин, отмечается небольшая аккумуляция наносов, а в восточной — напротив, размыв. Ломоносовская отмель в Южных воротах сохранила свое местоположение и конфигурацию. Гранулометрический состав донных отложений Невской губы за последние пятьдесят лет также не изменился. Об этом свидетельствуют съемки грунта 1926 и 1975 гг.

Ежегодная заносимость Морского канала составляет всего 3—5 см, а вместе с грунтом, обрушившимся с откосов — 8—10 см. То же самое можно сказать о заносимости Ломоносовского и Петродворцового каналов [3].

В прибрежной зоне важным фактором перемещения наносов является волнение. При наводнениях вдоль северного берега Невской губы от Лисьего Носа наносы движутся на восток и аккумулируются на Северо-Лахтинской отмели. Вдоль южного берега Невской губы наносы движутся на запад и восток. Граница между этими направлениями лежит в районе Петродворца.

Таким образом, и натурные данные, и теоретические расчеты подтверждают, что дно Невской губы устойчиво. Переотложение наносов незначительно. Зоны загрязнений донных отложений сохраняют локальное положение. Все указанное объясняется рядом причин: однородностью гидродинамических и морфометрических условий по всей губе, незначительной мутностью невиской воды, малой волновой энергией и медленным течением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрология устьевой области Невы. М., Гидрометеоздат, 1965. 383 с.
2. Караушев А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков. Л., Гидрометеоздат, 1960. 390 с.
3. Логачев Л. А. О норме заносимости открытых морских каналов. «Тр. Союзморниипроект», вып. 12 (18), с. 59—65.
4. Селюк Е. М. Исследования, расчеты и прогнозы ветрового волнения на водохранилищах. Л., Гидрометеоздат, 1961. 220 с.
5. Указания по расчету заиления водохранилищ при строительном проектировании. Л., Гидрометеоздат, 1968. 54 с.
6. Шишов Н. Д. Примеры малой заносимости морских каналов.— «Тр. Океанографической комиссии АН СССР». Т. VIII, М., 1961, с. 114—117.
7. Шварцман А. Я., Макарова А. И. Усовершенствование метода расчета ветро-волнового взмучивания.— «Тр. ГГИ», 1972, вып. 191, с. 172—181.

З. Д. Копалиани, М. М. Жук, С. К. Першин (ГГИ)

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РУСЕЛ РЕК УЧАСТКОВ БАЙКАЛО-АМУРСКОЙ МАГИСТРАЛИ

В своей западной части БАМ пересекает Забайкальскую горную страну с ее многочисленными горными реками и их притоками. На этом участке БАМ проектируется большое количество гидротехнических сооружений, наибольший интерес из которых, в связи с их массовостью, представляют мостовые переходы и «прислоненные полки» — отсыпки грунта непосредственно в русле под железнодорожную насыпь. Последние приурочены к так называемым прижимам — местам, где реки протекают вдоль отвесных склонов долин. Общая протяженность участков прижимов на трассе БАМ составляет около 300 км и в основном приходится на реки Нюкжу, Олекму, Хани и их притоки.

Для оценки шероховатости дна и подвижности русла на мостовых переходах, расчета величин плановых и высотных деформаций в бытовых и проектных условиях на участках прижимов, разработки рациональных схем выборок строительного материала из русел рек, моделирования руслового процесса на размываемых моделях и для решения задач, возникающих в связи с проектированием трассы БАМ и освоением этого района, требуется определение диаметра донных наносов, входящего во все расчетные формулы транспорта наносов и деформаций речного русла. Назначение или выбор расчетного диаметра донных наносов обычно связывают с определением расчетного диаметра донных отложений.

На западном участке БАМ сосредоточены высочайшие горные хребты Сибири с острыми зубчатыми гребнями и резко выступающими вершинами. Многочисленные глубокие цирки — следы прошлого оледенения — подчеркивают альпийские формы рельефа, а обширные каменные россыпи, селевые выносы и бурные горные реки свидетельствуют об интенсивном разрушении поверхности, высоко приподнятой в предшествующие геологические эпохи. В районе восточнее р. Олекмы существенным элементом ландшафта является сопочно-холмистый рельеф, наивысшие абсолютные отметки хребтов здесь не превышают 800 м. Истоки рек на западном участке БАМ находятся на отметках 800—2000 м, уклоны рек составляют в верховьях 0,05, в среднем течении 0,002—0,02, в нижнем течении 0,002—0,0005. Горные реки в низовьях часто образуют

конусы выноса (притоки р. Хани, реки, стекающие с хребтов Удокан и Кодар).

На горно-предгорных реках, как и на равнинных, легко прослеживается неравномерное распределение крупности русловых отложений, как на различных участках, так и на одном и том же участке или русловой форме. Это отражает определенные геоморфологические, гидравлические и гидрологические условия: способ поступления наносов в русло, конфигурацию и морфологию русла, уклоны и скорость потока, расходы воды, наличие притоков и др.

Известно, что на прямом участке крупные наносы отлагаются на середине реки, а мелкие у берегов [2]. На криволинейных участках крупные наносы располагаются у вогнутого берега, а более мелкие у выпуклого. Начало русловых форм, как правило сложено из более крупных фракций, а вниз по течению крупность обычно падает. Неравномерно распределение наносов и по вертикали толщи донных отложений. Все отмеченное делает невозможным точное определение среднего расчетного репрезентативного диаметра донных отложений.

Ниже приводятся результаты изучения гранулометрического состава донных отложений и формы частиц на горном участке 1441—1260 км БАМ, протяженностью 181 км, охватывающем нижнее течение Нюкжи, Олекму от впадения в нее Нюкжи до устья р. Хани и р. Хани от устья до впадения в нее р. Алтуаль. На всем этом протяжении питание рек наносами осуществляется как за счет их притоков, так и за счет обломков гравитационного негидродинамического происхождения, обвалов и осыпей,— явление, свойственное горным рекам. Свидетельством этому служат большое количество «курумов», «кулуаров», конусов осыпей и скопления плохоокатанного материала, деллювия, на бечевнике и в русле реки, приуроченные как правило к участкам прижимов. Однако скопления плохоокатанного материала имеют локальное распространение, а в целом речной аллювий, слагающий дно и подвижные русловые формы, представлен хорошо окатанным материалом.

Изучение крупности донных отложений производилось фотографическим методом гранулометрического анализа крупных наносов, разработанным в ГГИ В. В. Романовским и Н. М. Капитоновым [4]. Сущность этого метода заключается в фотографировании донных отложений и последующем определении на фотоснимке количества частиц различных фракций и вычислении их процентного содержания в соответствии с числом частиц или занимаемыми площадями. Фотографирование производится непосредственно в поле, без нарушения естественного характера залегания наносов. Преимущество этого метода перед другими методами (грохота, сита) заключается в простоте взятия проб и в возможности анализировать механический состав отложений на значительной площади, поэтому несмотря на трудоемкость обработки фотоснимков, фотографический метод гранулометрического анализа крупных наносов следует в настоящее время признать наиболее приемлемым и перспективным методом.

Фотографирование проб донных отложений производилось в характерных точках русла во время низкой межени, когда поверхность русловых форм свободна от воды. Результаты обработки 109 проб представлены в табл. 1. Наряду с параметрами d , d_{50} , $d_{с. в.}$, характеризующими среднюю крупность донных отложений, в табл. 1 представлены и другие параметры интегральных кривых гранулометрического состава донных отложений d_5 , d_{25} , d_{75} , d_{95} , и вычислены характеристики неоднородности грунтов: Рухина $S_1 = \sqrt[3]{d_{75}/d_{25}}$, Кнороза $S_2 = d_{95}/d_5$, Гончарова $S_3 = d_{95}/d_{с. в.}$, Хазена $S_4 = d_{60}/d_{10}$, Мелентьева $S_5 = d_{90}/d_{10}$, а также соотношение $d_{с. в.}/d_{50}$.

Из табл. 1 следует, что средняя крупность донных отложений на исследуемых реках варьирует в широких пределах на отдельных участках рек, по их длине и больше всего при переходе от одной реки к другой. Крупность донных отложений в нижнем течении р. Нюкжи на участке 1441—1400 км уменьшается в 3 раза, причем резкое уменьшение крупности наблюдается только на устьевом ее участке. Крупность донных отложений р. Олекмы от участка выше впадения в нее Нюкжи до устья Хани уменьшается равномерно в 2,5 раза. Средняя крупность донных отложений по длине р. Хани на исследуемом участке практически не меняется, составляя 10—15 см. Для русла р. Хани более характерна пестрота распределения крупности донных отложений на отдельных участках, обусловленная, очевидно, местными морфологическими и гидравлическими условиями, наличием притоков, частыми очагами поступления наносов в русле и другими причинами.

Обращаясь к характеристикам неоднородности гранулометрического состава наносов, представленным в табл. 1, можно видеть, что отношение наиболее крупных фракций в пробах не более 5%-ной обеспеченности к средней крупности $d_{95}/d_{с. в.}$ для всех проб, редко превышает 2, а d_{95}/d_5 в большинстве проб меньше 10. Это говорит о хорошей отсортированности (однородности наносов) в руслах горных рек. Встречающееся в литературе мнение о меньшей однородности наносов в горных реках по сравнению с равнинными, очевидно, основано на особенностях зрительного восприятия: человеческий глаз, легко различая разницу линейных размеров в смеси крупных наносов, не в состоянии уловить ту же разницу в смеси мелких наносов. Как известно, на равнинных реках параметр d_{95}/d_5 часто составляет значения 10—30 и может достигать 100.

В последних графах табл. 1 приведены расчетные значения уклонов водной поверхности, глубины и скорости потока при расчетном расходе воды 0,3% обеспеченности на исследуемых реках БАМ. Результаты расчета критерия подвижности донных наносов в форме $\frac{V}{V_0}$, где V_0 определялось по рекомендациям В. Ф. Талмаза и А. Н. Крошкина, приведенные в последней графе, показывают, что они могут достигать величины 1,88, которой как известно из лабораторных исследований, соответствует интенсивный транспорт наносов.

В последнее время В. В. Романовским [5] достаточно убедительно было доказано, что все гидравлические параметры крупных наносов, такие как гидравлическая крупность, критическая скорость сдвига, скорость перемещения и соответственно расход донных наносов, существенно зависят от формы частиц. Поэтому сведений о средней крупности донных отложений и их фракционном составе недостаточно для выполнения практических расчетов гидравлических параметров крупных наносов.

Для характеристики формы частиц в литературе используются различные выражения, содержащие как правило линейные размеры частиц: длину — a , ширину — b , толщину — c , радиусы или диаметры шара равновеликого частоте, объем, площадь поверхности и другие характеристики.

По данным Г. И. Лапшина и В. В. Роборовской [1], в результате обмера большого количества зерен естественных наносов различной крупности от 5 до 75 мм было получено, что отношение осей $a : b : c$ в среднем составляет 1,3 : 1 : 0,7.

Устойчивость отношений размеров осей была отмечена также у частиц, полученных при механическом дроблении корунда, электрокорунда и других абразивных материалов в шаровых мельницах И. В. Лавровым [3]. Для частиц различного фракционного размера эти отношения составили $a : b : c = (1,5 \pm 0,2) : 1 : (0,70 \pm 0,1)$. Парная корреляция размеров осей a/b , b/c , a/c при этом показала близость к 1 всех коэффициентов корреляции.

Г. Ф. Рожковым и др. [6], в результате изучения под микроскопом 10 000 зерен кварца и полевого шпата из кембрийских, девонских, меловых, плиоценовых и современных песков, также было получено устойчивое соотношение осей $a : b : c = 1,3 : 1 : 0,74$.

По данным А. Н. Крошкина [8], на горных реках Киргизии (преобладающая порода гранит), при уклоне дна от 0,01 до 0,1, указанные соотношения осей частиц сохраняются, составляя в среднем 1,4 : 1 : 0,7.

Результаты обмера 250 частиц крупностью 5—60 мм на реках Украинских Карпат [7] (конгломераты, песчаники, глинистые и мергелистые сланцы мелового и третичного периодов) дали соотношения диаметров $a : b : c = 1,56 : 1,06 : 0,68$.

Наиболее удачным, из существующих обобщенных выражений, предназначенных для характеристики формы частиц, представляется критерий В. В. Романовского [5], имеющий вид

$$\theta = \frac{d^2}{ab},$$

где d — средний диаметр частицы определяется по выражению

$$d = \frac{a + b + c}{3},$$

θ может принимать значения от 0,48, для очень плоских частиц, до 1 для шаров.

По измерениям Романовского на реках Заилийского Алатау с уклонами 0,02—0,08, в результате обмера 2000 частиц, установлено, что критерий формы θ изменяется в пределах 0,6—0,9, с преобладающим значением $\theta = 0,7 - 0,8$.

В таблице 2 представлены результаты расчета характеристик формы частиц на исследуемом 180 км участке БАМ, выполненные на ЭВМ «Наири». Обмер частиц в количестве от 31 до 72 штук в каждой пробе производился во время летней межени 1976 г., на реках Нюкже, Олекме, Хани и на их притоках Талуме, Хангули и Эвонокит. Из таблицы следует, что средняя крупность анализируемых проб менялась в больших пределах, от 4,9 см в устье р. Нюкжи до 95 см на р. Хани. И для рек БАМ соотношение осей оказывается устойчивым, составляя в среднем $a : b : c = 1,44 : 1,0 : 0,65$. При значениях коэффициентов вариации $0,14 \leq C_{v(\frac{a}{b})} \leq 0,30$, $0,14 \leq C_{v(\frac{c}{b})} \leq 0,39$.

Коэффициент формы θ В. В. Романовского, как следует из табл. 2, составляет $0,61 \leq \theta \leq 0,79$, причем за исключением 2 проб, во всех остальных случаях не выходит за пределы 0,71—0,79. Коэффициент вариации θ составляет весьма малую величину $0,06 \leq C_{v\theta} \leq 0,14$.

Из табл. 2 следует также, что средний диаметр частиц $d = \frac{a+b+c}{3}$ практически не отличается от ширины частицы. Тогда, если в выражении θ заменим d близкой ему величиной $-b$, будем иметь

$$\theta = \frac{d^2}{ab} = \frac{b}{a},$$

т. е. величину обратную $\frac{a}{b}$.

Допуская, что такая замена справедлива и для наносов, которые измерялись предшествующими исследователями, получаем, что во всех перечисленных исследованиях различных авторов так же как в измерениях В. В. Романовского составляла значения 0,7—0,8.

Таким образом, характеристики соотношений взаимоперпендикулярных осей и коэффициент формы θ частиц различной крупности разных минералов, полученных путем искусственного или естественного дробления и истирания в природе, сохраняют устойчивые значения $\theta = 0,7 - 0,8$, $a : b : c \approx 1,4 : 1,0 : 0,7$, с незначительной вариацией.

Полученные в настоящей работе сведения о форме и крупности донных отложений, степени их неоднородности, распределении вдоль рек и на отдельных участках могут быть использованы для производства расчетов и прогнозов деформаций русел рек горного участка БАМ при проектировании на них различного рода гидротехнических сооружений.

Характеристики проб донных отложений

№ п/п	Место взятия пробы	КМ по БАМ	№ фотографии	d_5	d_{10}	d_{25}	d_{50}	d_{60}	d_{75}	d_{90}	d_{95}
1	р. Хани, приверх острова	1270	14	21	35	80	143	163	205	305	372
2	Там же	1270	15	21	35	59	112	145	185	285	315
3	Там же	1270	16	25	38	66	190	235	296	332	352
4	Там же	1270	17	18	24	41	75	90	125	181	193
5	р. Хани, конус выноса руч. Кёрсюсэ	1275	18	142	167	216	297	360	430	488	510
6	р. Хани, правый берег	1280	19	56	74	105	150	187	219	307	322
7	Там же	1280	20	43	58	87	130	160	202	271	288
8	Там же	1280	21	38	46	73	139	154	177	325	350
9	Там же	1280	23	32	85	113	255	277	376	378	400
10	р. Эвонокит, устье, побочень, левый рукав	1281	24	45	70	118	179	207	280	267	292
11	Там же	1281	25	45	66	117	167	180	216	235	254
12	Там же	1281	26	36	51	83	143	162	210	283	322
13	Там же	1281	27	—	42	68	135	166	215	257	272
14	р. Хани, приверх побочня	1287	28	—	—	50	76	87	117	160	167
15	р. Хани, середина побочня	1287	29	74	88	102	141	150	197	220	240
16	р. Хани, ухвостье побочня	1287	30	33	39	55	82	95	115	135	143
17	р. Хани, остров	1289	32	45	66	122	187	236	258	360	384
18	р. Хани, устье пляжа	1292	35	43	57	93	150	170	201	250	313
19	р. Хангули, правобережный побочень	1292	36	—	—	41	54	60	71	115	163
20	р. Хани, правая протока	1296	37	18	26	48	101	136	170	230	265
21	Там же	1296	38	23	41	137	203	216	320	412	433
22	Там же	1296	39	23	36	61	130	170	211	264	287
23	р. Хани, приверх острова	1296	40	—	—	75	216	246	323	500	585
24	Там же	1296	41	—	17	37	57	63	82	125	155
25	Там же	1296	42	16	24	49	135	186	213	245	264
26	р. Хани, конус выноса руч. Ат-Бастах	1297	43	—	150	280	427	470	534	599	631
27	Там же	1297	45	—	—	—	—	—	—	—	—
28	Там же	1297	46	—	—	—	—	—	—	—	—
29	р. Хани, приверх острова	1298	47	—	—	37	70	84	120	175	195
30	Там же	1298	48	—	36	57	103	130	225	275	300

Таблица 1

рек Байкало-Амурской магистрали

\bar{a}	d_{CB}	$\frac{d_{CB}}{d_{50}}$	$\frac{d_{95}}{d_{CB}}$	$\frac{d_{60}}{d_{10}}$	$\frac{d_{90}}{d_{10}}$	$\frac{d_{95}}{d_5}$	$\sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}}$	J	$H, м$	$V, м/с$	$V_0, м/с$	$\frac{V}{V_0}$
181,7	176,1	1,23	2,11	4,66	8,72	17,71	1,60	0,0032	5,5	4,40	3,47	1,27
155,9	146,5	1,31	2,15	4,14	8,14	15,00	1,77	0,0032	5,5	4,40	3,31	1,33
180,4	205,0	1,08	1,72	6,18	8,74	14,08	2,12	0,0032	5,5	4,40	3,46	1,27
110,0	96,9	1,29	1,99	3,75	7,54	10,72	1,75	0,0032	5,5	4,40	2,95	1,49
269,2	348,0	1,17	1,46	2,16	2,92	3,59	1,41	0,0048	5,5	—	—	—
175,0	209,2	1,39	1,54	2,53	4,15	5,75	1,44	0,0047	6,5	5,36	3,43	1,56
151,7	167,4	1,29	1,72	2,76	4,67	6,70	1,52	0,0047	6,5	5,36	3,29	1,53
179,3	176,6	1,27	1,98	3,35	7,06	9,21	1,56	0,0047	6,5	5,36	3,46	1,55
182,1	237,7	0,93	1,68	3,26	4,45	12,50	1,82	0,0047	6,5	5,36	3,47	1,54
138,1	185,7	1,04	1,57	2,96	3,81	6,49	1,61	0,0050	6,4	—	—	—
132,8	172,1	1,03	1,48	2,73	3,56	5,64	1,36	0,0050	6,4	—	—	—
158,8	176,4	1,23	1,82	3,18	5,55	8,94	1,59	0,0050	6,4	—	—	—
170,0	164,4	1,22	1,65	3,43	6,12	—	1,78	0,0050	6,4	—	—	—
114,4	96,5	1,27	1,76	—	—	—	1,53	0,0040	5,3	—	—	—
122,3	159,7	1,13	1,50	1,70	2,50	3,24	1,39	0,0040	5,3	—	—	—
99,7	95,6	1,16	1,49	2,44	3,46	4,33	1,45	0,0040	5,3	—	—	—
177,5	208,8	1,12	1,84	3,58	5,45	8,53	1,45	0,0049	6,0	—	—	—
155,0	176,2	1,17	1,78	2,98	4,39	7,28	1,47	0,0030	6,8	4,72	3,31	1,43
123,8	84,9	1,57	1,92	—	—	—	1,32	0,0030	6,8	—	—	—
131,4	136,5	1,35	1,94	5,23	8,85	14,72	1,88	0,0051	5,5	4,80	3,13	1,53
205,0	238,8	1,18	1,81	5,27	10,05	18,83	1,53	0,0051	5,5	4,80	3,60	1,33
155,6	162,3	1,25	1,77	4,72	7,33	12,48	1,86	0,0051	5,5	4,80	3,31	1,45
207,1	273,5	1,27	2,14	—	—	—	2,07	0,0049	5,5	4,80	3,61	1,33
99,4	91,2	1,60	1,70	3,70	—	19,40	1,49	0,0051	5,5	4,80	2,87	1,67
131,8	153,6	1,14	1,72	7,75	10,21	16,50	2,00	0,0051	5,5	4,80	3,13	1,53
330,0	443,9	1,04	1,42	3,13	3,99	—	1,38	—	—	—	—	—
980	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
600	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
104,5	99,6	1,42	1,96	—	—	—	1,80	0,0030	6,6	4,15	2,91	1,43
177,4	160,8	1,56	1,87	3,61	7,64	—	1,99	0,0030	6,5	4,15	3,44	1,21

№ п/п	Место взятия пробы	КМ по БАМ	№ фотографии	d_5	d_{10}	d_{25}	d_{50}	d_{60}	d_{75}	d_{90}	d_{95}
31	р. Хани, пляж, правый берег	1305	51	17	33	74	197	217	300	342	303
32	р. Хани, осередок выше мостового перехода, левый берег										
33	Там же, правый берег	1311	52	15	37	57	103	127	200	262	282
34	Там же, левый берег	1311	54	30	46	71	107	127	157	195	213
35	Там же, на максимальной отметке осередка	1311	56	18	30	55	89	135	218	257	275
36	р. Хани, створ мостового перехода, левый берег	1312	59	—	—	71	135	225	297	362	390
37	р. Хани, устье, левый берег										
38	Там же	1327	60	80	110	148	245	337	402	463	490
39	Там же	1327	61	—	—	60	131	155	197	247	272
40	Там же	1327	62	—	40	115	183	250	420	500	525
41	Там же	1327	63	—	—	82	166	197	182	304	323
42	р. Олекма, левый берег гряды	1328	68	—	—	—	33	43	54	67	75
43	Там же	1328	69	24	31	47	68	80	107	146	162
44	Там же	1328	70	—	—	—	23	29	37	53	67
45	р. Олекма, правый берег, пляж	1355	71	—	—	—	—	—	17	32	45
46	Там же	1355	73	—	—	—	17	23	33	49	57
47	Там же, на гребне гряды	1355	74	—	—	—	41	50	60	70	75
48	р. Олекма, на 500 м выше р. Имангры	1364	78	12	17	34	55	63	78	110	132
49	р. Олекма, конус выноса р. Имангры	1365	75	—	—	6	46	57	71	95	110
50	Там же	1365	76	—	—	20	42	52	74	100	155
51	р. Олекма, конус выноса р. Таас-Юрех	1380	79	10	25	51	73	85	107	140	163
52	Там же	1380	80	—	16	50	78	90	113	149	175
53	р. Олекма, приверх острова	1400	18	33	40	65	96	104	112	120	124
54	р. Нюкжа, приверх острова	1407	15	—	—	—	13	17	23	35	52
55	р. Намарак, устье	1415	18	20	—	36	49	—	85	—	120
	р. Нюкжа, правый берег	1416	17	20	—	42	74	—	120	—	182

\bar{d}	d_{CB}	$\frac{d_{CB}}{d_{50}}$	$\frac{d_{95}}{d_{CB}}$	$\frac{d_{60}}{d_{10}}$	$\frac{d_{97}}{d_{10}}$	$\frac{d_{95}}{d_5}$	$\sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}}$	J	H, m	$V, m/c$	$V_0, m/c$	$\frac{V}{V_0}$
180,0	207,0	1,05	1,75	6,58	10,36	21,35	2,01	0,0045	6,3	—	—	—
156,6	149,4	1,45	1,89	3,43	7,08	18,80	1,87	0,0025	5,0	4,05	3,32	1,22
107,5	136,9	1,28	1,56	2,76	4,24	7,10	1,49	0,0025	5,0	4,05	2,95	1,38
155,6	148,9	1,67	1,85	4,50	8,57	15,28	1,99	0,0025	5,0	4,05	2,89	1,40
102,5	84,8	1,51	1,53	—	—	—	1,48	0,0025	5,0	4,05	2,89	1,40
189,3	230,9	1,71	1,69	—	—	—	2,04	0,0040	6,5	5,6	3,51	1,59
178,9	298,6	1,22	1,64	3,06	4,21	6,12	1,65	0,0030	14,0	—	—	—
106,7	163,7	1,25	1,66	—	—	—	1,81	0,0030	14,0	—	—	—
151,5	279,4	1,53	1,88	6,25	12,5	—	1,91	0,0030	14,0	—	—	—
107,1	196,8	1,18	1,64	—	—	—	1,49	0,0030	14,0	—	—	—
47,2	45,7	1,38	1,64	—	—	—	—	0,0020	17,8	—	—	—
54,6	98,8	1,45	1,64	2,58	4,71	6,75	1,51	0,0020	17,8	—	—	—
56,2	39,3	1,71	1,70	—	—	—	—	0,0020	17,8	—	—	—
38,5	21,1	—	2,13	—	—	—	—	0,0004	12,8	—	—	—
49,4	50,0	2,94	1,14	—	—	—	—	0,0004	12,8	—	—	—
51,2	57,3	1,25	1,46	—	—	—	—	0,0004	12,8	—	—	—
84,0	80,2	1,46	1,64	3,70	6,47	11,00	1,51	0,0004	14,0	—	—	—
62,2	62,6	1,04	1,76	—	—	—	—	0,0004	14,0	—	—	—
84,0	69,2	1,65	2,24	—	—	—	1,92	0,0004	14,0	—	—	—
85,7	101,1	1,38	1,61	3,40	5,60	16,30	1,45	0,0005	16,5	—	—	—
85,4	103,5	1,33	1,69	5,62	9,31	—	1,50	0,0005	16,5	—	—	—
80,3	109,1	1,14	1,14	2,60	3,00	3,76	1,31	0,0003	15,0	—	—	—
40,0	30,0	2,31	1,73	—	—	—	—	0,0004	12,0	—	—	—
—	58,0	2,24	2,07	—	—	6,00	1,54	—	—	—	—	—
—	115,0	1,56	1,58	—	—	9,10	1,69	0,0005	11,0	—	—	—

№ п/п	Место взятия пробы	КМ по БАМ	№ фотографии	d_5	d_{10}	d_{25}	d_{60}	d_{80}	d_{75}	d_{90}	d_{95}
56	р. Нюкжа, левый берег	1416	15	21	—	53	95	—	124	—	146
57	р. Нюкжа, приверх острова	1416	94	—	—	—	18	22	29	42	53
58	р. Нюкжа, откос левого берега, ниже выхода из протоки	1416	30	20	28	41	53	58	66	80	100
59	Там же	1416	31	—	—	15	25	31	42	60	70
60	р. Нюкжа, русловая форма у правого берега	1417	13	34	—	60	90	—	120	—	145
61	р. Нюкжа, центральная часть формы против протоки	1417	24	38	40	50	67	74	93	118	130
62	р. Нюкжа, устье острова	1417	25	37	40	52	78	95	125	167	187
63	р. Нюкжа, приверх острова	1417	20	—	—	35	65	76	102	155	184
64	р. Нюкжа, центральная часть острова	1417	21	27	36	52	69	74	88	116	133
65	р. Нюкжа, вход в протоку	1417	26	25	36	49	75	91	121	164	187
66	р. Нюкжа, в протоке	1417	29	—	—	—	—	—	28	53	64
67	р. Нюкжа, ниже протоки	1417	27	23	31	47	65	70	82	106	121
68	Там же	1417	28	50	67	95	123	133	147	182	218
69	р. Нюкжа, правый берег	1422	87	—	10	22	47	57	71	130	200
70	Там же	1422	89	—	—	18	40	49	64	91	123
71	Там же	1422	90	—	—	20	41	50	67	100	127
72	р. Нюкжа, побочень	1422	92	—	—	30	56	65	87	145	190
73	Там же	1422	93	—	—	28	54	62	78	108	145
74	Там же	1422	86	—	—	—	10	31	55	77	100
75	Там же	1422	91	—	—	8	57	67	98	150	170
76	р. Нюкжа, устье побочня, левый берег	1423	9	10	—	42	77	—	106	—	144
77	Там же, середина побочня	1423	8	17	—	44	100	—	150	—	190
78	Там же, приверх побочня	1423	7	17	—	38	58	—	93	—	177
79	р. Талума, устьевой участок	1424	81	—	—	25	55	64	76	104	122
80	Там же	1424	82	13	17	28	49	58	72	102	127
81	Там же	1424	83	10	20	23	40	46	56	68	75
82	Там же	1424	84	—	—	—	55	64	84	120	200

\bar{d}	d_{CB}	$\frac{d_{CB}}{d_{80}}$	$\frac{d_{95}}{d_{CB}}$	$\frac{d_{80}}{d_{10}}$	$\frac{d_{90}}{d_{10}}$	$\frac{d_{95}}{d_5}$	$\sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}}$	J	H, M	$V, M/C$	$V_0, M/C$	$\frac{V}{V_0}$
—	99,0	1,04	1,48	—	—	6,90	1,53	0,0005	11,0	—	—	—
40,0	33,8	1,88	1,57	—	—	—	—	0,0005	11,0	—	—	—
61,0	74,1	1,40	1,35	2,07	2,86	5,00	1,27	0,0006	11,0	3,65	2,57	1,42
51,2	42,0	1,68	1,67	—	—	—	1,67	0,0006	11,0	3,65	2,42	1,51
—	88,0	0,98	1,65	—	—	4,30	1,55	0,0006	10,7	—	—	—
77,7	92,9	1,39	1,40	1,35	2,95	3,42	1,36	0,0006	10,7	—	—	—
86,7	113,1	1,45	1,65	2,38	4,18	5,05	1,55	0,0006	10,7	—	—	—
97,8	123,1	1,89	1,49	—	—	—	1,71	0,0005	11,0	3,65	3,18	1,15
82,3	92,7	1,34	1,43	2,05	3,22	4,93	1,30	0,0005	11,0	3,65	2,92	1,25
83,3	118,2	1,58	1,58	2,53	4,56	7,48	1,57	0,0006	10,7	—	—	—
58,5	31,4	—	2,04	—	—	—	—	0,0006	—	—	—	—
61,5	21,1	0,32	5,73	2,26	3,42	5,26	1,32	0,0005	11,0	3,65	2,58	1,42
118,2	139,6	1,13	1,56	1,98	2,72	4,36	1,24	0,0005	11,0	3,65	3,30	1,11
107,5	77,6	1,65	2,58	5,70	13,00	—	1,80	0,0005	11,9	4,07	3,25	1,25
84,0	65,0	1,62	1,92	—	—	—	1,88	0,0005	11,9	4,07	2,95	1,38
84,0	68,1	1,66	1,86	—	—	—	1,83	0,0005	11,9	4,07	2,95	1,38
107,5	83,2	1,49	2,28	—	—	—	1,70	0,0005	11,9	4,07	3,25	1,25
84,0	77,6	1,44	1,87	—	—	—	1,67	0,0005	11,9	4,07	2,95	1,38
60,0	42,7	4,30	2,34	—	—	—	—	0,0005	11,9	4,07	2,29	1,78
85,0	80,7	1,42	2,11	—	—	—	3,50	0,0005	11,9	4,07	2,96	1,37
—	79,0	1,03	1,82	—	—	14,40	1,59	0,0005	10,5	—	—	—
—	99,0	0,99	1,92	—	—	11,20	1,85	0,0005	10,5	—	—	—
—	71,0	1,22	2,49	—	—	10,40	1,56	0,0005	10,5	—	—	—
62,5	72,6	1,32	1,68	—	—	—	1,74	—	—	—	—	—
69,9	75,7	1,54	1,68	3,41	6,00	9,77	1,60	—	—	—	—	—
61,2	60,1	1,50	1,25	2,30	3,40	7,50	1,56	—	—	—	—	—
87,5	80,1	1,46	2,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—

№ п/п	Место взятия пробы	КМ по БАМ	№ фотографии	d_5	d_{10}	d_{25}	d_{50}	d_{60}	d_{75}	d_{90}	d_{95}
83	р. Талума, устьевой участок	1424	85	—	35	57	71	82	116	173	197
84	р. Нюкжа, правый берег	1425	6	28	—	44	72	—	115	—	185
85	Там же, левый берег	1425	5	63	—	104	138	—	170	—	195
86	р. Нюкжа, осередок, гребень	1426	4	13	—	27	35	—	60	—	92
87	р. Нюкжа, конус выноса р. Талумы	1426	3	17	—	40	74	—	122	—	184
88	р. Нюкжа, побочень, правый берег	1426	2	61	—	104	136	—	168	—	194
89	р. Нюкжа, подвальные гряды	1427	1	12	—	20	28	—	40	—	49
90	Там же, напорный скат гряды	1427	09	11	—	16	22	—	28	—	44
91	р. Нюкжа, правый берег	1427	08	14	—	31	46	—	76	—	110
92	Там же	1427	07	12	—	21	31	—	46	—	88
93	р. Нюкжа, приверх острова	1427	06	22	—	42	80	—	100	—	204
94	р. Нюкжа, правый берег	1433	05	20	—	47	78	—	113	—	143
95	Там же, левый берег	1434	04	16	—	32	64	—	128	—	186
96	р. Нюкжа, ухвостье острова	1434	03	22	—	37	46	—	80	—	134
97	Там же	1434	02	14	—	27	42	—	65	—	93
98	Там же, приверх острова	1435	01	15	—	32	42	—	62	—	117
99	р. Нюкжа, мостовой переход, левый берег	1441	1	20	32	60	102	121	151	195	215
100	Там же	1441	2	—	18	31	67	89	126	166	186
101	Там же, выше мостового перехода	1441	3	9	14	24	43	61	97	150	168
102	Там же	1441	4	—	10	47	75	125	188	240	
103	Там же	1441	5	—	15	31	67	84	112	145	160
104	Там же	1441	6	9	15	27	57	88	137	180	190
105	р. Нюкжа, приверх острова	1441	8	15	19	30	47	54	64	74	85
106	Там же, середина острова	1441	9	15	19	29	42	49	60	70	74
107	р. Нюкжа, мостовой переход, правый берег	1441	10	85	126	195	268	288	311	330	335
108	Там же	1441	12	37	40	51	68	78	105	137	160
109	р. Нюкжа, ухвостье острова	1441	13	8	11	18	31	39	59	94	111

\bar{d}	d_{CB}	$\frac{d_{CB}}{d_{80}}$	$\frac{d_{95}}{d_{CB}}$	$\frac{d_{60}}{d_{10}}$	$\frac{d_{90}}{d_{10}}$	$\frac{d_{95}}{d_6}$	$\sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}}$	J	H, m	$V, m/c$	$V_0, m/c$	$\frac{V}{V_0}$
87,2	107,5	1,51	1,83	2,34	4,94	—	1,51	—	—	—	—	—
—	81,0	1,12	2,28	—	—	6,60	1,61	0,0007	11,0	—	—	—
—	135,0	0,98	1,44	—	—	3,10	1,28	0,0007	11,0	—	—	—
—	45,0	1,28	2,04	—	—	7,10	1,49	0,0004	14,0	3,72	2,07	1,80
—	84,0	1,14	2,19	—	—	10,80	1,75	0,0004	14,0	3,72	2,78	1,34
—	124,0	0,91	1,56	—	—	3,20	1,27	0,0004	14,0	3,72	3,37	1,10
—	29,0	1,03	1,69	—	—	4,10	1,41	0,0004	14,0	3,72	1,90	1,96
—	23,0	1,04	1,91	—	—	4,00	1,32	0,0004	14,0	3,72	1,73	2,14
—	54,0	1,17	2,04	—	—	7,90	1,57	0,0004	14,0	3,72	2,32	1,61
—	36,0	1,16	2,44	—	—	7,38	1,48	0,0004	14,0	3,72	1,97	1,88
—	85,0	1,06	2,40	—	—	9,30	1,54	0,0004	14,0	3,72	2,88	1,29
—	80,0	1,02	1,79	—	—	7,20	1,55	0,0004	12,0	—	—	—
—	67,0	1,05	2,78	—	—	11,60	2,00	0,0005	12,0	—	—	—
—	60,0	1,30	2,23	—	—	6,10	1,47	0,0005	12,0	—	—	—
—	46,0	1,09	2,02	—	—	6,60	1,55	0,0005	11,0	—	—	—
—	37,0	0,88	3,16	—	—	7,80	1,39	0,0004	11,5	3,65	2,23	1,64
84,6	141,8	1,39	0,66	3,78	6,09	10,75	1,59	0,0006	10,0	4,70	2,96	1,59
97,0	108,0	1,61	1,72	4,94	9,22	—	2,02	0,0006	10,0	4,70	3,17	1,48
83,1	86,9	2,02	1,93	4,36	10,71	18,67	2,01	0,0006	10,0	4,70	2,93	1,60
95,7	97,7	2,08	2,46	—	—	—	3,53	0,0006	10,0	4,70	2,96	1,59
99,1	101,2	1,51	1,58	5,60	9,67	—	1,90	0,0006	10,0	4,70	3,21	1,46
56,5	92,0	1,61	2,06	5,87	12,00	21,10	2,25	0,0006	10,0	4,70	2,50	1,88
60,5	64,2	1,37	1,32	2,84	3,89	5,67	1,46	0,0006	10,0	4,70	2,56	1,83
60,5	60,5	1,44	1,22	2,58	3,68	4,93	1,44	0,0006	10,0	4,70	2,56	1,83
179,0	255,2	0,95	1,31	2,29	2,62	3,94	1,58	0,0006	10,0	4,70	3,64	1,29
81,2	98,4	1,45	1,63	1,95	3,42	4,32	1,43	0,0006	10,0	4,70	2,90	1,62
50,7	48,0	1,55	2,31	3,54	8,54	13,87	1,81	0,0004	12,5	—	—	—

Таблица 2

№ п/п	№ п/п КМ по БАМ	Место взятия проб	№ проб	Число точек в ряду															
				4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1	1441	р. Нюкжа, мостовой переход	1	11,9	8,0	5,0	8,3	0,72	1,49	0,66	1,75	0,61	0,97	0,11	0,22	0,28	0,28	30	
2	1426	р. Талума, устье	85	10,9	7,5	3,3	7,3	0,66	1,48	0,68	2,52	0,46	1,03	0,12	0,24	0,41	0,39	51	
3	1423	р. Нюкжа, лев. берег	2	13,5	11,5	6,5	11,2	0,70	1,35	0,74	1,77	0,56	5,02	0,11	0,22	0,37	0,28	72	
4	1423	р. Нюкжа, пр. берег	93	12,5	7,8	4,5	7,7	0,71	1,43	0,70	1,90	0,58	1,01	0,11	0,17	0,33	0,31	51	
5	1417	р. Нюкжа, русловая форма у пр. берега	23	14,9	9,1	6,0	9,99	0,74	1,65	0,61	1,61	0,64	0,95	0,08	0,24	0,20	0,20	43	
6	1403	р. Нюкжа, устье	3	4,9	3,3	2,1	3,4	0,74	1,51	0,66	1,67	0,64	0,96	0,14	0,19	0,25	0,33	53	
7	1400	р. Олёкма, выше слияния с р. Нюкжа	18	11,9	7,9	5,1	8,3	0,75	1,54	0,65	1,59	0,66	0,96	0,09	0,30	0,21	0,20	54	
8	1312	р. Хани, створ мостового перехода	59	19,1	14,7	10,7	14,8	0,79	1,35	0,74	1,41	0,74	0,99	0,09	0,16	0,20	0,19	43	
9	1312	р. Хани, створ мостового перехода (валуны)	6	95,0	69,0	48,0	70,9	0,76	1,39	0,72	1,46	0,70	0,98	0,07	0,14	0,15	0,14	31	
10	1295	р. Хангули	36	9,9	7,1	4,9	7,3	0,77	1,45	0,69	1,48	0,71	0,97	0,09	0,22	0,24	0,22	60	
11	1295	р. Хани, выше впадения р. Хангули	41	7,7	5,7	4,1	5,8	0,77	1,41	0,71	1,50	0,70	0,98	0,09	0,15	0,27	0,20	31	
12	1281	р. Эванокит (конус в носу)	27	11,9	9,1	5,6	9,0	0,76	1,37	0,73	1,55	0,67	1,01	0,09	0,20	0,21	0,22	60	
13	1271	р. Хани	20	13,5	9,8	6,8	10,0	0,77	1,39	0,72	1,48	0,70	0,98	0,09	0,17	0,26	0,21	60	
14	1271	р. Хани, побочень	5	14,7	11,0	6,8	10,8	0,61	1,35	0,74	1,85	0,59	1,02	0,13	0,20	0,35	0,27	60	
15	1260	р. Хани, гребень гряды	7	11,4	8,0	5,8	8,4	0,78	1,44	0,69	1,44	0,73	0,95	0,09	0,19	0,22	0,20	60	
16	1260	р. Хани, приверх побочень, ниже впадения р. Алгуаль	4	14,6	10,0	6,4	10,3	0,75	1,43	0,70	1,60	0,66	0,93	0,08	0,19	0,26	0,21	40	

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гончаров Н. Н. Движение наносов. ОНТИ, Л.—М., 1938, 311 с.
2. Копалиани З. Д. Оценка гранулометрического состава крупных наносов.—«Тр. ЗакНИГМи», вып. 32(38), 1969. Л., Гидрометеиздат, с. 58—67.
3. Лавров И. В. Некоторые результаты исследования геометрии частиц измельченных материалов. «Тр. ВНИИАШ», 1967, № 5.
4. Романовский В. В., Капитонов Н. М. Фотографический метод гранулометрического анализа крупных наносов. «Тр. ГГИ» вып. 156, 1968, Л., Гидрометеиздат, с. 64—79.
5. Романовский В. В. Исследования и расчет гидравлических параметров наносов. Л., 1973.
6. Рожков Г. Ф., Ипатова З. Н., Колобзаров О. В. Дробный ситовой гранулометрический анализ. «Литология и полезные ископаемые», № 6, М., 1973, с. 121—135.
7. «Мелиорация и водное хозяйство», вып. 35. Киев, «Урожай», 1975.

Т. В. Криницкая (ГГИ)

СОСТАВЛЕНИЕ УЧЕТНЫХ БАЛАНСОВ ХИМИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ ГОСУДАРСТВЕННОГО УЧЕТА ВОД

В настоящее время в нашей стране внедряется единая система государственного учета вод (ГУВ) и их использования по количественным и качественным показателям. Основной задачей ГУВ является установление количества и качества вод, составляющих единый государственный водный фонд, а также получение надежных данных об использовании вод для нужд населения и народного хозяйства. Порядок ведения ГУВ и обязанности отдельных министерств и ведомств определены Положением о государственном учете вод и их использовании [4].

Главное управление гидрометеорологической службы ведет учет поверхностных вод, организует общегосударственную службу наблюдения и контроля за уровнем загрязнения вод, осуществляет наблюдение за их качеством. В соответствии с этим ГУГМС обеспечивает все заинтересованные организации систематической информацией об уровне загрязненности водных объектов, о возможности его изменения под влиянием хозяйственной деятельности, а также экстренной информацией о резких изменениях уровня загрязненности вод. Аналогичные функции в отношении изучения подземных вод возложены на Министерство геологии СССР.

Первичный учет забираемых из водных объектов и сбрасываемых в них вод возложен непосредственно на водопользователей. Они обеспечивают определение химического состава сбрасываемых вод в своих химических лабораториях или лабораториях других предприятий. В случаях аварийных сбросов загрязняющих веществ или иных нарушений установленного режима забора и сброса вод, они обязаны передавать экстренную информацию местным органам гидрометеослужбы, а также Министерств геологии, здравоохранения, мелиорации и водного хозяйства.

В функции Минводхоза СССР входит учет использования вод на основе отчетности водопользователей и обеспечение органов гидрометеослужбы обобщенными материалами об объемах забран-

ных непосредственно из водных объектов вод, а также об объеме и составе сброшенных сточных вод.

Наблюдения за качеством поверхностных вод в створах водопотребления и за качеством сбрасываемых стоков вблизи этих створов производятся также органами санитарной службы Министерства здравоохранения СССР, однако их обязанности в Положении о государственном учете вод не оговорены.

Согласованная работа органов Министерства мелиорации и водного хозяйства, Министерства здравоохранения, Министерства геологии и Гидрометеослужбы позволит устранить недостатки в проведении режимных наблюдений за количеством и качеством вод, получить достаточно полную и надежную информацию, необходимую для обоснованного нормирования потребления и сброса вод, расчета величин предельно допустимых выбросов (ПДВ), а также для прогнозирования изменения качества природных вод под влиянием хозяйственной деятельности.

Одним из эффективных способов контроля за правильностью ведения государственного учета вод по качественным показателям могут служить учетные балансы химических веществ (УБХВ), составляемые как для всего контролируемого водного объекта, так и для отдельных его участков.

Предварительная методика составления УБХВ разработана в Отделе гидрометрии ГГИ при участии Гидрохимического института [3]. В Лаборатории качества вод ГГИ ведутся работы по усовершенствованию данной методики. Особое внимание уделяется вопросам оценки точности отдельных составляющих баланса химических веществ. В данной статье излагаются некоторые результаты работ и задачи дальнейших исследований.

Составление УБХВ производится по данным непосредственных гидрохимических определений для участков рек, к которым приурочено большое количество сбросов сточных вод и которые ограничены гидрометрическими створами.

В качестве основы для расчета балансов химических веществ используются русловые водные балансы. В общем виде приходная часть УБХВ включает поступление веществ с речной водой в верхнем створе ($G_{в}$), с водой боковых притоков ($G_{бп}$), с атмосферными осадками, выпадающими непосредственно на водное зеркало между расчетными створами ($G_{ос}$), с коммунальными и промышленными сточными водами ($G_{ст}$), с возвратными водами оросительных систем ($G_{ос}$), в результате переброски речного стока из других бассейнов ($G_{пс}$), а также с подземным притоком ($G_{п}$).

Расходная часть баланса включает убыль вещества: со стоком воды в нижнем створе ($G_{н}$), при испарении с водной поверхности ($G_{и}$), при заборе воды на нужды коммунального и промышленного водоснабжения ($G_{вз}$), при орошении и обводнении ($G_{во}$), потери вещества с оттоком русловых вод при фильтрации в берега, пойменные массивы и депрессионные воронки, при переброске речного стока за пределы исследуемого бассейна ($G_{пс}$).

Остаточный член равенства (G_o) складывается из некоторых неучтенных поступлений и потерь вещества, а также погрешностей определения учтенных составляющих

$$G_v + G_{бп} + G_{ос} + G_{ст} + G_{со} - G_n - G_{н} - G_{вз} - G_{во} \pm G_{п} \pm G_{пс} \pm G_o = 0. \quad (1)$$

Доля отдельных компонентов УБХВ различна и в конкретных случаях некоторыми членами уравнения баланса можно пренебречь. Так, например, при составлении баланса за короткий промежуток времени для ограниченных участков реки можно не учитывать приход (расход) вещества при фильтрации и изменение количества вещества в результате испарения и выпадения осадков ($G_{п}$, $G_{н}$, $G_{ос}$). Для речных потоков можно не вводить аккумуляционную составляющую.

Практически для многих случаев целесообразно пользоваться уравнением, записанным в следующем сокращенном виде:

$$G_v + G_{бп} + G_{ст} - G_n - G_{вз} \pm G_o = 0. \quad (2)$$

Количество вещества, поступившее в речной поток в результате хозяйственной деятельности можно определить двумя способами: по разности величин расхода химического вещества в створах, ограничивающих участок реки, т. е. по данным режимных гидрхимических наблюдений

$$G_n - G_v - G_{бп} = G_{хг} \quad (3)$$

и по разности количества вещества, поступившего со сточными водами и изъятого при водозаборе — данные водопользователей

$$G_{ст} - G_{вз} = G_{ху}. \quad (4)$$

Причиной неравенства двух принципиально равных величин,

$$G_{хг} - G_{ху} = \pm G_o, \quad (5)$$

полученных разными способами, может быть как недостаточная точность определения количества вещества, проносимого речной водой через ограничивающие створы, так и неполнота и погрешности учета водопользователей. Выявление причин, обусловивших эти расхождения, позволяет оценить качество ведения ГУВ. При этом надежность данных ГУВ может быть оценена лишь на основе учета погрешностей определения отдельных составляющих баланса.

Рассмотрим возможные ошибки в определении величин стока (расхода) растворенных веществ через ограничивающие створы.

Расход растворенных веществ G (мг/л) определяется величиной расхода воды и концентрацией химических соединений в речной воде

$$G = aQC, \quad (6)$$

где Q — расход воды в м³/с, средний за период, C — средняя концентрация вещества, мг/л, a — коэффициент пропорциональности.

Величины Q и C рассматриваются в данном случае как независимые переменные.

Относительная ошибка в определении расхода растворенных веществ (ε_G) складывается из ошибок в определении расходов воды (ε_Q) и ошибок в определении концентрации (ε_C)

$$\varepsilon_G^2 = \varepsilon_Q^2 + \varepsilon_C^2. \quad (7)$$

Оценка погрешностей определения величины расхода воды рассмотрена в специальных проработках Отдела гидрометрии ГГИ [3].

Погрешности¹ определения величины средней концентрации растворенных веществ являются следствием целого ряда факторов, среди которых можно выделить три основные группы:

1) погрешности аналитического определения ($\sigma_{ан}$),
2) погрешности, возникающие вследствие природной изменчивости состава вод ($\sigma_{пр}$),

3) погрешности методики расчета ($\sigma_{расч}$).

По характеру проявления во всех трех группах погрешностей встречаются систематические, случайные и грубые ошибки.

Причиной появления систематических ошибок аналитического определения может быть неучтенный эффект мешающих компонентов химического состава, неточное приготовление растворов для анализа, изменение состава воды в отобранной пробе при ее хранении, переход от использования одной методики определения вещества к другой. Случайные ошибки первой группы формируются под влиянием условий проведения анализа (температура, освещенность), а также различных субъективных причин (например, самочувствие аналитика). В отдельных случаях систематические ошибки аналитического определения могут выступать, как случайные. Грубые ошибки могут появиться при переписывании результатов определения, при перепутывании регистрационных номеров проб, при отборе проб в недостаточно чистую посуду и т. д.

Точность определения содержания вещества в правильно отобранной пробе зависит от выбранного метода анализа. При выборе метода учитывается предполагаемая концентрация вещества, наличие мешающих ингредиентов, а также реальные возможности лаборатории. Как известно, любой метод химического анализа характеризуется чувствительностью и точностью. Под чувствительностью понимается наименьшее количество вещества, достоверно обнаруживаемое при использовании данного метода. Выражается чувствительность в единицах концентрации (мг/л, %) [5].

Термином «точность» обычно характеризуют два вида погрешностей: рассеивание результатов вследствие случайных ошибок (воспроизводимость) и систематические ошибки (правильность). Результаты химического анализа должны быть представлены

¹ Терминам «погрешности» и «ошибки» придается одинаковый смысл. Значение абсолютной ошибки характеризуется средним квадратическим отклонением или его квадратом (дисперсией).

с указанием границ их достоверности, т. е. с указанием их точности. Точность выбранного метода, указанная в методическом руководстве по проведению химического анализа, может быть распространена на все последующие определения данного ингредиента.

Значения чувствительности и точности определения различных ингредиентов химического состава методами, рекомендуемыми в системе Гидрометеослужбы, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Чувствительность и точность методов химического анализа, рекомендуемых для использования в системе Гидрометслужбы

Определяемый ингредиент (метод определения)	Погрешность определения, %	Чувствительность, мг/л
Двуокись углерода	>10,0	
Растворенный кислород	0,0	$5 \cdot 10^{-2}$
Железо (с роданидом)	5,0	$5 \cdot 10^{-2}$
Железо (с ортофенантролином)	3,0—3,0	$5 \cdot 10^{-2}$
Нитриты	2,0—5,0	$5 \cdot 10^{-4}$ мг N/л
Нитраты (восст. до NO_2^-)	5,0	$1 \cdot 10^{-2}$ мг N/л
Нитраты (с дифениламином)	10,0—20,0	$4 \cdot 10^{-2}$
Аммоний и аммиак	4,0—5,0	$2 \cdot 10^{-3}$ мг N/л
Фосфаты	5,0—10,0	$3 \cdot 10^{-3}$ мг P/л
HCO_3^-	0,5	
SO_4^{2-} (весовой)	0,2	$1 \cdot 10^{-1}$
SO_4 (объемный)	1,0—2,0	1,0 мг в пробе
Cl^- (аргентометр.)		
Cl^- (меркуриметр.)	3,0	
Ca^{2+}	1,0	$4 \cdot 10^{-1}$
Mg^{2+}	5,0	$2 \cdot 10^{-2}$
Жесткость ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$)	2,0	
Na^+ , K^+ (фотометрия пламени)	2,0—4,0	$1 \cdot 10^{-2}$
Летучие фенолы	10,0—15,0	$1 \cdot 10^{-3}$ мг в пробе
Нефтепродукты (люминесц.)	15,0—20,0	$2 \cdot 10^{-2}$
Нефтепродукты (спектрофотометр.)	10,0—15,0	$5 \cdot 10^{-2}$
Пестициды (хроматогр.)	20,0	
СПАВ анионоактивные	10,0—15,0	$1 \cdot 10^{-3}$ мг в пробе
СПАВ катионоактивные	15,0—20,0	$3 \cdot 10^{-3}$ мг в пробе
СПАВ неионогенные	15,0—20,0	$5 \cdot 10^{-3}$ мг в пробе

Грубые ошибки можно выявить логическим путем и приемами внутрилабораторного контроля, сопоставляя результаты определения различных ингредиентов в одной и той же пробе или сравнивая с данными предыдущих гидрохимических наблюдений (с учетом режима исследуемого водного объекта) [1].

Таким образом, основными видами ошибок, формирующих суммарную погрешность аналитического определения, являются:

- случайные ошибки воспроизводимости метода ($\sigma_{\text{воспр}}$),
- случайные или систематические ошибки, связанные с изменением состава воды в отобранной пробе при хранении ($\sigma_{\text{вр}}$),

случайные или систематические межлабораторные ошибки ($\sigma_{\text{лаб}}$).

$$\sigma_{\text{ан}}^2 = \sigma_{\text{воспр}}^2 + \sigma_{\text{вр}}^2 + \sigma_{\text{лаб}}^2. \quad (8)$$

При оценке погрешностей, возникающих вследствие природной изменчивости состава вод, необходимо учитывать как детерминированную составляющую, отражающую действие основных природных факторов, так и случайную составляющую, формирующуюся под действием второстепенных факторов [2]. Детерминированная составляющая проявляется в относительно устойчивых закономерностях изменения состава, например, сезонного, и имеет низкочастотный спектр. Случайная составляющая проявляется спектром высокой частоты, наложенным на низкочастотный. Случайная составляющая характеризует «пульсационную» изменчивость химического состава воды, а также неравномерность состава по сечению.

Очевидно, что значимость учета случайной составляющей будет различной для незагрязненного (фонового) и загрязненного вследствие сброса сточных вод створа реки. Состав воды фонового створа будет более устойчив как по поперечному сечению потока, так и во времени (за отдельные короткие промежутки времени). При анализе состава воды загрязненных створов могут появиться систематические ошибки, если места отбора проб выбраны без учета гидродинамического процесса перемешивания. Таким образом, при оценке репрезентативности пробы воды, отобранной в определенную фазу детерминированного процесса, т. е. при учете природной изменчивости состава ($\sigma_{\text{пр}}$), нужно рассматривать погрешности, определяемые изменчивостью состава по сечению ($\sigma_{\text{сеч}}$) и во времени ($\sigma_{\text{пульс}}$)

$$\sigma_{\text{пр}}^2 = \sigma_{\text{сеч}}^2 + \sigma_{\text{пульс}}^2. \quad (9)$$

Полная ошибка в определении концентрации вещества рассчитывается по формуле

$$\sigma_c^2 = \underbrace{\sigma_{\text{воспр}}^2 + \sigma_{\text{вр}}^2 + \sigma_{\text{лаб}}^2}_{\sigma_{\text{ан}}^2} + \underbrace{\sigma_{\text{сеч}}^2 + \sigma_{\text{пульс}}^2}_{\sigma_{\text{пр}}^2} + \sigma_{\text{расч}}^2. \quad (10)$$

Погрешности методики расчета ($\sigma_{\text{расч}}$) в данной работе не рассматриваются.

Абсолютная ошибка определения концентрации может быть преобразована в относительную

$$\varepsilon_c = \pm \frac{\sigma_c}{C}. \quad (11)$$

Погрешность определения расхода вещества, т. е. отдельной составляющей баланса, можно найти по формуле (12) с использованием формулы (7)

$$\sigma_G = \varepsilon_G \bar{G}. \quad (12)$$

Погрешности определения составляющих баланса, характеризующих поступление вещества со сточными водами и убыль его при водозаборе, в принципе, находятся тем же путем.

Погрешности в определении количества вещества, поступившего в речное русло в результате хозяйственной деятельности, по данным гидрохимических наблюдений на ограничивающих створах вычисляются следующим образом

$$\sigma_{\text{хг}} = \sqrt{\sigma_{\text{н}}^2 + \sigma_{\text{в}}^2 + \sigma_{\text{бп}}^2}, \quad (13)$$

где $\sigma_{\text{н}}$, $\sigma_{\text{в}}$, $\sigma_{\text{бп}}$ — погрешности в определении расхода вещества соответственно через нижний и верхний створы и с боковым притоком.

Погрешности определения этого же количества вещества по данным о сбросе сточных вод и водозаборе рассчитываются по выражению

$$\sigma_{\text{хв}} = \sqrt{\sigma_{\text{ст}}^2 + \sigma_{\text{вз}}^2}, \quad (14)$$

где $\sigma_{\text{ст}}$ и $\sigma_{\text{вз}}$ — погрешности определения количества вещества, поступившего со сточными водами и изъятых при водозаборе.

Погрешность определения невязки баланса может быть определена по формуле

$$\sigma_{G_0} = \sqrt{\sigma_{\text{хг}}^2 + \sigma_{\text{хв}}^2}. \quad (15)$$

На основании материалов экспедиционных работ, проведенных в 1976 г. в районе г. Бокситогорска, был составлен учетный баланс химических веществ на участке реки Пярдомля (приток реки Воложбы). Погрешности определения отдельных составляющих баланса рассчитывались по сокращенной схеме. За величину аналитической ошибки принималась точность метода, указанная в соответствующей прописи. Природная изменчивость характеризовалась величиной среднеквадратичного отклонения серии определений

$$\sigma'_{\text{пр}} = \sqrt{\frac{\sum (\Delta C_i)^2}{n(n-1)}}, \quad (16)$$

где n — число определений,

ΔC_i — абсолютная погрешность i -го определения; $\Delta C_i = \bar{C} - C_i$.

Поскольку количество проб воды, отобранных в различных пунктах, было мало и непостоянно, то для приведения этих данных при осреднении результатов к единым условиям и получения оценки границ доверительного интервала, использовался коэффициент Стьюдента (t)

$$\sigma_{\text{пр}} = \sigma'_{\text{пр}} \cdot t_{\alpha}. \quad (17)$$

Уровень значимости во всех случаях принимался равным 0,95.

Баланс химических веществ для выбранного участка р. Пярдомля составлялся на основе водного баланса по данным наблюдений за период продолжительностью 3 дня. Расстояние между ограничивающими створами составляет 12 км. Для определения поступления вещества с речной водой через верхний створ пробы отбирались ежедневно на 3 вертикалях с одного горизонта (0,5 глубины). Для расчета стока вещества в нижнем створе ежедневно отбиралось по 6 проб (с двух горизонтов). Кроме того, опробовались ливневые воды, воды, фильтрующиеся сквозь дамбу пруда накопителя сточных вод, вода, отводимая на водоснабжение, а также стоки завода железобетонных изделий, биохимзавода, Тихвинского глиноземного завода. Химические анализы воды выполнялись в Лаборатории качества вод ГГИ.

Учетный баланс и величины погрешностей его составляющих определялись для следующих ингредиентов: Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^- , NO_2^- , NO_3^- , а также для суммы ионов (минерализации) и органических веществ (по перманганатной и бихроматной окисляемостям).

Анализ полученного материала показывает, что природная изменчивость различных компонентов химического состава речных вод в рассматриваемый период весьма различна. Наиболее стабильным содержанием отличаются главные ионы солевого состава. Так, $\epsilon_{\text{пр}}$ для Ca^{2+} составляет 1—3%, для HCO_3^- — 1—2%, при $\epsilon_{\text{ан}}$, соответственно, 1% и 0,5%. Большой изменчивости подвержены биогенные соединения. Так, например, $\epsilon_{\text{пр}}$ для NO_2^- достигает 100%, а для NO_3^- — 150%, при точности аналитического определения ($\epsilon_{\text{ан}}$) — 20%.

Значительна дисперсия концентрации веществ, поступающих в речное русло со сточными водами, она в десятки раз превышает дисперсию состава природных вод за тот же период.

В целом, наибольший вклад в общую ошибку определения концентрации вещества вносит временная изменчивость. Поэтому повышение точности определения может быть достигнуто, главным образом, за счет увеличения частоты отбора проб.

Для расчета полной ошибки величины концентрации и определения вклада отдельных составляющих необходима постановка специального эксперимента по отбору проб с последующей обработкой данных с помощью дисперсионного анализа. Выявление соотношений природного рассеяния и точности анализа позволит рассчитать оптимальную частоту отбора проб и определить целесообразность применения того или иного метода химического анализа, поскольку требования к необходимой точности анализа должны быть увязаны с величиной природной дисперсии концентрации. Рассмотрение отдельных составляющих погрешности аналитического определения позволит наметить направление совершенствования применяемых методик, связанное, например, с упорядочением сроков хранения проб. Эти вопросы становятся

особенно важными при широком внедрении в практику работ гидрохимических лабораторий системы Гидрометеослужбы новых методов массового анализа, таких как фотометрия пламени, спектроскопия, хроматография. Изучение законов распределения погрешностей различных аналитических методов позволит вводить необходимые поправки, увеличивая тем самым надежность гидрохимических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А., Семенов А. Д., Скопинцев Б. А. Руководство по химическому анализу вод суши. Л., Гидрометеиздат, 1973, 269 с.
2. Гавришин А. И. Вопросы оценки и учета погрешностей измерений при гидрохимических исследованиях.—«Гидрохимические материалы», т. 60, 1974, с. 204—210.
3. Методические рекомендации по оценке точности и гидрологическому контролю данных государственного учета вод и их использования. Л., Гидрометеиздат, 1977, с.
4. Положение о государственном учете вод и их использования. Гидрометеиздат, 1975. 7 с.
5. Шарло Г. Методы аналитической химии. Количественный анализ неорганических соединений. М.—Л., «Химия», 1965, 975 с.

В. И. Замышляев (ГГИ)

О ПРИЧИНАХ МЕАНДРИРОВАНИЯ РЕК (ОБЗОР РАБОТ ЗАРУБЕЖНЫХ АВТОРОВ)

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о причинах, вызывающих меандрирование рек, является одним из самых сложных в теории русловых процессов. Поэтому, несмотря на то что меандрирующие русла изучались в течение многих лет и в теоретическом плане, и в лабораторных, и в полевых условиях, до сих пор нет общепринятой теории, объясняющей тот факт, что естественные русла почти всегда извилисты. Как указывает Леопольд и Вольман [21], в природе почти невозможно найти прямые участки русел с длиной, превышающей десять ширин русла.

Большинство исследователей, выдвигавших многочисленные гипотезы и теории для объяснения причин образования и изменения меандрирующих русел, пытались построить физическую модель явления, выделяли какие-либо отдельные факторы, действующие на эти русла. Лишь сравнительно недавно появились теории, в которых авторы пытаются рассматривать явление в целом, учитывать весь комплекс определяющих факторов.

Цель настоящей работы — рассмотреть некоторые теории, касающиеся причин возникновения речных меандров, разработанные зарубежными исследователями. Необходимо отметить, что классификация типов русел, принятая за рубежом, отличается от получившей большое практическое применение классификации, разработанной и принятой в ГГИ, и близка к классификации Кузьмина и Россинского [2]. По зарубежной классификации русла делятся на прямые, меандрирующие и разветвленные на рукава, причем единого определения меандрирующих русел нет; наиболее полно типы речных русел описаны в работе Леопольда и Вольмана [20].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ШАММА И ХАНА

Работа Шамма и Хана [28] интересна прежде всего тем, что, как утверждают авторы, им впервые удалось получить в лаборатории меандрирующие русла. Другие исследователи, в частности Фридкин [11], получали лишь меандрирующий тальвег

(побочный тип по классификации ГГИ), само же русло оставалось прямым.

Шамм и Хан взяли за основу исследования Леопольда и Вольмана [20], Лейна [16], Аккерса [3], Аккерса и Чарлтона [4.], показавших, что если построить график зависимости уклона русла от среднего годового расхода, то реки с руслами, разделенными на рукава, на графике расположатся выше меандрирующих рек, которые в свою очередь, окажутся выше рек с прямолинейными руслами. Авторы предположили, что существует предельный уклон, выше которого появляется тип русла, разделенного на рукава, а при очень больших уклонах существует порог между прямыми и меандрирующими руслами.

Были осуществлены три серии экспериментов. Опыты проводились в большом канале, заполненном песком, в котором создавалась пионерная прорезь. В первой серии вода поступала в модельное русло без всяких отклонений. В русло подавался песок таким образом, чтобы не наблюдались ни размыв русла, ни отложения наносов. Вторая серия отличалась от первой тем, что создавалось короткое входное русло под углом 40° к модельному руслу. В третьей серии экспериментов в воду вводились взвешенные наносы и одновременно уменьшалось количество подаваемого песка. Во всех опытах уклон представлял собой переменную величину.

В первой и второй серии опытов был получен лишь меандрирующий тальвег, причем во второй серии меандрирующий тальвег образовывался при меньших значениях уклона. Задача создания меандрирующего русла была решена лишь в третьей серии экспериментов. Уменьшение расхода донных наносов при постоянной величине расхода воды должно было вызвать размыв русла и уменьшение уклона. Фактически размыв ограничился размывом тальвега по всей длине, так что значительного изменения уклона в голове канала не произошло. Поток над чередующимися побочными был мелким и отложения взвешенных наносов еще больше уменьшали его глубину, но более важным явилось то, что слой отложившихся наносов предотвратил эрозию побочной. Берега также частично стабилизировались, а тальвег подвергался размыву. Понижение тальвега вызвало понижение уровня воды, побочки обнажились и превратились в вытянутые отмели. Таким образом, русло из прямого превратилось в извилистое.

По различным причинам, в частности из-за уменьшения площади поперечных сечений русла, скорость течения возросла, что вызвало эрозию берегов и в результате извилистость русла еще несколько увеличилась.

Тот факт, что извилистое русло было получено лишь после введения в поток взвешенных наносов, позволил авторам выдвинуть предположение: причиной меандрирования современных рек явились климатические изменения, в результате которых преобладание донных наносов сменилось преобладанием взвешенных.

Нельзя, однако, признать это предположение достаточно обоснованным. На одной и той же реке встречаются участки русла меан-

дрирующего и побочного типов, причем переходы между ними не отмечаются сколько-нибудь существенным изменением расхода взвешенных наносов. Интенсивно меандрирующие реки (такие как Средний Иртыш, Десна, Ветлуга и др.) не выделяются большим стоком взвешенных наносов.

ТЕОРИЯ МИНИМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ

Лангбейн и Леопольд [18] выдвинули следующий постулат: поведение рек таково, что при этом минимизируются вариации некоторых их свойств. В дальнейшем [17] они применили этот постулат к проблеме меандрирования, рассматривая планиметрию меандра как планиметрию случайного блуждания, наиболее вероятная форма которого минимизирует сумму квадратов изменений дирекционных углов на каждой последующей единице длины.

Математически задача ставится следующим образом. Ищется наиболее вероятная траектория реки, протекающей между двумя точками A и B , при заданных направлении потока в точке A и длине пути между A и B . При этом считается, что существует конечная вероятность p , что река отклонится на угол $d\varphi$ от своего предыдущего направления к последующему на длине элементарного участка ds , и что плотность вероятности как функции угла отклонения распределена по нормальному закону:

$$p = c \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{d\varphi}{ds} \right)^2 \right], \quad (1)$$

где σ — среднее квадратическое отклонение; а c — константа, определяющаяся условием $\int dp = 1$.

В такой постановке проблема речных меандров идентична задаче из класса случайных блужданий, которая изучалась фон Шеллингом [31], [32]. Фон Шеллинг показал, что длина траектории S определяется эллиптическим интегралом:

$$S = \frac{1}{\sigma} \int \frac{d\varphi}{\sqrt{2(\alpha - \cos \varphi)}}, \quad (2)$$

где φ — дирекционный угол, измеряемый от линии AB , а α — постоянная интегрирования. Удобно положить $\alpha = \cos \omega$, после чего ω оказывается равным наибольшему углу отклонения, который образует траектория в точке перегиба с главным направлением. Фон Шеллинг [31] показал, что общим условием для наиболее вероятной траектории при заданной длине кривой между точками A и B является следующее:

$$\sum \frac{\Delta s}{\rho^2} = \min, \quad (3)$$

где Δs — единица длины траектории, а ρ — радиус кривизны траектории на этом единичном участке; но поскольку $\rho = \Delta s / \Delta \varphi$, где

$\Delta\varphi$ — угол отклонения на участке длины Δs , то можно написать:

$$\sum \frac{(\Delta\varphi)^2}{\Delta s} = \min. \quad (4)$$

Из уравнения (2) получаем:

$$\frac{d\varphi}{ds} = \sigma \sqrt{2(\cos \varphi - \cos \omega)}. \quad (5)$$

Однако, для графического построения меандров авторы пользуются следующей аппроксимацией уравнения (5):

$$\frac{d\varphi}{ds} = \sigma \sqrt{2(1 - \cos \omega) \left[1 - \left(\frac{\varphi}{\omega} \right)^2 \right]}. \quad (5a)$$

Тогда

$$\varphi = \omega \sin \frac{S}{M} 2\pi, \quad (6)$$

где

$$M = \frac{2\pi}{\sigma} \frac{\omega}{\sqrt{2(1 - \cos \omega)}} \quad (7)$$

есть общая длина траектории меандр. Максимально возможное значение ω составляет 2,2 радиана, так как при большем угле дуги меандра пересекаются. Меандр, таким образом, сам не является кривой синуса, но может быть соотнесен с синусоидально-порожденная кривая.

На относительном расстоянии, равном $\frac{S}{M} = 0,5$ и $\frac{S}{M} = 1$, угол φ принимает значение равно нулю, то есть в этой области русло ориентировано по главному направлению. На расстояниях $\frac{S}{M} = 0,25$ и $\frac{S}{M} = 0,75$ угол φ становится максимальным а именно, равным величине ω .

Авторы проводят анализ некоторых натуральных примеров с целью продемонстрировать удовлетворительное соответствие «синусоидально-порожденной кривой» очертаниям меандров. Сравнение производилось с меандрами естественных русел и меандрами, полученными в лабораторных опытах Фридкина [11]. Отмечается, что вследствие неоднородности в твердости скал, структурных особенностей и пр. существует множество меандров неправильной формы. Однако, относительно однородные меандры обнаруживают тесное соотношение «синусоидально-порожденным кривым», полученным вышеописанным способом.

Необходимо отметить следующее. Фергюсон [10] рассмотрел пять типов математических моделей, применяющихся в литературе для описания форм меандров и сравнил геометрические свойства

траекторий, полученных из этих моделей между собой, а также с формами естественных меандров. Он установил, что три модели— модель Фарга, в которой кривизны меняется линейно, модель фон Шеллинга и модель Лангбейна и Леопольда лучше описывают траекторию меандра, чем синусоидальная модель и модель круговых дуг. Однако ни одна из этих трех моделей не имеет преимуществ перед двумя другими.

Следует, очевидно, сделать еще одно замечание. Из уравнения (6) следует симметричность формы меандра, в то время как известно, что очень многие природные меандры имеют несимметричную форму, которую вряд ли можно объяснить лишь неоднородностями рельефа.

ЗАКОН НАИМЕНЬШЕЙ СКОРОСТИ ПОТЕРИ ЭНЕРГИИ

Янг [34, 35] предложил закон наименьшей скорости потери энергии для объяснения причин меандрирования. Этот закон можно записать так:

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} = \min, \quad (8)$$

где ΔH — потеря потенциальной энергии единицы массы воды за среднее время Δt , затрачиваемое потоком на прохождение участка определенной длины. Уравнение является выражением закона, утверждающего, что поток выбирает свой путь таким образом, чтобы скорость расхода потенциальной энергии на единицу массы воды вдоль этого пути были минимальной. При выводе этого закона Янг использовал понятие энтропии в том виде, как оно было введено Леопольдом и Лангбейном.

В термодинамике энтропия определяется как

$$\Psi = \int \frac{dE}{T}, \quad (9)$$

где E — тепловая энергия, T — абсолютная температура. Проводя аналогию между E и H и между T и Z_m (H — общая потеря потенциальной энергии на единицу массы воды, Z_m — общее понижение уровня), можно ввести энтропию Φ речной системы в следующем виде

$$\Phi = \int \frac{dH}{Z_m}. \quad (10)$$

Подчеркнем, однако, что понятие термодинамической энтропии привлекается здесь Янгом лишь в качестве аналогии, само введение Φ произвольно. И хотя в дальнейшем закон наименьшей скорости потери энергии выводится из свойства энтропии Φ , этот закон можно было бы просто постулировать.

Скорость изменения H является функцией расхода Q , уклона долины S_v , концентрации наносов C_s , геологических ограничений G и т. д. Обозначим эту функцию через F . Величина $\Delta H/\Delta t$

должна быть всюду больше нуля, кроме того места, где река впадает в море. Величины Q , S_v , C_s , G есть независимые переменные, которые накладывают условия на поток. Уклон русла и его геометрия — зависимые переменные, поток может менять их. Естественный поток будет приспосабливать уклон и геометрию своего русла так, чтобы минимизировать величину $\Delta H/\Delta t$. Так как закон наименьшей скорости потери потенциальной энергии установлен для единицы массы воды, размеры русла не играют роли, а так как C_s может равняться нулю или быть больше нуля, то закон равно применим к потокам несущим наносы и к потокам без наносов. Для потока с поперечным сечением, имеющим форму сегмента, Янг получил функцию F в следующем виде:

$$F(Q, S_v, C_s, G, \dots) = 0,963kn^{-0,6}r^{-0,4}S^{1,3}Q^{0,4} \left[\sin^{-1} \left(\frac{W}{2r} \right) \right]^{-0,4}, \quad (11)$$

где k — коэффициент, связывающий потенциальную энергию и потерю уровня, n — коэффициент шероховатости; r — радиус кривизны сечения; S — уклон дна; W — ширина русла. Понятно, что для естественных потоков с разнообразными формами сечений значения коэффициентов и показатели степеней изменятся.

Далее Янг рассматривает, как связаны между собой некоторые величины, влияющие на характеристики меандрирующего русла и как изменение одной из них влияет на значения других.

Фиксируя расход, концентрацию наносов, ширину русла, автор рассматривает связь скорости потери энергии с уклоном русла, которая в итоге выражается уравнением

$$\ln \left(\beta_1 \frac{\Delta H}{\Delta t} \right) = -0,654 + 1,354 \ln(\alpha_1 S) \quad (12)$$

(α_1 , β_1 в уравнении (12) и β_2 , α_3 , β_3 в уравнениях (13), (14) являются некоторыми заданными параметрами). Из этого уравнения следует: для того, чтобы поток минимизировал величину $\Delta H/\Delta t$, он должен уменьшать уклон своего русла. Это достигается меандрированием.

При постоянных расходе и уклоне русла можно получить связь между величиной $\Delta H/\Delta t$ и шириной русла W :

$$\beta_2 \frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{1}{2 \left[\sin^{-1} \left(\frac{W}{2r} \right) - \left(\frac{W}{2r} \right) \sqrt{1 - \left(\frac{W}{2r} \right)^2} \right]}, \quad (13)$$

т. е. русло должно увеличивать свою ширину, чтобы минимизировать величину $\Delta H/\Delta t$.

Как известно, расход воды зависит от климата, орографии бассейна и других факторов, которые река не может менять сама. Изменение расхода Q вызовет изменение значения функции F и река должна менять уклон и геометрию, чтобы удовлетворить

новому значению F . Автор находит связь между расходом Q и $\Delta H/\Delta t$ в следующем виде:

$$\ln\left(\beta_3 \frac{\Delta H}{\Delta t}\right) = -0,329 + 0,299 \ln(\alpha_3 Q). \quad (14)$$

Видно, что увеличение Q вызовет увеличение $\Delta H/\Delta t$, которое в свою очередь увеличит значение F .

Далее показано, как выводы, следующие из закона минимума потери энергии, подтверждаются данными Леопольда и Вольмана. Однако автор считает, что необходимы дальнейшие лабораторные и полевые исследования для определения более точного вида функции F .

Оценивая работу Янга в целом, надо отметить следующее. Хотя применение вариационных принципов в задачах руслового процесса не является новым, попытка решения проблемы меандрирования таким образом несомненно интересна. К сожалению, постановка задачи Янгом не вполне корректна. Автор утверждает, что F есть функция лишь независимых переменных Q, S_s, C_s, G, \dots . Если бы это было так, то говорить о минимизации функции F было бы невозможно, т. к. ее значение однозначно определялось бы значениями Q, S_v, C_s, G, \dots . Поэтому надо рассматривать некую функцию, положим F_1 , которая является функцией как независимых переменных, так и переменных, которые река может менять сама, например, S, W . То есть исходную функциональную зависимость следует писать в виде:

$$F_1 = F_1(Q, S_v, C_s, G, \dots; S, W, \dots). \quad (15)$$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существует еще много теорий, пытающихся объяснить причины меандрирования. В качестве причин выдвигаются вращение Земли, максимум или минимум потери энергии, вторичные и циркуляционные течения, эрозия берегов и т. д. Однако, как и рассмотренные выше теории, они не свободны от многих недостатков, и предстоит еще большая работа, прежде чем будет построена стройная теория меандрирования.

Интересными представляются работы, появившиеся сравнительно недавно, в которых устойчивость русла исследуется с помощью аппарата теории малых возмущений. Обзор работ этого направления, опубликованных до 1974 г., содержится в книге К. В. Гришанина [1]. Заметим, что недавно появилась новая работа [24], развивающая это направление исследований. Общий недостаток работ, использующих метод малых возмущений, состоит в том, что берега предполагаются недеформируемыми и развитие неустойчивости сводится к образованию извилистого тальвега между расположенными в шахматном порядке побочными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гришанин К. В. Устойчивость русел рек и каналов, Л., Гидрометеиздат, 1974. 144 с.
2. Кузьмин И. А. и Россинский К. И. Некоторые вопросы прикладной теории формирования речных русел.— В сб.: «Проблемы регулирования речного стока», вып. 1, АН СССР, 1947.
3. Ackers P. Experiments on small streams in alluvium, Am. Soc. Civil Engineers Proc., J. Hydr. Div., 90, HY4, 1964, 1—37.
4. Ackers P. and Charlton F. G. The slope and resistance of meandering channels, Proc. Inst. Civ. Engrs. Paper, No. 7362, 1970, 349—370.
5. Ackers P. and Charlton F. G. Meandering of small streams in alluvium, Hydr. Research Station, Report No. INT77, Wallingford, Berkshire, England, 1970, 78 p.
6. Ackers P. and Charlton F. G. The geometry of small meandering streams, Proc. Inst. Civil Engrs, 1970, Paper 7328S, 289—317.
7. Callander R. A. Instability and river channels, J. Fluid Mech., 36, No. 3, 1969, 465—480.
8. Eakin H. M. The influence of the earth's rotation upon the lateral erosion of streams, J. Geol., 18, 1910, 435—447.
9. Engelund F. Instability of erodible beds, J. Fluid Mech., 42, No. 2, 1970, 225—244.
10. Ferguson R. I. Regular meander path models, Water Resour. Res., 9, No. 4, 1973, 1079—1086.
11. Friedkin J. F. A laboratory study of the meandering of alluvial rivers, US Waterway Experimental Station, Vicksburg, Mississippi, 1945, 40 p.
12. Inglis C. C. Meanders and their bearing on river training, Inst. Civil Engrs., 1947, 1—23.
13. Ippen A. T. and Drinker P. A. Boundary shear stresses in curved trapezoidal channels, J. Hydr. Div., ASCE, 88, HY5, Proc. Paper 3273, September, 1962, 143—179.
14. Jefferson M. S. W. Limiting width of meander belts, National Geographic Magazine, Washington, D. C., 1902, 373—384.
15. Kennedy J. F. The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels, J. Fluid Mech., vol. 16, No. 4, 1963, 521—544.
16. Lane E. W. A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material, Missouri River Division Sediment Series Report No. 9, Missouri River Division, Corps. Of Engineers US Army, 1957.
17. Langbein W. B. and Leopold L. B. River meanders — theory of minimum variance, USGS, Prof. Paper, 422—H, 1966.
18. Leopold L. B. and Langbein W. B. The concept of entropy in landscape evolution, USGS, Prof. Paper, 500-A, 1962, 20p.
19. Leopold L. B. and Langbein W. B. River meanders, Sci. Am., vol. 214, 1966, 60—70.
20. Leopold L. B. and Wolman M. G. River channel patterns: braided, meandering and straight, USGS, Prof. Paper, 282-B, 1957, 39—84.
21. Leopold L. B. and Wolman M. G. River meanders, Bull. Geol. Soc. Amer., 71, 1960, 769—794.
22. Mattes G. H. Basic aspects of stream-meanders, Trans. Am. Geophys. Union, 1941, 632—636.
23. Neu H. A. Transverse flow in river due to earth's rotation, J. Hydr. Div., Proc. ASCE, 93, HY5, Proc. Paper 5434, 1967, 149—165.
24. Parker G. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding rivers, J. Fluid Mech., 1976, vol. 76, No. 3, 457—480.
25. Prus-Chacinski T. M. Discussion on "critical analysis of open-channel resistance", by H. Rouse, ASCE, J. Hydr. Div., 92, HY2, 1966, 389—393.
26. Reynolds A. J. Waves on erodible bed of an open channel, J. Fluid Mech., 22, No. 1, 1965, 113—133.
27. Shen H. W. and Komura S. Meandering tendencies in straight alluvial channels, J. Hydr. Div., ASCE, 94, HY4, Prof. pare 6042, 1968, 997—1016.

28. Shumm S. A. and Khan H. R. Experimental study of channel patterns, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1972, 1755—1770.
29. Snyder W. M. and Stall J. B. Means, models, methods and machines in hydrologic analysis, J. Hydr. Div., ASCE, 91, HY2, Proc. Paper 4256, 1965, 85—99.
30. Tanner W. F. Helicoidal flow — a possible cause of meandering, J. Geophys. Res. 65(3), 1960, 993—997.
31. Von Schelling H. Most frequent particle paths in a plane, Am. Geophys. Union Trans., 32, 1951, 222—226.
32. Von Schelling H. Most frequent random walk, Gen. Elec. Co. Rept. 64GL92, Schenectady, N. Y., 1964.
33. Werner P. W. On the origin of river meander, Trans. Am. Geophys. Union, 32, 1951, 898—902.
34. Yang C. T. On river meanders, J. Hydrol., 13, No. 3, 1971, 231—253.
35. Yang C. T. Potential energy and stream morphology, Water Resour. Res., 7, No. 2, 1971, 311—322.
36. Zeller J. Meandering channels in Switzerland, Symposium on River Morphology, General Assembly of Bern, Switzerland, 1967, 174—186.

А. Т. Власов (ГГИ)

О СВЯЗИ ПЛАНОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ РЕЧНЫХ ИЗЛУЧИН С ИХ КРИВИЗНОЙ И ВОДНОСТЬЮ РЕК

Проектирование и строительство сооружений на реках требует знания плановых деформаций речного русла. Это особенно важно для начальных стадий проектирования, поскольку в значительной мере определяет места размещения сооружений, их конструкции и средства защиты от неблагоприятных воздействий руслового процесса.

В нормативных указаниях, разработанных в ГГИ [10], для оценки деформаций меандрирующих излучин принята формула, требующая подробных данных по морфологии речного русла и разновременных карт и аэрофотоснимков. В результате расчета получают средние многолетние характеристики смещений вогнутых берегов русла. Отсутствие разновременных съемок меандрирующих рек вынуждает прибегать к аналогам.

В данной работе представилась возможность связать плановые деформации излучин с их кривизной и водностью рек. Решение подобного рода задач стало возможным в связи с развитием в ГГИ гидроморфологической теории руслового процесса. Одним из основных положений этой теории является дискретный подход к изучению руслового процесса, т. е. выделение вполне определенных структурных уровней: микроформ, мезоформ и макроформ [10]. В пределах каждого структурного уровня существуют свои законы развития форм. Изучение законов развития мезоформ и макроформ наиболее актуально для гидротехнического строительства, поскольку они определяют внешний облик русла.

Примером макроформы речного русла может служить речная излучина, которая описывается системой морфометрических измерителей, принятых ГГИ [10]. Эту систему можно дополнить таким параметром, как средний радиус кривизны излучины \bar{r} (км), который равен частному от деления длины излучины S (км) на ее угол разворота α (рад). [3]. Введение этого параметра обусловлено, во-первых, его использованием в гидравлических исследованиях, поскольку именно с радиусом кривизны излучины связаны центробежные силы на повороте русла; во-вторых — удобством его определения из уже имеющихся измерителей S и α . До последнего времени радиус кривизны излучины определялся подбором

концентрических окружностей. Этот метод определения радиуса использовался как в отечественных исследованиях, так и за рубежом [13]. Ф. С. Тырин [12] определял радиус излучины подбором парабол, причем вследствие асимметричности излучин их верхние и нижние части описывались ветвями различных парабол. Таким образом, в обоих методах излучины аппроксимировались составными частями окружностей или парабол, сопряжение которых приводило к разрыву кривых. Определение же кривизны по параметрам S и α сразу дает средний радиус кривизны или среднюю кривизну излучины.

На развитие или деформацию во времени отдельно взятой излучины оказывают влияние смежные излучины, особенно в случае их прорыва или спрямления, о чем свидетельствует анализ совмещенных съемок свободно меандрирующих рек, использованных в данной работе. Справедливость такого вывода подтверждает В. А. Виноградов [2], исследовавший серию излучин р. Поломети. В качестве примера, иллюстрирующего взаимодействие смежных излучин, может служить также интегральный график изменения длин излучин р. Десны [3]. Однако при оценке деформаций учет взаимодействия смежных излучин в каждом конкретном случае довольно сложен и является самостоятельной задачей, не входящей в данное исследование.

Анализ схем развития свободно меандрирующих излучин позволил И. В. Попову [8] высказать общие соображения о характере планового перемещения излучин русла. Слабо выраженные излучины, угол разворота которых менее 90° , сползают в продольном направлении относительно оси долины по схеме ограниченного меандрирования. Излучины, с углом разворота более 90° обычно перемещаются в поперечном направлении к оси долины. Для излучин переходной стадии один вид деформации накладывается на другой. По Н. И. Маккавееву [6] продольное перемещение излучин связано со сдвигом динамической оси потока в половодье относительно геометрической оси русла. В дальнейшем рассмотрим деформации излучин свободно меандрирующих рек, на которых преобладает поперечное перемещение русла.

К факторам, определяющим деформации излучин, относятся: расход воды и донных наносов, уклон свободной водной поверхности, скорость течения воды, глубина русла, устойчивость и высоты берегов, стадия развития излучины и др.

Для свободно меандрирующих рек, протекающих в аллювиальных отложениях, очевидна прямая пропорциональность в зависимости между расходом воды и плановыми деформациями излучин. Эта зависимость может нарушаться, если излучины находятся под влиянием ограничивающего фактора (армирование растительностью, уступы террас, выходы коренных пород и т. д.). В данной работе принят расход, соответствующий среднему из годовых максимумов; он определялся за период осреднения деформаций излучин и рядом исследователей используется в качестве руслоформирующего расхода [1, 11].

Пропорциональность расхода воды деформациям излучин свидетельствует о возможности установления связи морфометрических и гидравлических характеристик русла, в частности кривизны излучины с уклоном свободной водной поверхности между точками ее перегиба (рис. 1).

При исследовании этой связи уклоны водной поверхности определялись для межженного состояния потока. Это возможно потому, что, как было показано В. А. Виноградовым [2], уклоны водной поверхности отдельных излучин за период половодья изменяются незначительно. При сравнении соответственных разных излучин между собой наблюдается гораздо большее отличие уклонов.

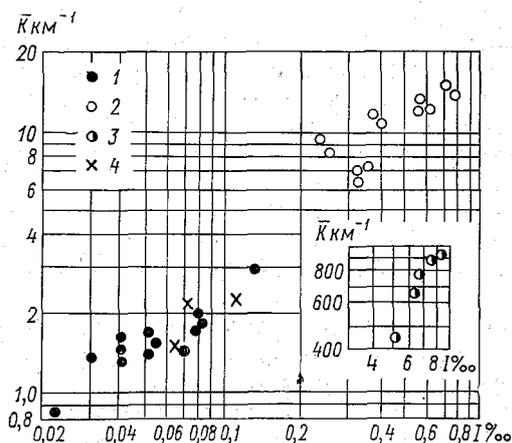


Рис. 1. Связь кривизны излучины с уклоном свободной поверхности между точками ее перегиба.

1 — р. Десна, 2 — р. Полометь, 3 — опыты Фридкина [7], 4 — р. Кеть.

С нашей точки зрения это объясняется тем, что точки перегиба излучин приурочены, как правило, к перекатам, на которых с подъемом уровня одинаково изменяется уклон. Благодаря этому обстоятельству величина Δh с изменением уровня остается постоянной, тогда как картина изменения уклона по длине излучины с изменением уровня меняется.

На рис. 1 показаны также точки, соответствующие лотковым лабораторным данным. Эти точки расположились несколько выше линии связи для естественных водотоков, что, по-видимому, объясняется различием в определении радиуса излучин в лабораторных и натуральных условиях. Связь $\bar{K} = f(I)$ согласуется с формулами, полученными эмпирическим и теоретическим путем [5, 7].

Если величины, отложенные по координатным осям (рис. 1), умножить на длину излучины, то получим очевидную зависимость падения уровня Δh от угла разворота излучины α , или уменьшение удельной потенциальной энергии потока между точками перегиба излучины в зависимости от угла разворота.

Устойчивость и высоты берегов можно косвенно учесть такой интегральной характеристикой, как средняя годовая скорость смещения бровки вогнутого берега излучины S (м/год), которая определяется как частное от деления площади размыва (намыва) за

период между съемками на продолжительность этого периода и на длину фронта размыва (намыва).

Наибольшее воздействие на вогнутый берег излучины оказывает поперечная составляющая скорости, вызванная влиянием центробежной силы на повороте русла, пропорциональной кривизне излучины.

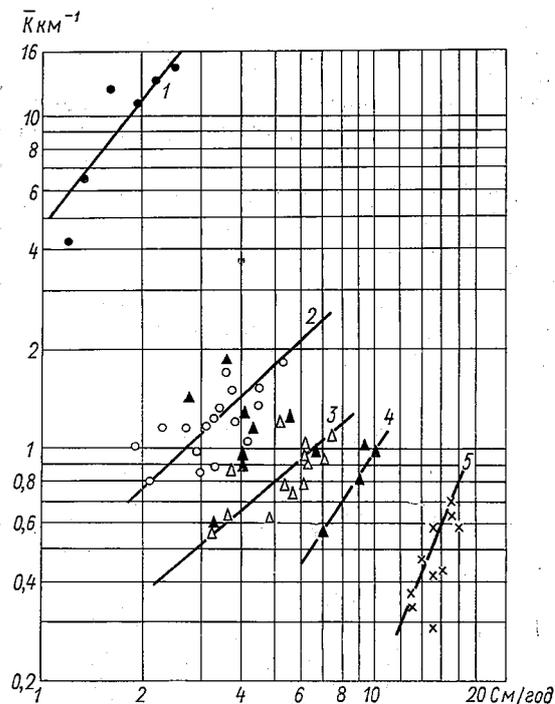


Рис. 2. Связи плановых деформаций речных излучин с их кривизной и водностью рек.

1 — р. Полометь [2], 2 — р. Десна, 3 — р. Чулым, 4 — р. Иртыш, 5 — р. Обь [4].

Следующей задачей являлась попытка установления связи между средней кривизной излучины, скоростью плановых деформаций и водностью рек (рис. 2). Полученные связи не учитывают ряда факторов, влияющих на плановые деформации русла (расход донных наносов, крупность, форма транспорта и др.), однако оказываются достаточно тесными.

Диапазон изменения \bar{K} при данном расходе воды соответствует диапазону плановых деформаций излучин, т. е. с увеличением \bar{K} примерно в 2 раза скорость смещения вогнутого берега увеличивается тоже в 2 раза. В данном случае исследовались реки с расходами 80, 2500, 2800, 3400, 5100 м³/с.

Из рис. 2 видно, что плановые смещения русла в диапазоне рек с расходами от 80 до 2500 м³/с увеличиваются незначительно (в данном случае расходы увеличились примерно в 30 раз, а скорости плановых деформаций — всего в 2 раза). Для более крупных рек с большими расходами воды при увеличении $\bar{Q}_{\text{макс}}$ примерно в 2 раза (от 2500 до 5100 м³/с) скорость плановых деформаций возрастает в 4 раза.

Связи, представленные на рис. 2, могут быть применимы для приближенной оценки деформаций русла в плане для тех стадий развития излучин, при которых преобладают смещения русла в поперечном направлении к оси долины, т. е. при $90^\circ < \alpha < 200^\circ$. В том же диапазоне связи могут быть применимы для прогноза плановых деформаций излучин на сроки, измеряемые десятилетиями, т. к. используемые в данной работе величины деформаций определялись за такие же периоды.

Расчет на короткий срок может дать значительные ошибки, поскольку в эти годы может наблюдаться водность, резко отличная от средней и, следовательно, резко отличные от средних скорости плановых деформаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антроповский В. А. Связь типов руслового процесса с определяющими факторами.— «Тр. ГГИ», 1970, вып. 183, с. 70—79.
2. Виноградов В. А. Натурные исследования морфологии и гидравлики излучин свободного меандрирования.— «Тр. ГГИ», 1970, вып. 183, с. 119—142.
3. Власов А. Т. О деформациях излучин свободно меандрирующих рек (на примере р. Десны).— «Тр. ГГИ», 1977, вып. 242 (в печати).
4. Лысенко В. В. Русловой процесс в зоне выклинивания подпора Новосибирского водохранилища. Автореферат, Новосибирск, 1970.
5. Маккавеев В. М. Некоторые теоретические задачи динамики открытых потоков.— «Тр. ГГИ», 1948, вып. 8 (62), с. 5—26.
6. Маккавеев Н. И. Сток и русловые процессы. Изд. МГУ, Москва, 1971, 114 с.
7. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд. АН СССР, М., 1955, 345 с.
8. Попов И. В. О формах перемещения речных излучин.— «Тр. ГГИ», 1956, вып. 56, с. 36—56.
9. Попов И. В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. Л., Гидрометеониздат, 1969, 363 с.
10. Рекомендации по учету руслового процесса при проектировании ЛЭП. Л., Гидрометеониздат, 1973, 179 с.
11. Ромашин В. В. Типы руслового процесса с определяющими факторами.— «Тр. ГГИ», 1968, вып. 155, с. 56—63.
12. Тырин Ф. С. Плановые переформирования русла реки Куры ниже Мингечаурского водохранилища.— «Коммунист», Баку, 1974.
13. Games C. Brice, 1974. „Evolution of Meander Loops“ Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 581—586.

В. Г. Саликов (ЛОЛПИ им. М. И. Калинина)

О ГИДРАВЛИЧЕСКОМ РАСЧЕТЕ РУСЛОВОГО И ПОЙМЕННОГО ПОТОКОВ

Вопрос о гидравлическом расчете руслового и пойменного потоков недостаточно изучен; отсутствуют и рекомендации по учету взаимодействия руслового и пойменного потоков при определении расходов воды и средних скоростей в руслах меандрирующих рек.

Рассмотрим некоторые вопросы моделирования и гидравлического расчета речных потоков в условиях выхода воды на пойму. Общей особенностью гидравлики естественных пойменных русел является то, что с выходом воды на пойму движение жидкости в пределах основного русла происходит с изменением расхода вдоль пути.

Для руслового потока уравнение установившегося движения жидкости с переменным расходом может быть представлено в следующем виде [4]:

$$\frac{\alpha_0}{2g} \cdot \frac{dv^2}{dx} - i + \lambda \cdot \frac{v^2}{2gh} + \frac{\alpha_0 v (v - u_1)}{gQ} \cdot \frac{dQ_1}{dx} - \frac{\alpha_0 v (v - u_2)}{gQ} \cdot \frac{dQ_2}{dx} = 0, \quad (1)$$

где $\lambda \frac{v^2}{2gh} = i_f$ — гидравлический уклон или уклон трения, λ — коэффициент гидравлического трения, v — средняя скорость потока в основном русле, h — средняя глубина руслового потока, Q — расход в основном русле, dQ_1 и dQ_2 — присоединяющийся и отделяющийся элементарные расходы, u_1 и u_2 — проекции средних скоростей присоединяющихся и отделяющихся масс жидкости на направление движения потока в основном русле, g — ускорение свободного падения, α_0 — корректив количества движения, x — продольная координата руслового потока по оси основного русла, i — уклон свободной поверхности руслового потока.

Выражая расход воды через среднюю скорость и площадь поперечного сечения, получим: $Q = vhb$, $dQ_1 = u'_1 h_1 dl_1$, $dQ_2 = u'_2 \times \times h_2 dl_2$, где b — ширина основного русла, u'_1 и u'_2 — проекции средних по вертикали скоростей присоединяющихся и отделяющихся масс жидкости на нормали к линиям бровок, l_1 и l_2 — продольные координаты по бровкам основного русла, h_1 и h_2 — глубины на бровках.

Первый член уравнения (1) представляет собой уклон, вызван-

ный конвективными силами инерции, а два последних его члена учитывают дополнительные потери энергии, вызываемые взаимодействием руслового и пойменного потоков. С учетом сказанного уравнению (1) можно придать следующий символический вид:

$$i_k - i + i_f + i_{вз} = 0. \quad (2)$$

Рассмотрим основные требования теории моделирования русловых потоков с выходом воды на пойму.

Известно [2], что для подобия потоков модели и природы должны выполняться условия однозначности и равенство критериев или чисел подобия.

К условиям однозначности относится равенство для модели и природы следующих гидроморфометрических характеристик: 1) углов разворота α_p , входа $\alpha_{вх}$ и выхода $\alpha_{вых}$ излучины; 2) отношения ширины русла (b) к ширине полосы меандрирования ($\frac{b}{B} = idem$); 3) относительных глубин ($\frac{h}{h_{бр}} = idem$), где $h_{бр}$ — средняя глубина в основном русле при наполнении его вровень с бровками; 4) отношений ширины к глубине потока для русла и поймы ($\frac{b}{h} = idem, \frac{B-b}{h-h_{бр}} = idem$).

Рассмотрим числа подобия, получающиеся на основании общих положений теории подобия из уравнения движения жидкости с переменным расходом (1). Условимся некоторые постоянные величины, характеризующие количественный порядок переменных физических величин, входящих в уравнение движения, называть в дальнейшем масштабами этих величин [3]. Выберем в качестве масштабов скоростей, глубин, уклонов, длин, ширин, коэффициентов гидравлического трения соответственно некоторые характерные для потока постоянные величины: $V, H, I, L, B_0, \lambda_0$. В общем случае моделирования с искажением плановых и вертикальных размеров модели для длин, глубин и ширин должны быть различные линейные масштабы. Между масштабами глубин, длин и уклонов существует линейная зависимость. Поэтому можно один из указанных масштабов однозначно определять по двум другим произвольно выбранным масштабам (например: $L = \frac{H}{I}$).

Масштаб расхода в основном русле Q_0 , присоединяющегося и отделяющегося расходов $Q_{01} = Q_{02} = Q_{01,2}$ выразим через масштабы скоростей, глубин, длин, ширин $Q_0 = VHB_0$; $Q_{01,2} = VHL$.

Следуя приему сравнения безразмерных дифференциальных уравнений, изложенному Л. Г. Лойцяным [2], из уравнения (1) были получены следующие числа подобия:

$$\frac{V^2}{gH} = Fr; \quad \frac{\lambda_0}{2} \cdot \frac{L}{H} = \frac{\lambda_0}{2I}; \quad \frac{\lambda_0}{2} \cdot \frac{B_0}{H};$$

$$\frac{\lambda_0}{2I} \cdot Fr; \quad \frac{Q_{01,2}}{Q_0} = \frac{L}{B_0}, \quad (3)$$

где Fr — число Фруда.

Из дифференциальных уравнений Навье—Стокса движения вязкой несжимаемой жидкости могут быть получены следующие числа подобия [2]: Струхала $Sh = \frac{H}{VT}$, Рейнольдса $Re = \frac{VH}{\nu}$, Эйлера $Eu = \frac{P_0}{\rho V^2}$, где P_0 — масштаб давлений, ρ и ν — соответственно плотность и коэффициент кинематической вязкости жидкости. Число подобия Эйлера также получается из уравнения движения жидкости с переменным расходом (1) при выражении уклона свободной поверхности руслового потока (i) через уклон dna основного русла (i_0) и гидромеханическое давление (P): $i = i_0 - \frac{1}{\gamma} \frac{dP}{dx}$, где γ — объемный вес жидкости. Для стационарного режима число Струхала выпадает из условий подобия.

Выразим масштабы давлений (P_0) и коэффициентов гидравлического трения (λ_0) через масштабы глубин, уклонов, скоростей: $P_0 = \gamma H = \gamma IL$, $\lambda_0 = \frac{2gHI}{V^2}$. При таком выборе масштабов число Эйлера будет иметь вид $Eu = \frac{P_0}{\rho V^2} = \frac{1}{Fr} = \frac{\lambda_0}{2I} = \frac{\lambda_0}{2} \times \frac{L}{H}$. Следовательно, условие подобия $Eu = idem$ сводится к условию $\frac{\lambda_0}{2I} = \frac{\lambda_0}{2} \cdot \frac{L}{H} = idem$.

Рассмотрим физический смысл чисел подобия $\frac{\lambda_0}{2} \cdot \frac{L}{H} = \frac{\lambda_0}{2I} = Eu$ и $\frac{\lambda_0}{2} \cdot \frac{B_0}{H}$. При моделировании с искажением продольных и вертикальных размеров модели изменяются ее продольные уклоны (по сравнению с натурой). Поэтому для обеспечения условия $\frac{\lambda_0}{2I} = \frac{\lambda_0}{2} \cdot \frac{L}{H} = Eu = idem$ необходимо во столько же раз изменить на модели и величину коэффициента гидравлического трения. Моделирование с искажением всех трех линейных размеров (продольного, поперечного и вертикального) невозможно, так как условия $\frac{\lambda_0}{2} \cdot \frac{L}{H} = idem$ и $\frac{\lambda_0}{2} \cdot \frac{B_0}{H} = idem$ требуют различного изменения коэффициента гидравлического трения на модели по сравнению с его величиной в натуре. Степень искажения вертикальных и плановых размеров модели определяется возможностью увеличения на ней коэффициента гидравлического трения λ .

В квадратичной области сопротивления условие подобия $Re = idem$ сводится к обеспечению на модели чисел Re больше некоторого $Re_{гр}$, определяемого по формуле А. П. Зегжды [1] ($Re_{гр} = \frac{63h}{K\sqrt{\lambda}}$).

За масштабы гидравлических характеристик, входящих в числа подобия (3), примем среднюю скорость и глубину руслового потока (v и h), уклон дна основного русла (i_0), который следующим образом связан с уклоном свободной поверхности (i), входящим в уравнение движения жидкости с переменным расходом (1): $i = i_0 - \frac{dh}{dx}$. При отсутствии выхода воды на пойму уклон дна основного русла (i_0) в среднем на всей длине излучины примерно равен уклону трения (i_f) и уклону свободной поверхности руслового потока (i). Следовательно, для руслового потока при наполнении основного русла вровень с бровками для излучины в целом будем иметь: $i_0 \approx i_{fбр} \approx i_{бр}$.

Масштаб коэффициентов гидравлического трения определим по уклону трения, средней скорости и глубине руслового потока: $\lambda_0 = \frac{2ghi_f}{v^2}$. За масштаб длин (L) примем полудлину излучины (Π), за масштаб ширин (B_0) — ширину основного русла (b). При таком выборе масштабов числа подобия для руслового потока будут иметь вид:

$$Fr = \frac{v^2}{gh}, \quad \frac{\lambda}{2i_0}, \quad \lambda \frac{\Pi}{h}, \quad \lambda \frac{b}{h}, \quad \frac{b}{\Pi}, \quad \frac{\lambda}{2i_0} Fr. \quad (4)$$

Принимая за масштабы переменных величин гидравлические характеристики пойменного потока, получим числа подобия в следующем виде:

$$Fr_n = \frac{v_n^2}{gh_n}, \quad \frac{\lambda_n}{2i_{0n}}, \quad \lambda_n \frac{B-b}{h-h_{бр}}, \quad \frac{\lambda_n}{2i_{0n}} Fr_n, \quad (5)$$

где v_n , h_n , λ_n , i_{0n} — соответственно средняя скорость, средняя глубина, коэффициент гидравлического трения и уклон дна пойменного потока.

Комплекс $\frac{\lambda}{2i_0} Fr$ является важной характеристикой при моделировании различных видов неравномерного и неустановившегося движения [3]. При равномерном режиме движения $i_f = i_0 = i$ и, следовательно: $\frac{\lambda}{2i_0} Fr = 1$.

Среди чисел подобия особо выделяют составленные только из тех масштабов сравниваемых потоков и физических констант среды, которые наперед заданы. Такие числа называют критериями подобия [2]. Результаты моделирования должны сводиться к установлению расчетных зависимостей между критериями и числами подобия.

Поставим в этом смысле задачу об определении средних скоростей и расходов воды основного русла в условиях взаимодействия руслового и пойменного потоков. Тогда из условий подобия наперед заданной величиной, входящей в условия однозначно-

сти, может быть относительная глубина $\left(\frac{h}{h_{6p}}\right)$, которая и будет в данной задаче являться критерием подобия. Комплекс $\frac{\lambda}{2i_0} Fr$ содержит неизвестную скорость течения и, следовательно, будет числом подобия, величина которого зависит от относительной глубины. Комплекс $\frac{\lambda}{2i_0} Fr$ характеризует отношение силы трения к активной (приводящей жидкость в движение) составляющей силы тяжести. Но силы трения в квадратичной области сопротивления пропорциональны силам инерции, что и находит отражение в рассматриваемом комплексе. Поэтому комплекс $\frac{\lambda}{2i_0} Fr$ также является мерой изменения сил инерции руслового потока в результате выхода воды на пойму и представляет собой отношение чисел Fr или $\frac{1}{Eu}$ в рассматриваемом потоке к их величине при равномерном режиме движения жидкости. Таким образом, цель эксперимента должна состоять в том, чтобы установить связь: $\frac{\lambda}{2i_0} Fr = f\left(\frac{h}{h_{6p}}\right)$.

Явление взаимодействия руслового и пойменного потоков определяется соотношением скоростей и расходов воды в основном русле и на пойме $\left(\frac{u_1}{v} \text{ и } \frac{u_2}{v}, \frac{Q_1}{Q} \text{ и } \frac{Q_2}{Q}\right)$, что зависит от характеристик сопротивления руслового и пойменного потоков и угла разворота или кривизны излуины. Поэтому при постановке экспериментальных исследований необходимо установить также влияние на величину $\frac{\lambda}{2i_0} Fr$ следующих критериев подобия: $\lambda \frac{b}{h}$; $\lambda_n \frac{B-b}{h-h_{6p}}$ и α_p .

Анализ исходного уравнения (I) позволяет обнаружить все числа подобия, определяющие явление взаимодействия руслового и пойменного потоков, установить связи между ними и найти комбинации чисел подобия, удобные при обработке опытных данных.

Для установления влияния выхода воды на пойму на распределение гидравлических характеристик руслового потока по всей длине меандрирующего русла, а также получения расчетных зависимостей по определению расходов воды и средних скоростей в основном русле и на пойме проведены исследования на схематизированной модели меандрирующей реки (рис. 1). В соответствии с классификацией рек по характеру русловых и пойменных деформаций, разработанной в ГГИ Н. Е. Кондратьевым и И. В. Поповым [5], схематизировался тип реки с ограниченным меандрированием. Поверхность пойменных массивов модели была

выровнена, что в натуре соответствует благоприятным условиям формирования пойменной фации.

Русло модели имело прямоугольное сечение шириною 80 см, при ширине полосы меандрирования равной 3 м. Общая длина модели составляла 14,2 м, а длина рабочей части 13,0 м. На модели разместились три излучины с углами разворота $\alpha_1 = 80^\circ$, $\alpha_2 = 93^\circ$ и $\alpha_3 = 106^\circ$ (рис. 1). Под длиной излучины (D) понимается расстояние по оси основного русла между точками ее перегиба [5]. Так как в природе излучина часто является несимметричной (различные углы входа и выхода), автором вводится понятие полудлины излучины Π (рис. 1). Длина пойменного массива вдоль основного русла равна сумме четырех полудлин, относящихся к различным излучинам.

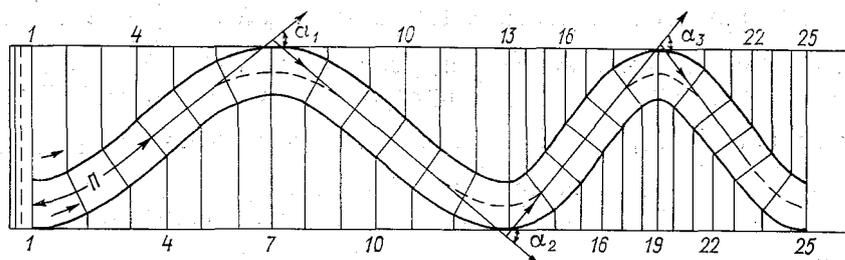


Рис. 1. План схематизированной модели меандрирующей реки.

Цифры — номера гидростворов; Π — полудлина излучины (расстояние по оси основного русла от вершины излучины до точки перегиба), α — угол разворота ($\alpha_1 = 80^\circ$; $\alpha_2 = 93^\circ$; $\alpha_3 = 106^\circ$).

Общий уклон модели был равен 0,005. Уклон дна в основном русле, естественно, получился переменным по длине, величина которого на участках 1—13 и 13—25 имела следующие значения: $i_0 = 0,00427$ и $i_0 = 0,00359$.

Опыты проводились с размываемым и жестким дном русла, при различной шероховатости и глубине основного русла и поймы, в условиях их изоляции, а также при различных схемах взаимодействия руслового и пойменного потоков. На модели с размываемым дном основного русла использовался песок следующего гранулометрического состава: $d_{3\%} = 0,12$ мм; $d_{50\%} = 0,25$ мм; $d_{95\%} = 0,70$ мм.

Шероховатость поймы осуществлялась: 1) гладким бетонным покрытием: $\Delta_{\text{поймы}} = 0,1$ см, $n = 0,015$; 2) гравием: $\Delta_{\text{поймы}} = 2,0$ см, $n = 0,032$; 3) камнем: $\Delta_{\text{поймы}} = 4,0$ см, $n = 0,040$.

Исследования на модели проводились в 25 створах на 9—11 скоростных вертикалях в каждом створе, пять из которых располагались в основном русле. Измерялись величина и направление вектора скорости, производилась съемка дна размываемого русла и свободной поверхности потока. По результатам измерений на модели было вычислено 438 расходов воды в основном русле и 640 расходов на пойме.

Опыты на неразмываемой модели проводились при двух наполнениях основного русла в пределах бровок $h_{1бр} = 9,0$ см и $h_{2бр} = 19,0$ см, которым соответствует следующее: $Re_1 = 29\,700 \div 34\,300$, $\left(\lambda \frac{b}{h}\right)_1 = 0,334 \div 0,683$, $Fr_1 = 0,125 \div 0,168$ и $Re_2 = 91\,600 \div 107\,000$, $\left(\lambda \frac{b}{h}\right)_2 = 0,099 \div 0,349$, $Fr_2 = 0,127 \div 0,173$.

В опытах на модели с грядовым рельефом дна, сформированным гидрографом, средняя глубина основного русла в пределах бровок составляла $6,6 \div 10,0$ см; $Re_{бр} = 28\,500 \div 37\,100$; $\left(\lambda \frac{b}{h}\right)_{бр} = 0,167 \div 0,427$, $Fr_{бр} = 0,120 \div 0,308$.

Опыты проводились при соблюдении всех изложенных требований моделирования гидравлических явлений.

Исследования показали, что в условиях выхода воды на пойму средние скорости руслового потока достигают максимальных значений в вершинах излучин (на плёсах) и минимальных — ниже точек перегиба осевой линии (на перекатах). При этом средняя скорость руслового потока при взаимодействии уменьшается по сравнению с условиями изоляции по всей длине меандрирующего русла.

Для определения средней скорости руслового потока при выходе воды на пойму были получены расчетные зависимости $\frac{\lambda}{2i_{фбр}} Fr = f\left(\frac{h}{h_{бр}}\right)$, как для излучины в целом, так и для ее отдельных мезоформ (плёса и переката). На рис. 2 приводится зависимость для излучины в целом. Здесь нанесены точки, относящиеся к опытам с разным профилем дна и различной шероховатостью основного русла и поймы. Анализ полученных связей показал, что величина $\frac{\lambda}{2i_{фбр}} Fr$ не зависит: 1) от критерия $\lambda_n \frac{B-b}{h-h_{бр}}$ при его значениях больше 1,0; 2) от рельефа дна основного русла и критерия $\lambda \frac{b}{h}$ в вышеуказанных пределах изменения его опытных значений. Опыты показывают, что величина $\frac{\lambda}{2i_{фбр}} Fr$ зависит от угла разворота излучины, с увеличением которого значение функции $\frac{\lambda}{2i_{фбр}} Fr$ уменьшается.

Анализ кинематических характеристик пойменного потока показал, что как скорость течения, так и числа Фруда изменяются по всей длине и ширине пойменного массива. Числа Фруда в верховой части пойменного массива в несколько раз превосходят их величину в основном русле, а при малой шероховатости поймы могут достигать значений больше единицы.

На рис. 3 для верхового (I) и низового (II) створов пойменных массивов (створы 4, 10, 16, 22), расположенных на расстоянии полудлины излучины (III) соответственно выше и ниже вершины

выпуклого берега, приводятся расчетные зависимости $\frac{\lambda}{2i_{fбр}} Fr_n = f\left(\frac{h}{h_{бр}}\right)$ для определения расходов воды и средних скоростей течения. Влияние угла разворота излуины при естественном разбросе экспериментальных точек не прослеживается. Из рис. 3 сле-

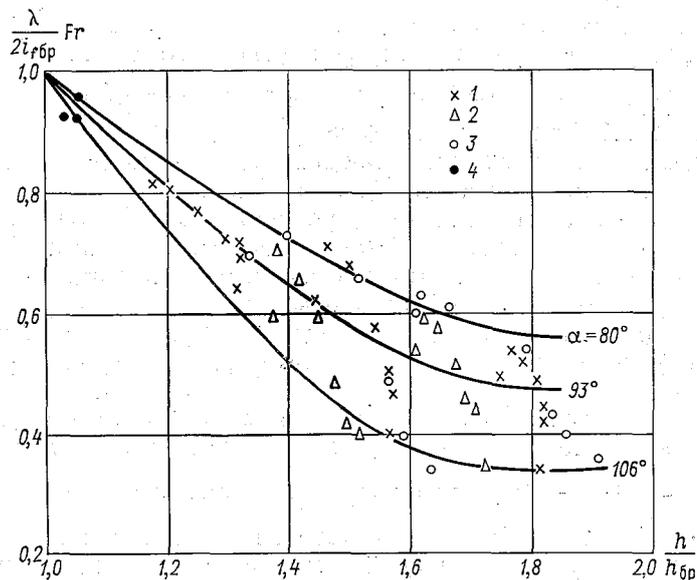


Рис. 2. Зависимость $\frac{\lambda}{2i_{fбр}} Fr = f\left(\frac{h}{h_{бр}}\right)$ для излуины в целом.

1 - $h_{бр} = 9,0$ см, $\Delta_{поймы} = 4,0$ см, $\lambda_n \frac{B-b}{h-h_{бр}} = 2,50 \div 23,4$; 2 - $h_{бр} = 9,0$ см, $\Delta_{поймы} = 2,0$ см, $\lambda_n \frac{B-b}{h-h_{бр}} = 1,81 \div 4,60$; 3 - $h_{бр} = 6,6 \div 10,0$ см (русло с грядовым рельефом дна), $\Delta_{поймы} = 2,0$ см, $\lambda_n \frac{B-b}{h-h_{бр}} = 1,89 \div 5,62$; 4 - $h_{бр} = 19,0$ см, $\Delta_{поймы} = 4,0$ см, $\lambda_n \frac{B-b}{h-h_{бр}} = 47,3 \div 323$.

дует, что расчеты, проводимые по формуле Шези, приводят к занижению средней скорости пойменного потока в верховой части пойменного массива и завышению в низовой. Уменьшение скоростей в низовой части пойменного массива объясняется подпором пойменного потока русловым.

С увеличением наполнения величина подпора уменьшается и при относительной глубине $h/h_{бр} \geq 1,8$ равняется нулю (рис. 3). Увеличение скоростей в верховой части пойменного массива объясняется значительными перепадами свободной поверхности, возникающими при выходе масс жидкости из основного русла на

пойму. Выход русловых масс жидкости на пойму сопровождается резким изменением их направления и увеличением скорости движения в районе бровки вогнутого берега. Из рис. 3 следует, что при $h/h_{бр} \geq 1,8$ стабилизируется влияние руслового потока на увеличение относительной скорости в верховой части пойменного массива.

По результатам проведенных исследований можно сделать вывод, что гидравлический расчет руслового и пойменного потоков для рек с ограниченным меандрированием можно проводить по

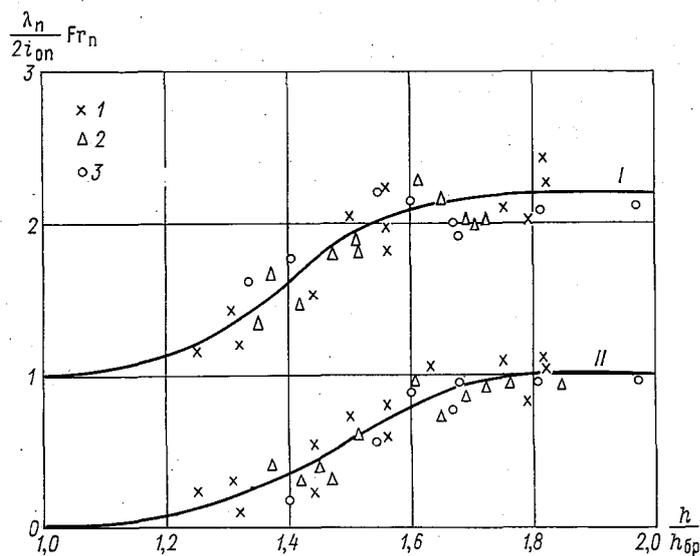


Рис. 3. Зависимость $\frac{\lambda_n}{2i_{0n}} Fr_n = f\left(\frac{h}{h_{бр}}\right)$ для различных створов пойменных массивов.

Верховой (I) и низовой (II) створы.
Усл. обозначения (1-3) см. рис. 2.

формуле Шези лишь с учетом зависимостей, полученных для основного русла и поймы. Зависимости справедливы для относительно шероховатых пойменных массивов $\left(\lambda_n \frac{B-b}{h-h_{бр}} > 1,0\right)$.

Расчетные зависимости апробированы на моделях естественных меандрирующих рек: Воронеж, Олёкма, Тунгуска, Халхин-Гол [6 и др.]. Например, при расчетном уровне обеспеченностью 0,33% для р. Олёкмы [6] имеем следующие исходные гидравлические характеристики: $i_{0n} = 0,001$; $n_n = 0,10$; $\frac{h}{h_{бр}} = 1,84$; $h_n = 6,0$ м.

По формуле Шези получаем скорость на пойме 1,05 м/сек. С учетом зависимостей на рис. 3 средняя скорость пойменного потока для верхового створа пойменного массива должна быть 1,56 м/сек,

а для низового — 1,05 м/сек, что соответствует результатам измерений на модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леви И. И. Моделирование гидравлических явлений. Л., «Энергия», 1967. 235 с.
2. Лойцянский Л. Г. Механика жидкости и газа. М., «Наука», 1973. 904 с.
3. Михалев М. А. Материалы по моделированию некоторых видов движения вязкой жидкости.— Изв. ВНИИГ, т. 108, 1975, с. 27—39.
4. Петров Г. А. Гидравлика переменной массы. Изд-во ХГУ, 1964. 224 с.
5. Рекомендации по учету руслового процесса при проектировании ЛЭП. Л., Гидрометеониздат, 1973. 179 с.
6. Саликов В. Г., Александров Л. Н. Гидравлические исследования и обоснование на моделях мероприятий по защите от подмывов полотна Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, отсыпаемого в воду на участке прижима р. Олекмы.— «Научные исследования по гидротехнике в 1971 году», т. 2, Л., «Энергия», 1973, 80 с.

С. Е. Столяр (ЛГМИ)

ОБ ОДНОЙ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ НЕУСТАНОВИВШЕГОСЯ ДВИЖЕНИЯ РЕЧНОГО ПОТОКА В РУСЛЕ С ПОЙМОЙ

Для описания неустановившегося медленно изменяющегося движения открытого речного потока в беспойменном русле, как известно, применяется одномерная модель течения, состоящая из уравнения неразрывности

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (1)$$

и уравнения динамического равновесия

$$-\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\alpha}{g} \left(\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{v|v|}{C^2 R} + \frac{qv}{g\omega}, \quad (2)$$

где x — продольная координата, отсчитываемая по оси русла; t — время; g — ускорение силы тяжести; $z(x, t)$ — отметка свободной поверхности; $Q(x, t)$ — расход воды; $h(x, t)$ — глубина потока; $\omega(x, h)$ — площадь поперечного сечения потока; $q(x, t)$ — путевой приток на единицу длины русла; $v = Q/\omega$ — средняя по поперечному сечению скорость потока; C — коэффициент Шези; α — коэффициент Кориолиса.

Система уравнений (1) — (2) совместно с соответствующими начальными и граничными условиями при заданной морфометрии русла позволяет сформулировать краевую задачу, для решения которой разработаны численные методы, допускающие реализацию на быстродействующих ЭВМ.

В случае растекания речного потока на пойму гипотезы, лежащие в основе одномерной модели течения в русле, недостаточно точно описывают явление [1]. Более того, пойма может представлять собой столь сложный комплекс рукавов, перемычек и т. д., что даже при больших наполнениях не наблюдается сплошного потока. Поэтому для поймы одномерная схема, описываемая уравнениями (1), (2), непригодна и приходится как-то учитывать неоднородность потока. Для приближенного учета этого обстоятельства можно представить себе пойму в виде совокупности отдельных связанных между собой отсеков, что позволит применить для нее разработанную французскими специалистами двумерную математическую модель [3], предложенную для описания гидравлики

дельты р. Меконг. По этой модели дельта разбивается, по возможности с учетом естественных границ, на систему ячеек, которые имеют довольно значительные размеры. Предполагается, что объем воды V_i в каждой ячейке является однозначной функцией уровня воды z_i , то есть $V_i = V_i(z_i)$. Это равносильно допущению горизонтальности водной поверхности в каждой отдельной ячейке. Вторым основным допущением является гипотеза однозначной зависимости расхода воды Q_{ik}^n , поступающего из ячейки k в ячейку i в момент времени $t = n \Delta t$, от уровней z_i^n и z_k^n в этих ячейках

$$Q_{ik}^n = f(z_i^n, z_k^n), \quad (3)$$

не учитывающая конвективное и локальное ускорения, которые могли бы воздействовать на расход воды при перетекании.

При сделанных предположениях уравнение неразрывности для i -той ячейки принимает вид [3]

$$s_i(z_i) \frac{dz_i}{dt} = p_i(t) + \sum_k Q_{ik}(z_i, z_k), \quad (4)$$

где $s_i(z_i)$ — площадь водной поверхности в i -той ячейке; $p_i(t)$ — расход локального притока воды в i -тую ячейку, не обусловленный перетеканием; z_i, z_k, p_i — функции t ; суммирование по k означает суммирование по смежным с i -той ячейкам. Если значения z_i, z_k, p_i известны для момента времени $t = n \Delta t$, то количество уравнений системы (4), равное количеству ячеек, соответствует количеству неизвестных приращений уровня Δz_i за интервал времени от $n \Delta t$ до $(n+1) \Delta t$.

Предполагается два возможных вида водообмена между соседними ячейками:

а) «речной» тип, при котором имеются лишь регулярные потери напора и нет местных препятствий;

б) «водосливный» тип, когда границами между смежными ячейками служат дамбы, дороги и т. п.

В обоих случаях строится однозначная функция вида (3), характеризующая водообмен между ячейками.

Для расчета неустановившегося движения по всему объекту нужно проинтегрировать систему обыкновенных дифференциальных уравнений (4). Рассмотрение отдельных ячеек как точек плоскости (x, y) позволяет провести аналогию между численным интегрированием системы вида (4) и интегрированием уравнения в частных производных. Использованные в работе [3] конечно-разностные схемы:

а) явная

$$\Delta z_i^n s_i = p_i \Delta t + \Delta t \sum_k Q_{ik}^n$$

и б) неявная

$$\Delta z_i^n s_i = p_i \Delta t + \Delta t \left[\theta \sum_k Q_{ik}^{n+1} + (1-\theta) \sum_k Q_{ik}^n \right],$$

$$0 < \theta < 1,$$

— соответствуют различным разностным аппроксимациям дифференциального уравнения в частных производных параболического типа. Таким образом, имеющееся подобие позволяет воспользоваться известными критериями устойчивости, а в качестве граничных условий считать достаточным задание функций $z(t)$ или $Q(t)$ или $Q(z)$ на внешних границах объекта. Зная начальное распределение отметок уровней z_i^0 , можно пошаговым методом через интервалы времени Δt определить значения z_i^n .

К недостаткам описанной модели, безусловно, следует отнести отсутствие инерционных членов, что применимо для расчета течения на пойме, но может в значительной мере искажать результаты расчетов, если изучаемый объект представляет собой русло с поймой с сильно выраженной нестационарностью течения в русле.

Для подобных случаев можно предложить следующую синтетическую математическую модель течения. Не касаясь сложных и недостаточно изученных вопросов взаимодействия руслового и пойменного потоков [1, 2], будем считать известной с достаточной точностью границу между руслом и поймой. Рассмотрим для простоты одностороннюю пойму, чтобы ее можно было считать односвязной областью, и назовем границу между руслом и поймой внутренней, а внешней — границу поймы, соответствующую границе объекта в смысле модели р. Меконг. Считаем, что движение водного потока в русле описывается уравнениями (1)–(2) с соответствующими граничными и начальными условиями, движение потока на пойме — системой уравнений (4) также с начальными условиями и зависимостями вида (3). Задавая граничное условие на внутренней границе в виде $Q = f(z)$, а на внешней границе поймы — временной зависимостью $z = z(t)$ или $Q = Q(t)$, можем решать краевую задачу для поймы по приведенному выше методу; при этом для расчетов по конечно-разностным схемам на каждом временном шаге $n \Delta t \rightarrow (n+1) \Delta t$ необходимо знать распределение отметок уровня в русле в моменты времени $n \Delta t$. Поэтому совместно с краевой задачей для поймы решается краевая задача для русла в рамках одномерной модели. Взаимодействие руслового и пойменного потоков будет описываться расходной характеристикой $q(x, t)$ путевого притока на единицу длины русла (или частью его, если путевой приток считать алгебраической суммой собственно притока, осадков, испарения и т. д.). Эта расходная характеристика определяется как функция времени на каждом временном шаге расчетов для поймы из вида условий (3) на внутренней границе.

Таким образом, одновременное численное решение двух краевых задач с использованием конечно-разностных методов позволяет рассчитывать неустановившееся движение водного потока в русле с поймой с учетом в необходимой степени эффектов неравномерности и нестационарности течения. Отметим возможность проводить вычисления с различными шагами по времени для расчетов течения в русле и пойме.

Трудности применения данной модели связаны с заданием условий $Q = f(z)$ на внутренней границе поймы и русла, определением самой внутренней границы, заданием зависимостей (3), неучетом русловых деформаций и т. д. Однако от тех же недостатков не свободны и обе использованные модели течения в отдельности, а возможности предлагаемой синтетической модели шире.

Автор благодарен М. С. Грушевскому за ценные замечания, высказанные при обсуждении настоящей статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грушевский М. С. Волны попусков и паводков в реках. Л., Гидрометеоздат, 1969, 340 с.
2. Федосеев В. А. Изоляция русла от поймы и ее учет при одномерной схематизации неустановившегося движения воды. Автореферат дисс. на соискание уч. степ. канд. техн. наук, ВИА им. А. Ф. Можайского. Л., 1973.
3. D. Zanobetti, H. Lorgere, A. Preissman, J. A. Cunge. Mekong Delta Mathematical Model Programm Construction.— J. Waterways and Harbours Div., Proc. ASCE, May, 1970, p. 181—199.

Н. К. Серков (ГГИ)

О МЕТОДЕ СТАНДАРТНОЙ КРИВОЙ (СТАУТА) ВЫЧИСЛЕНИЯ ЕЖЕДНЕВНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ

В последнее время в связи с созданием автоматизированной системы обработки гидрологических данных внимание многих исследователей привлекла задача разработки унифицированного метода вычисления ежедневных расходов воды (ЕРВ). Появление такого метода, применимого для широкого класса рек с различными типами гидрологического режима, позволило бы отказаться от большого числа вычислительных схем и приемов, обычно используемых при ручной обработке, и успешно осуществить автоматизацию подсчета стока.

По всей видимости, претендующий на известную универсальность унифицированный метод подсчета ЕРВ должен быть «комбинированным», т. е. основываться на использовании гидравлических закономерностей протекания воды в русле, отражающихся в связи расхода Q с уровнем H — с одной стороны, и на представлении о непрерывности процесса стока во времени, служащем предпосылкой для интерполяции — с другой. Примерами комбинированных методов могут служить метод переходных коэффициентов $k_{зар}$ [6], аппроксимационно-интерполяционный метод [2] и др.

К комбинированным методам относится и метод стандартной кривой (метод Стаута), впервые примененный Т. Ф. Эйпре [10] в качестве унифицированного метода, развиваемый в настоящее время рядом авторов.

Напомним, в чем состоит метод Стаута. Вычислительную процедуру можно разбить на два основных этапа. На первом этапе строится стандартная (нормальная) кривая в координатах (Q , H) как некоторая осредняющая кривая в поле точек, соответствующих измеренным значениям расходов и уровней за тот или иной промежуток времени (период, год или несколько лет). Обозначим уравнение этой кривой через

$$Q = f(H). \quad (1)$$

Соответствие (1) должно быть взаимно однозначным. (Как справедливо отмечает Ю. Н. Иванов [4], из физических соображений вытекают неравенства $dQ/dH > 0$, $d^2Q/dH^2 > 0$). Обозначим обратную функцию через φ

$$H = \varphi(Q). \quad (2)$$

Далее, на дни измерений расхода вычисляются так называемые поправки Стаута по формуле

$$\Delta H = \varphi(Q_{\text{изм}}) - H_{\text{изм}}, \quad (3)$$

где $H_{\text{изм}}$, $Q_{\text{изм}}$ — измеренные значения уровня и расхода соответственно.

На втором этапе полученные значения поправок интерполируются во времени, так что восстанавливается непрерывная функция $\Delta H(T)$.

Для получения искомого значения ежедневного расхода $Q_{\text{еж}}(T)$ значение ежедневной поправки $\Delta H(T)$ прибавляется к соответствующему среднему суточному значению уровня $H(T)$

$$H'_{\text{еж}} = H(T) + \Delta H(T). \quad (4)$$

и вычисляется значение

$$Q_{\text{еж}} = f(H'_{\text{еж}}). \quad (5)$$

Смысл использования поправок Стаута состоит в том, что они «исправляют» уровни, искажаемые размывами или отложениями, до величин, при которых делается верной построенная предварительно «нормальная» кривая расходов [7].

Рассмотрим каждый из этапов реализации метода Стаута более детально. Сначала о чисто математических особенностях построения стандартной кривой. При использовании ЭВМ уравнение этой кривой обычно отыскивают по способу наименьших квадратов, причем в качестве аппроксимирующего выражения выбирают полином

$$f(H) = c_0 + c_1 H + \dots + c_m H^m, \quad (6)$$

степенную функцию [4]

$$f(H) = c_0 (H - H_0)^{c_1} \quad (7)$$

(H_0 — уровень, соответствующий нулевому расходу) или более сложные зависимости [1].

При выборе аппроксимирующего выражения следует учитывать, что вычислительная процедура метода Стаута предполагает однозначную разрешимость уравнения (1) для всякого измеренного значения расхода $Q = Q_{\text{изм}}$. Это условие всегда выполняется при использовании выражения (7). В других случаях могут возникнуть ситуации, схематически изображенные на рис. 1. (Конкретный пример приведен в [1].) Поэтому приходится прибегать к искусственным приемам, например, фиксировать в (6) значение свободного

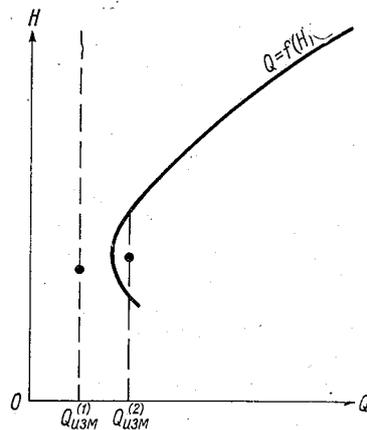


Рис. 1. Случаи, недопустимые для вычислительной процедуры метода Стаута.

члена $c_0 = 0$ (так, чтобы кривая проходила через начало координат) и оптимизировать остальные параметры c_1, \dots, c_m .

Теперь о «физике» вопроса. Ясно, что построенная на основании измерений (Q, H) за год или несколько лет стандартная кривая (в случае отсутствия устойчивой однозначной связи) «не выражает какой-либо имеющей реальный смысл связи между расходом и уровнем...» [6]. Она имеет некоторый смысл лишь при достаточно коротком периоде, по измерениям в течение которого строится стандартная кривая. Сказанное подтверждается исследованиями А. Е. Восканяна, пришедшего в результате обработки многочисленных фактических материалов по горным рекам к выводу о том, что метод Стаута дает лучшие результаты при использовании временных кривых, чем годовых или многолетних.

На втором этапе реализации метода Стаута возникает задача восстановления известной лишь в дискретных точках (на дни измерений расхода) функции поправок ΔH до функции, определенной на всем рассматриваемом промежутке времени. Существует два способа такого восстановления: проведение кривой точно через известные точки (интерполяция в строгом смысле) и с осреднением между точками (аппроксимация).

Математическим средством восстановления функции ΔH может быть линейная интерполяция, сплайн-интерполяция [9] — в первом случае или упоминавшаяся выше аппроксимация по методу наименьших квадратов — во втором. Отметим, что, поскольку зависимость $\Delta H = f(T)$ носит, как правило, сложный, многоэкстремальный характер, использование в качестве аппроксимирующей функции полинома вида (6), единого для всего рассматриваемого промежутка [3], по-видимому, нецелесообразно. Лучшие результаты могут быть достигнуты при применении сплайн-аппроксимации [11, 12].

С физической точки зрения вопрос о том, каким образом восстанавливать функцию ΔH , должен решаться в зависимости от причин, вызывающих отклонение точек измеренных расходов от стандартной кривой. Если поправки обусловлены случайными причинами, естественно применять сглаживание, если же они не случайны, а отражают направленный характер изменений условий протекания воды через рассматриваемый створ, например русловых деформаций (или развития растительности), то правомерной представляется интерполяция. Беда в том, что при автоматизированном применении метода Стаута анализ природы поправок достаточно сложен и, как правило, не производится.

Отдельно остановимся на способе так называемой оптимальной интерполяции поправок [5, 8]. Этот способ встречает два принципиальных возражения. Во-первых, оптимальной интерполяции присущ эффект сглаживания естественной изменчивости (дисперсии) процесса, эта интерполяция отнюдь не является «одним из способов сглаживания случайных ошибок измерения», как думают авторы [5]. (Хотя ошибки измерения и сглаживаются, но вместе с ними неизбежно сглаживается и часть естественной изменчиво-

сти процесса.) Во-вторых, применение оптимальной интерполяции предполагает знание автокорреляционной функции процесса. Между тем не вполне ясно, каким образом получать надежные оценки этой функции при существующей частоте измерений расходов воды.

Анализ вычислительной схемы метода Стаута показывает, что в основе его лежит предположение об определяющей роли стандартной кривой в вычислении ЕРВ. Для того чтобы лучше проиллюстрировать особенности, присущие этому методу, рассмотрим один частный случай. Пусть на некотором временном интервале поправки располагаются так, что всякий «разумный» способ их интерполяции дает $\Delta H(T) = C = \text{const}$ при $T_1 \leq T \leq T_2$ (рис. 2 а), где T_1, T_2 — два соседних момента измерения расхода.

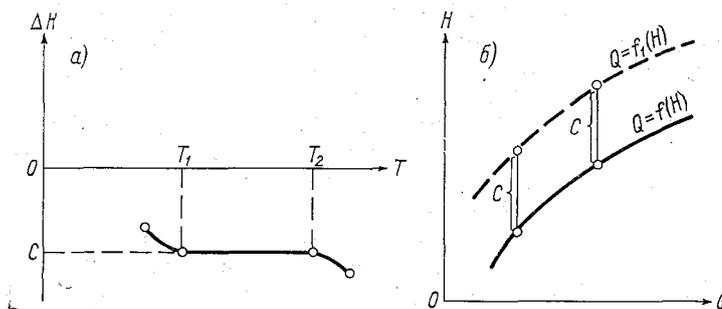


Рис. 2. Поправка $\Delta H(T) = C = \text{const}$ на интервале $[T_1, T_2]$ (а) и расчетная кривая $Q = f_1(H)$ получающаяся из стандартной кривой $Q = f(H)$ сдвигом на величину C вдоль оси H (б).

Тогда для всех значений T из интервала $[T_1, T_2]$ применение метода Стаута равносильно, как легко видеть, подсчету стока по кривой расходов $Q = f_1(H)$, получающейся из стандартной кривой $Q = f(H)$ сдвигом на величину C вдоль оси H (рис. 2 б):

$$f_1(H) = f(H - C) \quad (8)$$

или, обозначая соответствующие обратные функции через φ_1 и φ ,

$$\varphi_1(Q) = \varphi(Q) + C. \quad (9)$$

Таким образом, применение метода Стаута предполагает в рассматриваемом случае, что характер изменения функций φ и φ_1 при $T_1 \leq T \leq T_2$ идентичен:

$$\frac{d\varphi_1}{dQ} = \frac{d\varphi}{dQ}. \quad (10)$$

Но $d\varphi/dQ$ есть производная от функции, обратной к стандартной кривой, и вместе с ней «реального физического смысла», вообще говоря, не имеет.

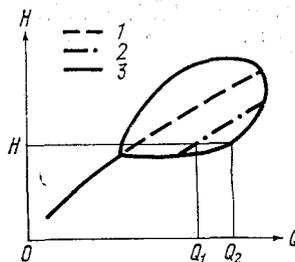
Предположим далее, что между расходом и уровнем на интервале $[T_1, T_2]$ существует четко выраженная однозначная связь $Q = f(H)$, а отклонения $\Delta H(T_1)$ и $\Delta H(T_2)$ вызваны случайными

ошибками измерений. Тогда за весь период $[T_1, T_2]$ применение метода Стаута приводит к абсурдному результату: вместо того, чтобы считать сток по кривой $Q = f(H)$, мы считаем его по кривой $Q = f_1(H)$.

Рисунок 3 иллюстрирует погрешность, возникающую при применении метода Стаута в том случае, когда однозначная связь $Q(H)$ отсутствует, но четко выражена многозначная связь — «паводочная петля» (случай, характерный в частности для равнинных рек с малым уклоном водной поверхности).

Рис. 3. Применение метода Стаута в случае наличия «паводочной петли».

1 — стандартная кривая,
2 — расчетная кривая, 3 — фактическая кривая.



В настоящей работе рассматривался только классический вариант метода Стаута — метод поправок « ΔH », хотя более удобной для машинной реализации является другая модификация — метод поправок « ΔQ ». (Вычислять функцию $f(H)$ проще, чем решать уравнение (1).) Все сказанное выше распространяется, с очевидными изменениями, и на этот случай. Отметим, что результаты расчета по двум упомянутым выше вариантам метода Стаута, вообще говоря, не совпадают, что является еще одним из его недостатков.

Из сказанного можно сделать вывод о целесообразности применения метода Стаута только для сложных случаев значительных русловых деформаций, когда применение других известных методов учета стока затруднено. Изложенные выше соображения давно подкреплены практикой работников гидрологической сети, применяющих метод Стаута очень редко.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бачу-Николае Шт. Математическое выражение кривой расхода.— Доклад на семинаре по разделу 1 темы: СРВО СЭВ 1А-1.01. НРБ, София, 1974.
2. Габецадзе Т. Г., Серков Н. К., Саркисян В. О. К методике определения стока горных рек.— Тезисы докладов II Всесоюзной конференции молодых ученых Гидрометслужбы. Обнинск, изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1976, с. 41—43.
3. Григорьев В. И. и др. Алгоритмы и система программ для расчета на ЭВМ ежедневных расходов воды.— «Тр. ВНИИГМИ—МЦД», вып. 32 (в печати.)
4. Иванов Ю. Н. О выборе уравнения для аппроксимации кривой расходов воды.— «Тр. САРНИГМИ», 1977, вып. 52(133), с. 77—94.
5. Методические рекомендации по измерению расходов воды и вычислению стока на реках с неустойчивым руслом. Л., изд. ГГИ, 1975. 56 с.

6. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6, ч. 3, Л., Гидрометеиздат, 1959. 291 с.
7. Огиевский А. В. Гидрометрия и производство гидрометрических работ. М.—Л., ОНТИ, 1937. 342 с.
8. Савельева А. В. Применение оптимальной интерполяции поправок к уровням для вычисления стока р. Амударья на ЭВМ.—«Тр. НИИАК», 1973, вып. 87, с. 47—64.
9. Серков Н. К. Применение сплайн-функций к вычислению ежедневных расходов воды с использованием ЭВМ.—«Тр. ГГИ», 1975, вып. 226, с. 24—30.
10. Эйпре Т. Ф. Анализ способов вычисления ежедневных расходов воды. Л., Гидрометеиздат 1961. 88 с.
11. Ferguson I. and Staley P. A. Least squares piecewise cubic curve fitting. *Com. ACM*, vol. 16, N 8, 1973, p. 380—382.
12. Reinsch C. H. Smoothing by spline functions. *Numer. Math.*, 10, N 3, 1967, p. 177—183.

Н. М. Табакаев (ЛГМИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ШЕЛЬФА

Одним из направлений в изучении литодинамических процессов на шельфе является описание массовых перемещений наносов в прибрежной зоне [3]. Обычно рассматривается перемещение некоторых форм рельефа. Работы по изучению заносимости водозаборного ковша Сахалинской ГРЭС, проведенные Ленинградским Гидрометеорологическим институтом, позволили говорить о том, что на берегах определенных типов существуют относительно стабильные по своему местоположению зоны, определяемые как по морфометрическим, так и вещественным характеристикам наносов. Зоны обладают внутренней энергетической связью, между ними происходит обмен энергией и массой. При этом обмен происходит дискретно и его величина зависит от конкретной гидродинамической ситуации и ряда физических параметров, характеризующих состав участвующего в процессе материала (вещественный и механический составы наносов и так далее).

Выделение подобных стабильных зон дает возможность ввести для исследования литодинамики шельфа понятие образа. Образ в широком смысле слова — это область в пространстве признаков, выделенная в соответствии с определенной целью. Для выделения таких областей разработан ряд классификационных методов (естественные ортогональные функции, метод главных компонент и др.). Дальнейшее исследование образа может идти по двум направлениям.

1. Математическое описание законов существования образов, поиски критериев устойчивости образа.

2. Выделение образа на исследуемом регионе с учетом предположения об идентичности центральных точек всему образу, вызывающее уменьшение объема полевых работ. Это позволяет увеличить частоту съемок и перейти к статистической обработке материала на основе какой-либо гипотезы.

В настоящей работе используется второй путь поиска прогноз-стической оценки динамики образа. Рабочей гипотезой является предположение о существовании периодических изменений структуры образа. Идея периодичности довольно широко применяется в современной науке [4, 8]. Периодичность является элементом

природной симметрии — основы системного анализа физических процессов. Рассмотрим, к примеру, такой частный случай, как перестройка береговой зоны во время шторма и при длительных штилях и зыби. Во время штормового волнения происходит общее углубление прибрежной зоны и рост пляжа в высоту с соответствующим уменьшением в ширину. При длительных периодах штилей и зыби наблюдается обратная картина, причем эти явления отмечаются при штормах любого направления, любой интенсивности (кроме катастрофических штормов), на берегах любых типов [3]. Береговая зона проходит цикл своего развития от какого-то исходного состояния (оно может быть любым) через ряд промежуточных состояний, возвращаясь к своему первоначальному виду. Циклический характер носит и береговой сток рек. Максимум твердого стока приходится на период паводка при выраженном гидрографе.

Анализ батиметрических и грунтовых съемок 1973—1976 гг., проведенных в районе ГРЭС, позволил сделать три принципиальных вывода о перемещении наносов на исследуемом участке.

1. Период штилей и зыби приводит к упрощению вещественного состава наносов, создавая более или менее однородное поле, в основном, супесчанистого и суглинистого состава, и формирует сложные аккумулятивные структуры дна.

2. Штормовое волнение свыше 5—6 баллов разрушает эту относительную однородность вещественного состава и приводит к упрощению морфологии дна, стремясь сделать ее энергетически уравновешенной.

3. Существуют довольно постоянные по местоположению районы, претерпевающие сходные изменения от одной штормовой ситуации к другой.

Анализируя два первых вывода, основываясь на предположении о цикличности береговых процессов, мы пришли к идее геодинамического цикла, под которым понимается вся совокупность процессов, обуславливающих перераспределение наносов и деформацию дна за некоторый условный штормовой период. Условный в том смысле, что под ним подразумевается не какой-либо конкретный или средний шторм, а волнение, создающее максимальное упрощение поверхности дна и максимальное усложнение вещественного состава наносов. Прекращение волнения меняет картину на обратную: вещественный состав наносов упрощается, а морфология дна за счет появления аккумулятивных форм снова становится сложной. Этот цикл может быть изображен серией промерных карт.

Геодинамический цикл дает лишь тенденцию процесса, не учитывая те многочисленные изменения, которые возникают во время его развития. Естественно, что только при идентичном развитии процесса цикл может в точности повторяться. Подобных явлений в природе не существует. Для количественной оценки изменения объектов дна, а также для анализа периодичностей в геодинамическом цикле необходим достаточный ряд наблюдений за исследу-

емыми величинами. Любые работы, проводимые на шельфе, связаны с большими финансовыми и материальными затратами. Получение простой батиметрической карты требует несколько недель кропотливой полевой и камеральной работы. Для уменьшения объема полевых работ и получения возможности автоматической обработки информации, учитывая третий вывод, можно применить классификационные свойства теории распознавания образов (ТРО). Она позволяет выделять донные объекты по целому комплексу признаков.

Метод распознавания образов относится по своей сути к методам объективного анализа информации и довольно широко применяется в различных областях науки и техники [1, 2, 7]. Основные этапы по ТРО следующие.

1. Подробное изучение распознаваемых объектов для проведения оптимального расчета. В нашем случае требуется выделение стабильных и активных зон по ряду признаков, характеризующих донные объекты. Основным условием проведения этого этапа работ являлось предположение о присутствии на исследуемом регионе периодически меняющихся геоморфологических групп.

2. Выделение репрезентативных признаков. Этот этап — один из наиболее сложных в решении поставленной задачи. Однако он упрощается благодаря относительной простоте изучаемого объекта, который существует в виде какого-то донного образования и довольно широко просматривается как на батиметрических, так и на геологических картах, построенных определенным образом. Поэтому объект может быть описан признаками, позволяющими как-то выделить его из имеющегося в нашем распоряжении полевого материала.

За репрезентативные признаки принимались наиболее изменчивые и поэтому наиболее информативные свойства донных объектов нашего региона: ΔH — превышение отметок дна над относительной нулевой поверхностью; K_n — коэффициент неоднородности вещественного состава дна; (0,1—0,25) — содержание фракций 0,1—0,25 мм в пробах грунта дна; Zr, Ti, Cr — содержание в пробах грунта дна циркония, титана и хрома соответственно.

Субъективный выбор признаков, проведенный в предлагаемой работе, может быть заменен объективным анализом всех имеющихся в нашем распоряжении признаков с выделением из них наиболее информативных. Для этой цели предпочтительнее всего использовать факторный анализ [9].

3. Выбор алгоритма распознавания. Для расчета использовался впервые описанный Р. К. Примом алгоритм кратчайшей связывающей сети КСС [6]. В принципе подобная задача решается в теории графов. Вершинами графов в данном случае являются заданные точки, а решение находится в виде кратчайшего поддерева этого графа.

4. Оценка произведенной классификации. Оценка проводилась по обеспеченности суммарных длин звеньев и ниже ее значение принималось $\approx 90\%$.

По вышеизложенной схеме были обработаны синхронные геологические и батиметрические съемки за 1973—1975 гг. Для примера приведен один из результатов расчета (рис. 1). Выполненная объективная классификация донных объектов позволила не только выделить однородные по ряду признаков классы, но и интерпретировать ранее известные факты с новых позиций. На основании работ экспедиции по изучению заносимости водозаборного ковша Сахалинской ГРЭС можно говорить о нескольких характерных зонах

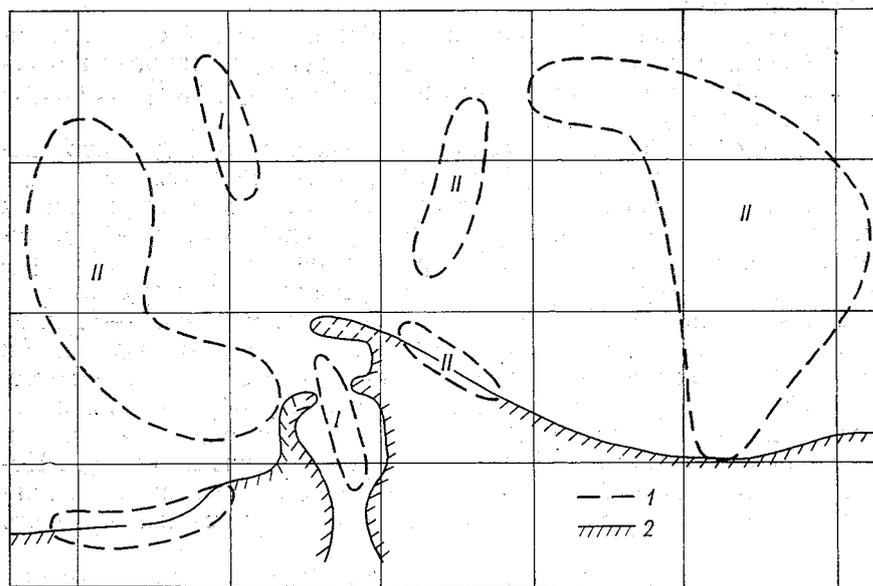


Рис. 1. Результат обработки совместных грунтовой и батиметрической съемок (20 VII—22 VII 1973 г.) по распознаванию образов.

1 — граница классов; 2 — береговая линия. Римские цифры — номер класса.

прибрежного района. На траверсе водозаборного ковша существует эрозионная ложбина, подтверждающая общую картину деформации береговой зоны при построении на ней гидротехнического сооружения [3]. Эта ложбина соответствует классу I. В то же время при определяющем переносе с юга на север аккумулятивного материала в данном районе с северной стороны гидротехнического сооружения наблюдается активная абразия берега, также класса I.

Таким образом, можно сказать, что класс I данного района соответствует зонам эрозионной деятельности.

Класс II относится к аккумулятивным зонам, что также подтверждается классической теорией формирования береговой зоны при антропогенном воздействии на нее.

На основании анализа полевого материала и в результате проведенных расчетов получено представление о существовании ло-

кальных относительно стабильных и относительно активных объектов дна. Изучение репрезентативных признаков в нескольких характерных точках этих объектов позволит выявить основные закономерности функционирования прибрежной зоны как цельной геоморфологической системы.

Предлагаемый метод прогностического решения динамики наносов шельфа может быть реализован при помощи рядов Фурье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алгоритмы обучения распознаванию образов. В сб.: «Советское радио», М., 1973, 201 с.
2. Вапник В. Н., Червоненкис А. Я. Теория распознавания образов. М., «Наука», 1974, 415 с.
3. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд. АН СССР, 1962, 710 с.
4. Кулаков Ю. И. Элементы теории физических структур. Новосибирск, Изд. АН СССР, 1968, 226 с.
5. Николаев Ю. В. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1969, 64 с.
6. Прим Р. К. Кратчайшие связывающие сети и некоторые обобщения.— Кибернетический сборник, № 2, М., 1961, с. 95—108.
7. Скляренко В. Л., Смирнов В. П. О применении многомерного анализа в гидрологии.— АН СССР, Ин-т биологии внутренних вод, вып. 26 (29), Л., «Наука», 1974, с. 180—206.
8. Урманцев Ю. А. Симметрия природы и природа симметрии. М., Наука, 1974, 229 с.
9. Харман Г. Современный факторный анализ. М., «Наука», 1972, 486 с.

В. И. Теплов (ГГИ)

ПРИМЕНЕНИЕ ТРОХОИДАЛЬНОЙ ТЕОРИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СООТНОШЕНИЙ МЕЖДУ ЭЛЕМЕНТАМИ ВОЛН НА ПОПУТНЫХ И ВСТРЕЧНЫХ ТЕЧЕНИЯХ

В 1802 г. Герстнер установил, что частицы жидкости идеальных волн зыби движутся по круговым орбитам, радиусы которых убывают с глубиной по экспоненциальному закону, а профиль волны имеет форму трохойды — кривой, описываемой точкой круга, катящегося без скольжения по прямой. Рэнкин (1863), рассматривая кинематическую схему конического маятника, высота которого равна радиусу круга, катящегося без скольжения по прямой, вторично получил формулы Герстнера [1].

Считается (см. например, [2]), что трохойдальная теория не может описать свойства реальных ветровых волн, так как не учитывает их нерегулярность. Эта теория является единственной теорией, допускающей существование волн с предельной крутизной $(h/\lambda)_{\text{пред}} = 1/\pi$ (для циклоидального профиля), тогда как общепринятое значение $(h/\lambda)_{\text{пред}} = 1/7$. Наблюдения над ветровыми волнами в лотке показали [5], что на попутных течениях крутизна развитых устойчивых ветровых волн может достигать значения $h/\lambda = 1/5,5$, а в начале волнообразования на малых длинах разгона ветровые волны имеют профиль, близкий к циклоидальному. Это обстоятельство указывает на возможность применения трохойдальной теории для поверхностных волн на движущейся воде.

В настоящей статье предлагается кинематическое исследование волнового движения на поверхности стоячей и движущейся воды, основанное на использовании кинематической схемы катящегося круга.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Допустим, что поверхностные волны как на стоячей воде, так и при наличии течений двумерны, а движение частиц жидкости в них плоскопараллельно. Для определения плоского движения тела по правилам теоретической механики достаточно знать движение некоторой плоской фигуры в ее плоскости. Поскольку про-

филь волн на поверхности стоячей и движущейся воды напоминает трохойду, то этой фигурой может быть круг, катящийся без скольжения по прямой. Рассмотрим движение этого круга и точки на нем, которая соответствует положению поверхностной частицы жидкости, с помощью приемов теоретической механики, учитывая при этом своеобразие волнового движения жидкости. Если положение мгновенного центра скоростей плоского круга известно, то достаточно знать скорость какой-нибудь одной точки круга и ее расстояние до мгновенного центра скоростей, чтобы определить скорость любой другой точки круга, которая равна скорости этой точки при повороте фигуры вокруг мгновенного центра скоростей [4].

В общем случае при наличии переносного течения абсолютное движение центра катящегося круга относительно неподвижной системы координат можно рассматривать как сложное движение, состоящее из двух одновременных движений: движение центра по отношению к подвижной системе координат, связанной с жидкостью (относительное движение), и движения центра вместе с подвижной системой координат по отношению к неподвижной системе координат (переносное движение).

Абсолютная скорость центра круга, или скорость распространения волны, на основании теоремы о сложении скоростей, равна геометрической сумме его переносной и относительной скоростей. Переносной скоростью является скорость течения v_t , которая не зависит от размеров волн. Относительная скорость центра круга c_r — скорость распространения волны относительно неподвижной воды зависит от радиуса круга, катящегося с постоянной угловой скоростью, которая не зависит от выбора полюса.

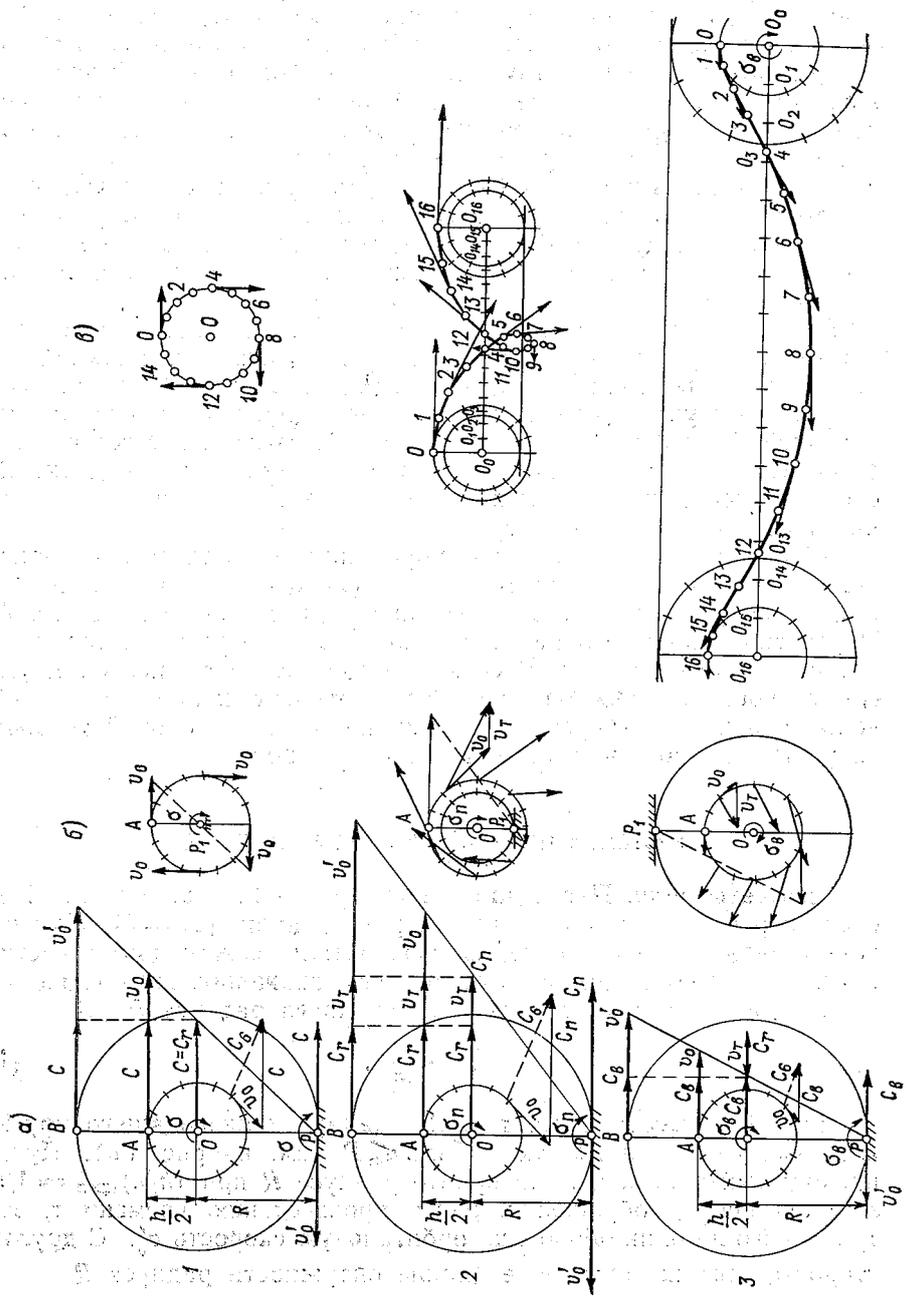
КИНЕМАТИКА ВОЛН НА СТОЯЧЕЙ ВОДЕ

Элементы волн. Пусть длина волн равна λ , а высота h . Скорость переносного течения примем равной нулю ($v_t = 0$). Длиной волны является расстояние по горизонтали между двумя частицами воды, находящимися в одной фазе движения, геометрически равное длине окружности катящегося круга радиуса R [1]

$$R = \frac{\lambda}{2\pi}. \quad (1)$$

Если h — высота волн, то $h/2$ — радиус производящего круга, изменяющийся в пределах $0 \leq h/2 \leq R$ (см. на рис. 1 а). Путь, проходимый частицей B по орбите радиуса R при $(h/\lambda)_{\text{пред}} = 1/\pi$ за один период обращения, равен произведению времени τ , затраченного на один оборот, на орбитальную скорость v'_0 . С другой стороны, этот же путь равен длине окружности радиуса R

$$v'_0 \tau = 2\pi R; \quad \tau = \frac{2\pi R}{v'_0}. \quad (2)$$



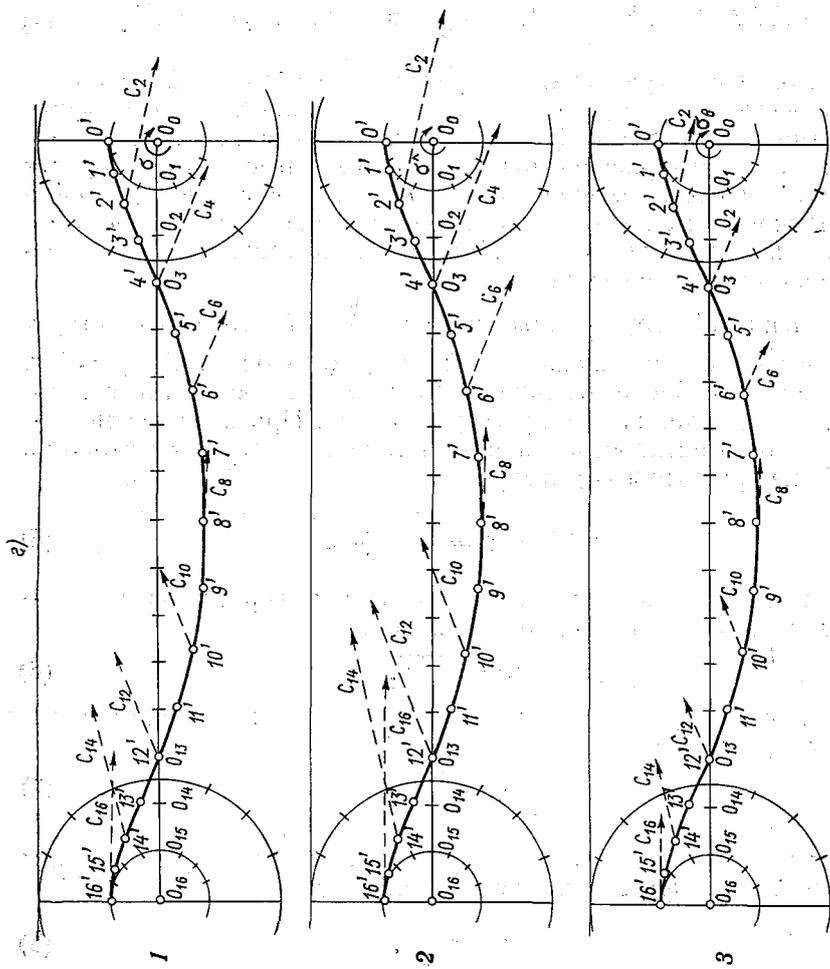


Рис. 1. Определение соотношений между элементами волн:

1 — на спокойной воде, 2 — на попутном течении, 3 — на встречном течении; а) кинематическая схема движения, б) определение положения углового центра скорости, в) траектории поверхностных частиц жидкости, г) профили волн.

За время τ центр круга пройдет путь λ со скоростью c

$$\tau = \frac{\lambda}{c} = \frac{2\pi R}{c}. \quad (3)$$

Из (2) и (3) следует, что $v'_0 = c$. Это равенство возможно только при условии, если центр круга O делит пополам отрезок BP , соединяющий точку B с мгновенным центром скоростей P , т. е. $BO = OP = R$ и круг радиуса R катится без скольжения по прямой. Зная положение мгновенного центра скоростей, определим скорость центра круга, катящегося относительно неподвижной водной среды. Для этого на основании теоремы об изменении кинетической энергии точки составим уравнение баланса энергии для поверхностной частицы при переходе ее с вершины волны к подошве

$$\frac{m(c + v_0)^2}{2} - \frac{m(c - v_0)^2}{2} = mg \left[\left(R + \frac{h}{2} \right) - \left(R - \frac{h}{2} \right) \right]. \quad (4)$$

В левой части уравнения (4) учтено, что абсолютная мгновенная скорость поверхностной частицы, находящейся на профиле волны (например, точка A , см. на рис. 1 а), состоит из двух скоростей: скорости распространения волны (мгновенной скорости передачи волнового возмущения от частицы к частице) c , и орбитальной скорости v_0 , которой обладает эта частица в течение всего времени прохождения волны. Правая часть уравнения представляет собой работу силы тяжести.

Уравнение (4) справедливо при $0 \leq \frac{h}{2} \leq R$, что соответствует крутизне волн от исчезающе малой до предельной $(h/\lambda)_{\text{пред}} = 1/\pi$. Таким образом, распределение мгновенных скоростей точек катящегося круга такое же, как у твердого тела. При предельной крутизне скорость распространения волн равна орбитальной скорости $c = v'_0$ и из уравнения (4) следует

$$c = \sqrt{gR} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}. \quad (5)$$

Так как вода неподвижна, то абсолютная скорость распространения волны равна относительной скорости

$$c = c_r = \sqrt{gR}. \quad (6)$$

Угловая скорость вращения круга в неподвижной системе координат

$$\sigma = \frac{c}{R}. \quad (7)$$

Орбитальная скорость поверхностной частицы A , вращающейся относительно центра O с угловой скоростью σ

$$v_0 = \sigma \frac{h}{2}. \quad (8)$$

Эта же зависимость может быть получена, исходя из подобия треугольников (см. на рис. 1 а)

$$\sigma = \frac{c}{R} = \frac{c + v_0}{R + \frac{h}{2}}, \quad (9)$$

откуда

$$v_0 = \frac{c}{R} \cdot \frac{h}{2}. \quad (10)$$

Период волн равен

$$\tau = \frac{\lambda}{c} = \frac{2\pi R}{c} = \frac{2\pi}{\sigma}. \quad (11)$$

Расстояние от центра круга до мгновенного центра скоростей не может быть больше глубины H , так как движение этого круга отражает движение жидкости, ограниченной линией дна. Поэтому формула (5) справедлива, если $R \leq H$. С увеличением длины волны круг деформируется, а расстояние от центра фигуры до мгновенного центра скоростей остается постоянным и равным H . В этом случае формула (5) приобретет вид формулы Лагранжа

$$c_{кр} = (c_r)_{пред} = c_{пред} = \sqrt{gH}. \quad (12)$$

Значение критической глубины $H_{кр}$, при которой волна длиной λ начинает испытывать влияние дна, равно

$$H_{кр} = R = \frac{\lambda}{2\pi}. \quad (13)$$

Критическая длина волны $\lambda_{кр}$, с превышением которой волна становится мелководной для глубины H , равна

$$\lambda_{кр} = 2\pi H. \quad (14)$$

Траектория поверхностной частицы. Орбитальная скорость поверхностной частицы при равномерном качении круга постоянна по модулю, но ее направление изменяется: на гребне волны оно совпадает с направлением распространения волны, а в ложбине направления противоположны. Прямая, соединяющая концы векторов v_0 (см. на рис. 1 б), и прямая, соединяющая соответствующие точки (например, 0 и 8) и перпендикулярная к направлениям векторов скоростей этих точек, пересекаются в точке P_1 [4]. Мгновенный центр орбитальных скоростей P_1 в этом случае совпадает с центром круга O : частица движется равномерно по круговой орбите радиуса $h/2$ вокруг неподвижного центра вращения O (см. на рис. 1 в).

Профиль волны. Мгновенный профиль волн образуется частицами жидкости, совершающими круговое движение по одинаковым орбитам со сдвигом по фазе и оказавшимися в данный момент времени на поверхности жидкости. Поэтому для графического построения профиля можно изобразить траекторию одной частицы и

последовательным переходом от точки к точке на ней, произвести развертку процесса не только в пространстве, но и во времени. Разделим круг на произвольное число равных частей, например, на 16, и пронумеруем точки (рис. 1.1 в). Отложим по горизонтали отрезок $O_0O_{16} = \lambda$ и также разделим его на 16 частей. При перемещении волны на $1/16\lambda$ в направлении ее распространения частица за время $1/16\tau$ перейдет из любой отмеченной точки траектории в следующую. Графически это выражается в том, что катящийся круг, вращаясь в ту же сторону, что и производящий круг, перемещается справа налево, т. е. навстречу движению волны по направляющей, расположенной сверху круга качения.

Для нахождения точек профиля проведем из полученных центров $O_0, O_1, O_2, O_3, \dots, O_{16}$ отрезки прямых, параллельные и равные отрезкам $O_0O_1, O_1O_2, O_2O_3, \dots, O_{15}O_{16}$ с траектории рис. 1.1 в. Соединив полученные точки $1', 2', 3', \dots, 16'$ плавной кривой, получим профиль волны, представляющий собой трохойду.

Перенеся в полученные точки $1', 2', 3', \dots, 16'$ профиля волны векторы скоростей $C_1, C_2, C_3, \dots, C_{16}$ равные геометрической сумме скорости волны и орбитальной скорости поверхностной частицы с рис. 1 а (для примера показано построение вектора C_6), получим распределение абсолютных мгновенных скоростей в различных точках профиля волны: за гребнем волны движение точек профиля нисходящее, а перед гребнем — восходящее.

КИНЕМАТИКА ВОЛН НА ПОПУТНЫХ И ВСТРЕЧНЫХ ТЕЧЕНИЯХ

Элементы волн. Допустим, имеется водный поток, скорость которого v_T постоянна и неизменна по глубине. Образовавшиеся на его поверхности волны длиной λ и высотой h распространяются со скоростями c_H в попутном или c_B во встречном течении направлении. Длиной волны на течениях, так же, как и на стоячей воде, является расстояние по горизонтали между двумя частицами воды, находящимися в одной фазе движения, геометрически равное длине окружности радиуса $R = \lambda/2\pi$ катящейся без скольжения по прямой. Радиус производящего круга, как и на стоячей воде, изменяется в пределах $0 \leq h/2 < R$ (см. на рис. 2 а, 3 а). Поскольку период обращения частиц жидкости на траекториях равен периоду волны, то и распределение мгновенных скоростей точек катящегося круга такое же, как у твердого тела.

Скорость центра круга радиуса R относительно подвижной системы координат, т. е. относительно неподвижной воды, как это показано выше, определяется по выражению (6).

На основании теоремы о сложении скоростей найдем

$$c_H = c_r + v_T = \sqrt{gR} + v_T, \quad (15)$$

$$c_B = c_r - v_T = \sqrt{gR} - v_T. \quad (16)$$

Найдем угловую скорость круга относительно неподвижной системы координат (см. на рис. 2 а, 3 а)

$$\sigma_{\text{п}} = \frac{c_{\text{п}}}{R}, \quad (17)$$

$$\sigma_{\text{в}} = \frac{c_{\text{в}}}{R}. \quad (18)$$

Поскольку

$$\frac{c_r - v_T}{R} < \frac{c}{R} < \frac{c_r + v_T}{R}, \quad (19)$$

то

$$\sigma_{\text{в}} < \sigma < \sigma_{\text{п}}. \quad (20)$$

Период волн на попутном течении равен

$$\tau_{\text{п}} = \frac{\lambda}{c_{\text{п}}} = \frac{2\pi R}{c_{\text{п}}} = \frac{2\pi}{\sigma_{\text{п}}}, \quad (21)$$

а на встречном

$$\tau_{\text{в}} = \frac{\lambda}{c_{\text{в}}} = \frac{2\pi R}{c_{\text{в}}} = \frac{2\pi}{\sigma_{\text{в}}}, \quad (22)$$

т. е.

$$\tau_{\text{в}} > \tau > \tau_{\text{п}}. \quad (23)$$

Таким образом волны равной длины на встречном течении имеют период больше, а на попутном меньше, чем на стоячей воде, причем при той же длине волны с увеличением скорости течения период волн на встречных течениях увеличивается, а на попутных уменьшается.

Орбитальная скорость точки, отстоящей от центра O на расстояние $h/2$, равна для попутного течения

$$v_0 = \sigma_{\text{п}} \frac{h}{2} \quad (24)$$

и для встречного

$$v_0 = \sigma_{\text{в}} \frac{h}{2}. \quad (25)$$

С другой стороны, из рисунка следует (см. на рис. 2 а, 3 а)

$$\frac{c_{\text{п}}}{R} = \frac{c_{\text{п}} + v_0}{R + \frac{h}{2}}, \quad v_0 = \frac{c_{\text{п}}}{R} \frac{h}{2} = \sigma_{\text{п}} \frac{h}{2}, \quad (26)$$

$$\frac{c_{\text{в}}}{R} = \frac{c_{\text{в}} + v_0}{R + \frac{h}{2}}, \quad v_0 = \frac{c_{\text{в}}}{R} \frac{h}{2} = \sigma_{\text{в}} \frac{h}{2}. \quad (27)$$

Сопоставление формул (24) и (26), (25) и (27) показывает, что вектор v_0 (см. на рис. 2 а и 3 а) действительно является вектором орбитальной скорости.

В условиях глубокой воды имеет значение наличие переносного течения только в слое жидкости, охваченном волновым колебательным движением. Минимальный размер этого слоя по глубине должен быть не менее R для того, чтобы выполнялись соотношения между параметрами волн в формулах (15) и (16).

Траектории поверхностных частиц. Мгновенная скорость поверхностных частиц на траектории равна геометрической сумме орбитальной скорости и скорости течения (рис. 1.2 б и 1.3 б). Мгновенные центры скоростей P_1 , найденные обычными приемами механики [4], теперь уже не совпадают с центрами O , поэтому траектории частиц оказываются разомкнутыми и могут представлять собой, в зависимости от соотношения вышеуказанных скоростей, простую циклоиду, удлиненную и укороченную циклоиды, обращенные вершинами к поверхности воды на попутных течениях, или ко дну — на встречных течениях. Построение траекторий не вызывает затруднений, если определены радиусы OP_1 катящихся кругов и радиусы OA производящих кругов [3].

Векторы скоростей направлены по касательной к траектории в сторону движения точки (см. на рис. 2 а, 3 а).

Наибольшие скорости частицы на траектории при попутном течении соответствуют прохождению гребня волны, а при встречном течении — прохождению ложбины. Преобладающее направление движения частиц совпадает с направлением переносного течения.

Профили волн. Принципы построения профилей волн на попутных и встречных течениях по известным траекториям поверхностной частицы и длине волн остаются теми же, что и для построения профиля волн на стоячей воде.

Из центров $O_0, O_1, O_2, O_3, \dots, O_{16}$ проведем отрезки прямых, параллельные и равные $O_1I, O_2I, O_3I, \dots, O_{16}I$ (см. на рис. 2 в, 3 в), и, соединив полученные точки $I', 2', 3' \dots$ плавной кривой, получим профили волн на течениях, представляющие собой трохойды.

Абсолютные мгновенные скорости точек на профилях волн равны геометрической сумме трех скоростей c_r, v_0 и v_T . Перенеся с рисунка 2 а, 3 а (где для примера показано построение векторов C_6) векторы $C_1, C_2, C_3, \dots, C_{16}$ в соответствующие точки профиля, получим распределение абсолютных мгновенных скоростей в различных точках профилей волн. Сравнивая случаи 1 г, 2 г, 3 г, (см. рис.) видим, что у волн равной длины на попутном течении модули абсолютных мгновенных скоростей точек на профиле больше, а на встречном течении меньше, чем на стоячей воде.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАБОТЫ С ИМЕЮЩИМИСЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ДАННЫМИ

Экспериментальными исследованиями, проведенными в русловой лаборатории в 1973—1974 годы на 30-метровом аэрогидравлическом лотке шириной 0,5 м при глубине 0,2 м [5], найдено, что

связь между элементами вынужденных ветровых волн, образовавшихся на поверхности встречных и попутных потоков, выражается зависимостями

$$\bar{c} = \sqrt{\frac{g\bar{\lambda}}{2\pi}} \pm \bar{v}_T, \quad (28)$$

$$\bar{\tau} = \frac{\bar{\lambda}}{\sqrt{\frac{g\bar{\lambda}}{2\pi}} \pm \bar{v}_T} = \frac{\bar{\lambda}}{\bar{c}}, \quad (29)$$

где $\bar{\lambda}$, \bar{c} , $\bar{\tau}$ — средние значения скорости, длины и периода волн на течениях, \bar{v}_T — средняя скорость стокового течения, знак плюс относится к попутным, минус — к встречным течениям. Формулы (28) и (29) соответствуют выражениям (5) и (11), (15) и (21), (16) и (22).

В более ранних экспериментальных работах Фрэнсиса и Даджена [6], Плейта и Трейвела [7] установлено, что ветровые волны некоторой длины имеют на попутных течениях скорость больше, а на встречных меньше, чем волны той же длины на стоячей воде, причем скорость волн на попутных течениях с увеличением скорости течения увеличивается, а на встречных уменьшается. Таким образом, результаты этих работ в качественном отношении подтверждают выводы трохоидальной теории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В. С. Приливы и волны. Изд. Военно-Морской Академии РККА, 1932, 305 с.
2. Кононкова Г. Е. Динамика морских волн. Изд. МГУ, 1969. 206 с.
3. Могильный И. М. Техническое черчение. Машгиз, 1963. 317 с.
4. Никитин Е. М. Краткий курс теоретической механики. «Наука», 1971, 399 с.
5. Теплов В. И. Экспериментальные исследования ветровых волн на попутных и встречных течениях. — «Тр. ГИИ», 1977, вып. 252.
6. Francis J. R. D., and Dudgeon C. R. An experimental study of wind generated waves on a water current. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1967, 93, 247, p. 247—253.
7. Plate, E. J., and Trawle, M. S. A note on the celerity of wind waves on a water current. J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N. 18, p. 3537—3544.

Т. Б. Табакаева (ГГИ)

ВОДООБМЕН МЕЖДУ НЕВСКОЙ ГУБОЙ И ФИНСКИМ ЗАЛИВОМ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Водообмен между Невской губой и Финским заливом является одним из важных природных факторов, которым во многом определяется режим течений, солености и температуры воды в Невской губе.

В настоящей работе рассматривается лишь водообмен через Северные и Южные ворота в створе Горская—Кронштадт—Ломоносовская.

Запишем уравнение водного баланса Невской губы для часового интервала времени

$$Q_{\text{пр}} = Q_{\text{ст}} + \frac{W_{\text{кон}} - W_{\text{нач}}}{3600}, \quad (1)$$

где $Q_{\text{пр}} = Q_{\text{Нева}}$ и $Q_{\text{ст}} = Q_{\text{Крон}}$ соответственно средние часовые расходы воды р. Невы в створе, находящемся вне пределов подпора от губы и в створе Горская—Кронштадт—Ломоносов, $W_{\text{нач}}$ и $W_{\text{кон}}$ — объемы воды в Невской губе между указанными створами в начале и конце часового интервала времени. В уравнение (1) не входят такие компоненты водного баланса как атмосферные осадки, выпадающие на водную поверхность губы, боковой приток с частного бассейна и испарение с водной поверхности, ввиду их незначительности.

В пределах наблюдаемой амплитуды колебаний уровня воды величина площади водного зеркала Невской губы практически постоянна и равна 396 км^2 , поэтому уравнение (1) принимает вид

$$Q_{\text{Нева}} = Q_{\text{Крон}} + \frac{396 \cdot 10^6 \Delta z_{\text{ср}}}{3600}, \quad (2)$$

где изменение среднего уровня

$$\Delta z_{\text{ср}} = z_{\text{ср. кон}} - z_{\text{ср. нач}}$$

За каждый конкретный часовой интервал времени изменение среднего уровня воды на акватории Невской губы между указанными створами не равно изменению уровня по какому-либо водпосту. Но за достаточно продолжительный период времени изменения уровня в разных створах примерно одинаковы, поэтому

можно оперировать с уровнями в одном створе, например у Кронштадта. Таким образом

$$Q_{\text{Нева}} = Q_{\text{Крон}} + 1100 \Delta z, \quad (3)$$

где величины $Q_{\text{Нева}}$ и $Q_{\text{Крон}}$ в $\text{м}^3/\text{с}$, Δz — изменение уровня у Кронштадта в $\text{см}/\text{ч}$.

Как показывают натурные наблюдения за направлением и скоростью течения, как в Северных, так и в Южных воротах почти все время имеются разнонаправленные потоки воды на разных глубинах. Очевидно, что по уравнению (3) вычисляется не весь расход воды, поступающий из Невской губы в Финский залив, а лишь разность двух расходов. Назовем условно этот результирующий расход градиентным, поскольку он в основном вызван уклоном водной поверхности. Будем считать положительным направление из залива в Невскую губу. Тогда уравнение (3) переписывается так

$$Q_{\text{град}} = 1100 \Delta z - Q_{\text{Нева}}. \quad (4)$$

Кроме градиентных, существуют и другие виды течений (ветровое, волновое, плотностное, сейшевое и так далее), происхождение которых весьма разнообразно. Некоторые из этих течений сами по существу являются компенсационными или обуславливают развитие компенсационных течений. Поэтому компенсирующую часть расхода (равную по абсолютному значению расходу компенсационного течения) будем называть компенсационной составляющей, а расход, обусловленный этой составляющей — компенсационным. Эти компенсационные течения существенны тогда, когда уровень стабилен или изменяется медленно. На рис. 1 наглядно показано разделение скорости на составляющие.

Проанализируем выражение (4). Если уровень воды стабилен ($\Delta z = 0$), то невиский расход проходит по губе транзитом ($Q_{\text{Нева}} = -Q_{\text{Крон}}$). При очень медленном повышении уровня ($\frac{Q_{\text{Нева}}}{1100} > \Delta z > 0$) имеет место неравенство $Q_{\text{град}} < 0$ и часть невиского стока аккумулируется в губе. При достаточно большой интенсивности повышения уровня $\Delta z > \frac{Q_{\text{Нева}}}{1100}$ результирующий поток в створе проектируемых сооружений направлен с запада на восток. Другими словами, величина, вычисленная по выражению

$$\Delta z_{\text{пор}} = \frac{Q_{\text{Нева}}}{1100}, \quad (5)$$

представляет собой своеобразный порог, или критический предел, при котором расход в створе сооружений равен нулю. При $\Delta z > \Delta z_{\text{пор}}$ (рис. 1 а) расход воды в створе направлен из Финского залива в Невскую губу, а при $\Delta z < \Delta z_{\text{пор}}$ (рис. 1 б) — напротив, из губы в залив. Ниже приводятся значения $\Delta z_{\text{пор}}$ при различных расходах р. Невы:

$Q_{\text{Нева}}, \text{ м}^3/\text{с}$	1500	2000	2500	3000	3500	4000
$\Delta z_{\text{пор}}, \text{ см}/\text{ч}$	1,36	1,82	2,27	2,72	3,18	3,64

Очевидно, что практически вся вода, которая на фазе подъема уровня вошла в Невскую губу, в последующем на фазе спада уровня уйдет за пределы губы. Следовательно, при подсчетах месячных величин водообмена за счет градиентных течений можно

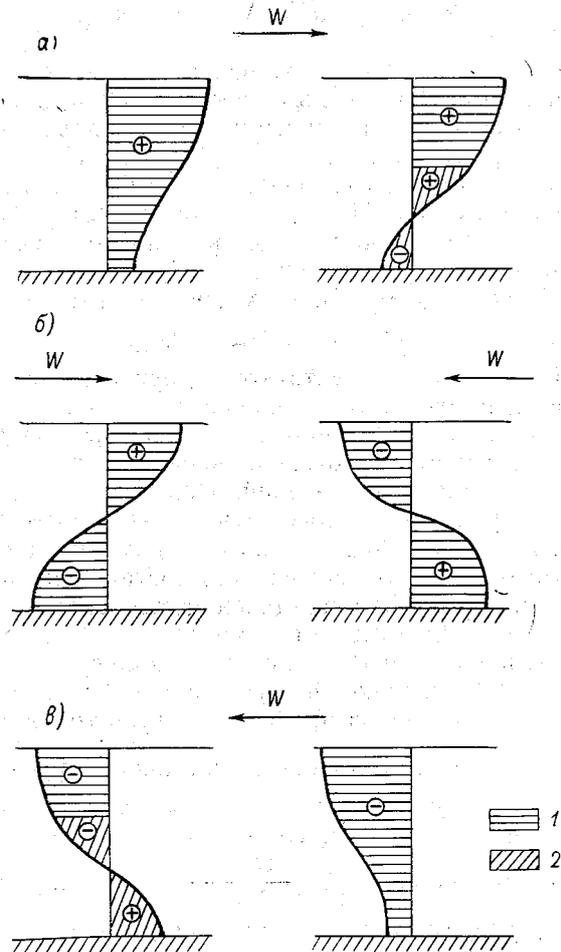


Рис. 1. Схема эпюр скоростей течения в створе сооружения при различных условиях водообмена.

а) $\Delta z > \Delta z_{пор}$; б) $\Delta z = \Delta z_{пор}$; в) $\Delta z < \Delta z_{пор}$; 1 — $Q_{гр}$,
2 — $Q_{номп}$

положить $\sum \Delta z = 0$. Поэтому для подсчета среднего месячного расхода воды $\bar{Q}_{град}$ достаточно ограничиться лишь поступлением воды из залива в губу или наоборот.

$$\bar{Q}_{град} = \frac{1100 \sum \Delta z - Q_{Нева} \cdot n}{24 \cdot 30} = 1,53 \sum \Delta z - \frac{Q_{Нева} \cdot n}{720}, \quad (6)$$

где $\bar{Q}_{\text{град}}$ и $\bar{Q}_{\text{Нева}}$ выражены в м³/с, n — число случаев (часов) в данном месяце, когда имело место повышение уровня воды с интенсивностью $\Delta z > \Delta z_{\text{пор}}$, $\sum \Delta z$ — сумма положительных изменений уровня (см/ч) за n случаев.

Массовые определения ежеhourных изменений уровня воды Невской губы у г. Кронштадта (Δz) за 28-летний период наблюдений (1948—1975 гг.) осуществлены Ленгидропроектом (Кашинов Н. С., Садков В. М.). Создан массив данных, включающих $28 \times 365 \times 24 = 245\,000$ ежеhourных значений Δz .

Порядок вычисления расхода $\bar{Q}_{\text{град}}$ иллюстрируется в табл. 1 на примере июля и августа 1972 г. В эти два месяца $\bar{Q}_{\text{Нева VII}} = 2290$ и $Q_{\text{Нева VIII}} = 2120$ м³/с; пороговое значение интенсивности изменения уровня $\Delta z_{\text{пор VII}} = 2,08$ и $\Delta z_{\text{пор VIII}} = 1,93$ см/ч. Согласно формуле (6), получаем искомые расходы $Q_{\text{град VII}} = 324$ м³/с и $\bar{Q}_{\text{град VIII}} = 690$ м³/с.

Таблица 1

Пример расчета средних месячных расходов воды за июль и август 1972 г.

Градации интенсивности изменения уровня воды, Δz_i , см/ч	Число случаев (часов) n_i при $\Delta z > \Delta z_{\text{пор}}$		$\Delta z_i n_i$	
	июль	август	июль	август
21—25		1		23,0
16—20		2		36,0
11—15	1	14	13,0	52,0
9—10	1	7	9,5	66,5
7—8	7	12	52,5	90,0
5—6	15	32	82,5	176
3—4	74	74	259	259
1—2	0	11	0	21,6
Сумма	98	143	416	724

Анализ полученных материалов показывает, что максимум притока в Невскую губу со стороны Финского залива за счет градиентных течений приходится на осенний период (октябрь—ноябрь). За четвертый квартал губа получает около 47% всего годового поступления воды. Меньше всего поступлений в губу со стороны Финского залива в мае—июне. Средний многолетний годовой расход $\bar{Q}_{\text{град}} = 595$ м³/с, чему соответствует годовой объем $\bar{W}_{\text{град}} = 18,8$ км³/год.

Пусть расход воды в Неве близок к средней многолетней величине $\bar{Q}_{\text{Нева}} = 2500$ м³/с. Предположим, что уровень Невской губы стабилен ($\Delta z = 0$). При этом с запада на восток в направлении, противоположном стоку р. Невы, в створе проектируемых сооружений направляется расход $Q_{\text{комп}} = 270$ м³/с. Присоединившись

к невоскому расходу, он увеличивает его в створе в направлении с востока на запад до $2750 \text{ м}^3/\text{с}$. Если же наблюдается медленное повышение уровня воды с интенсивностью $\Delta z = \Delta z_{\text{пор}} = 2,3 \text{ см/ч}$ (результатирующий расход воды $Q_{\text{град}} = 0$), то через поперечное сечение одновременно в двух противоположных направлениях перемещаются расходы $\pm Q_{\text{комп}} = 650 \text{ м}^3/\text{с}$ (см. рис. 2). При значительном результирующем расходе $Q_{\text{град}} > 10\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ и $Q_{\text{град}} < -12\,000 \text{ м}^3/\text{с}$, что примерно соответствует интенсивности повышения уровня $\Delta z \approx 11 \text{ см/ч}$ и спада $\Delta z \approx 9,0 \text{ см/ч}$, компенсационные течения исчезают; водный поток по всему поперечному сечению становится однонаправленным (см. рис. 1а и 1в). Заметим, что

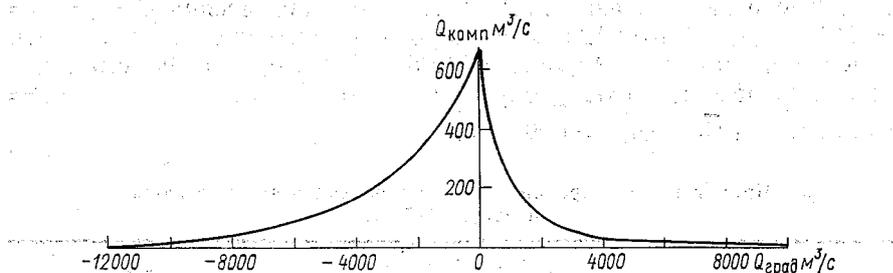


Рис. 2. Зависимость средних часовых расходов воды $Q_{\text{комп}} = f(Q_{\text{град}})$ для Финского залива в створе Горская—Кронштадт—Ломоносов (по данным Ленгидропроекта).

основную массу воды (85%) в виде компенсационных течений Невская губа получает в периоды медленного подъема ($0 \ll \Delta z < \Delta z_{\text{пор}}$) или медленного спада.

Расчет средних месячных расходов воды $Q_{\text{комп}}$ состоит из следующих операций. Для каждого диапазона интенсивности изменения уровня Δz по формуле (4) при данном $Q_{\text{Нева}}$ находится расход $Q_{\text{град}}$, а затем по рис. 2 расход $Q_{\text{комп}}$. Последняя величина умножается на число случаев в диапазоне и делится на количество часов в месяце. Сумма средних месячных расходов

$$Q_{\text{град}} + Q_{\text{комп}} = Q_{\text{полн}} \quad (7)$$

и есть полный расход, который участвует в водообмене.

Для сокращения затрат времени на трудоемкие подсчеты средних месячных расходов $\bar{Q}_{\text{град}}$, $\bar{Q}_{\text{комп}}$ и $\bar{Q}_{\text{полн}}$, на основании имеющихся материалов построена зависимость $Q_{\text{полн}} = f(Q_{\text{град}})$. Кроме того, выявлены зависимости $Q_{\text{град}} = f(\sum \Delta z)$, где $\sum \Delta z$ — сумма положительных ежечасных изменений уровня за календарный месяц, когда $\Delta z > \Delta z_{\text{пор}}$. Последние зависимости могут быть использованы при оперативной оценке водообмена.

По данным за 28-летний период (1948—1975 гг.) построены кривые обеспеченности средних годовых расходов воды $Q_{\text{полн}}$ и суммарного расхода $Q_{\text{полн}} + Q_{\text{Нева}}$. Координаты кривых $P(Q_{\text{полн}})$ и $P(Q_{\text{полн}} + Q_{\text{Нева}})$ следующие:

Обеспеченность, %	1	10	25	50	75	90
$Q_{\text{полн}}$, м ³ /с	1030	970	880	827	770	630
$Q_{\text{полн}} + Q_{\text{Нева}}$, м ³ /с	3880	3730	3480	3200	2060	2670

Данные по водообмену могут быть использованы для различных целей. Одна из них заключается в том, чтобы выяснить как поступление воды со стороны Финского залива влияет на режим загрязнений в губе. Для этого надо знать величины расходов $Q_{\text{град}}$ за короткие интервалы времени (от 2—3 до 5—7 дней), предшествующие отбору проб. Компенсационные течения при этом не представляют особого интереса, поскольку они практически исчезают уже на небольшом расстоянии от створа сооружения.

Чтобы облегчить определение водообмена, установлена связь между средним расходом $Q_{\text{град}}$ и средней суточной амплитудой колебания уровня A за месяц

$$Q_{\text{град}} = f(A), \quad (8)$$

где $A = \frac{\sum_{i=1}^{i=30} (z_{\text{max}} - z_{\text{min}})}{30} = \bar{z}_{\text{max}} - \bar{z}_{\text{min}}$, \bar{z}_{max} и \bar{z}_{min} — максимальный и минимальный уровень воды за сутки, \bar{z}_{max} и \bar{z}_{min} — средние за месяц. Этой зависимостью практически можно пользоваться только для периодов от 5 до 30 суток.

На режим загрязнений в Невской губе влияет не только величина водообмена, но и скорость течения воды. При значительной скорости течения и сильном волнении со дна губы взмывается загрязненный грунт, который затем неоднократно переотлагается и частично выносится за пределы губы. Технология производства строительных работ тоже в определенной мере зависит от скорости течения в местах отсыпки грунта.

Исходя из уравнения баланса Невской губы для часового интервала времени, как было показано ранее (см. формулу 3), расход воды в створе Кронштадта, ограничивающем губу с запада, выражается в виде

$$Q_{\text{Крон}} = Q_{\text{Нева}} - 1100 \Delta z.$$

Средняя скорость течения в створе

$$V_{\text{Крон}} = \frac{Q_{\text{Нева}} - 1100 \Delta z}{\omega_{\text{Крон}}(z)}. \quad (9)$$

Здесь z — уровень в середине часового интервала времени

$$z = z_{\text{нач}} + 0,5 \Delta z,$$

$\omega_{\text{Крон}}(z)$ — площадь поперечного сечения створа Кронштадта, а точнее створа, пересекающего Южные ворота по гребню Ломоносовской отмели и Северные ворота по линии Кронштадт—Лисий Нос.

Этот створ имеет минимальную для ворот площадь поперечного сечения.

В диапазоне уровня от $z = -100$ см БС до $z = 200$ см БС кривая площадей $\omega_{\text{Крон}}(z)$ хорошо аппроксимируется линейным уравнением

$$\omega_{\text{Крон}} = 150z + 45\,000, \quad (10)$$

где $\omega_{\text{Крон}}$ в м^2 , z в см БС. Следовательно,

$$V_{\text{Крон}} = \frac{Q_{\text{Нева}} - 1100 \Delta z}{150(z_{\text{нач}} + 0,5 \Delta z) + 45\,000}. \quad (11)$$

Для практического пользования на основании выражения (11) была построена номограмма вида $V_{\text{Крон}} = f(z_{\text{нач}}, \Delta z)$ при среднем многолетнем расходе $Q_{\text{Нева}} = 2500 \text{ м}^3/\text{с}$. Принимается, что скорость течения $V_{\text{Крон}}$ (как и расход воды $Q_{\text{Крон}}$) имеют положительный знак, если результирующий расход направлен с востока на запад (их Невской губы в Финский залив) и отрицательный знак — если с запада на восток (из залива в губу). По уравнению (11) и номограмме $V_{\text{Крон}} = f(z_{\text{нач}}, \Delta z)$, определялись максимальные средние часовые расходы воды и скорости течения в створе проектируемых защитных сооружений за все случаи наводнений (1879—1975 гг.) с наивысшим уровнем более 150 см над ординаром у Горного института. По полученным данным строились кривые обеспеченности расходов, скоростей и интенсивности изменения уровня отдельно для фазы подъема и спада уровня. Значения рассчитанных характеристик повторяемостью 1 раз в 100 лет следующие.

	На подъеме	На спаде
Максимальная часовая интенсивность изменения уровня воды, см/час	+95	—55
Максимальный средний часовой расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$	+105 000	—75 000
Максимальная средняя часовая скорость течения, м/с	+1,30	—1,25

Выполненные исследования водообмена между Невской губой и Финским заливом в естественных условиях позволили оценить возможные его изменения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Исследование течений в озерах и водохранилищах. (Практическое пособие), Л., Гидрометеиздат, 1972. 318 с.
2. Караушев А. В. Сгонно-нагонные явления на водохранилищах и озерах, Л., Гидрометеиздат, 1960. 215 с.
3. Океанические и морские термины и определения. ГОСТ 18454—73. 5 с.

А. В. Дикинис (СЗ УГМС)

О РАСЧЕТЕ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА В ПРИВОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Моделирование гидрологического режима морей и озер требует определения значений скорости и направления ветра над водной поверхностью.

При использовании методов расчета приземного ветра [3, 11, 13] необходимо достаточно точно учитывать влияние кривизны изобар, изменения шероховатости подстилающей поверхности, температурных контрастов в атмосферном пограничном слое, которые особенно резко проявляются при прохождении фронтальных разделов.

В работах [1, 4, 12] для расчета полей ветра применяются модели экмановского пограничного слоя (ЭПС) атмосферы (в [4, 12] с учетом взаимодействия пограничных слоев атмосферы и океана). Применение модели ЭПС оправдано для условий однородности и стационарности воздушного потока, что приводит к увеличению ошибок при расчете ветра в области фронтальных разделов.

В соответствии с [5], задачу расчета скорости и направления ветра для неоднородного и бароклинического пограничного слоя атмосферы над водной поверхностью можно сформулировать как процедуру гидродинамического восстановления приземного ветра по давлению с приближенным учетом динамического взаимодействия суши и моря.

Результаты испытания подобного способа расчета ветра, реализованного в численной схеме прогноза полей приземного ветра [2], показали необходимость усовершенствования рассматриваемого способа при определении компонент ветра над водной поверхностью.

В этих целях, в соответствии с [10], динамическое взаимодействие турбулентного потока с водной поверхностью целесообразно описать с помощью параметра динамической шероховатости, который определяется по формуле Чарнока [15]

$$z_0 = m \frac{v_*^2}{g}, \quad (1)$$

где v_* — динамическая скорость, m — параметр, согласно [9], выбран равным 0,035, g — ускорение свободного падения. Используе-

мое значение m хорошо согласуется с экспериментальными данными и соотношениями, представленными в [8].

Интенсивность турбулентного обмена над водной поверхностью существенно зависит от стратификации атмосферного пограничного слоя, количественной характеристикой которой может служить параметр стратификации S [7]

$$S = \beta \delta\theta / |f| G, \quad (2)$$

где $\beta = g/\bar{\theta}$ — параметр плавучести, $\delta\theta = \theta_h - \theta_0$ — разность значений потенциальных температур на верхней и нижней границах рассматриваемого слоя, f — параметр Кориолиса, G — скорость геострофического ветра.

За температуру на нижней границе атмосферного пограничного слоя примем температуру воды. Величину температуры на высоте атмосферного пограничного слоя T_h можно восстановить по давлению P с помощью известной формулы:

$$T_h = -T_0 - 2\bar{P} \frac{g}{R} \frac{\Delta z}{\Delta P}, \quad (3)$$

где T_0 — температура воды, $\Delta z = h$ — высота пограничного слоя, $\Delta P = P_h - P_0$, $\bar{P} = (P_h + P_0)/2$.

Значение давления на высоте h находится из формулы:

$$P_h = P_0 e^{-\frac{gz}{R\bar{T}}},$$

где \bar{T} , в соответствии с [6], определяется как

$$\bar{T} = H_{1000}^{850} \frac{0,15}{\lg(1000/850)}. \quad (4)$$

С учетом изложенного, при решении задачи восстановления ветра над водной поверхностью, согласно [5], для неоднородного по горизонтали и бароклинного атмосферного пограничного слоя можно предложить следующий алгоритм.

В турбулентном пограничном слое атмосферы методом установления решается система уравнений движения, осредненная по высоте пограничного слоя

$$\begin{aligned} \frac{d\bar{u}}{dt} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_0}{\partial x} - g \frac{1}{2\bar{T}} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right) h + f\bar{v} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\tau_{0x}}{h}, \\ \frac{d\bar{v}}{dt} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_0}{\partial y} - g \frac{1}{2\bar{T}} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \right) h - f\bar{u} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\tau_{0y}}{h}, \end{aligned} \quad (5)$$

где h — высота пограничного слоя, P_0 — приземное давление, τ_{0x} , τ_{0y} — компоненты касательных напряжений, \bar{T} — значение температуры, осредненное по высоте пограничного слоя (4).

В рассматриваемой системе уравнений (5) учитываются градиенты средней температуры слоя $h \partial \bar{T} / \partial x$ и $h \partial \bar{T} / \partial y$, что позволяет

определять средние по толщине пограничного слоя термические градиенты ветра. Таким образом, учитывается бароклинность атмосферных процессов.

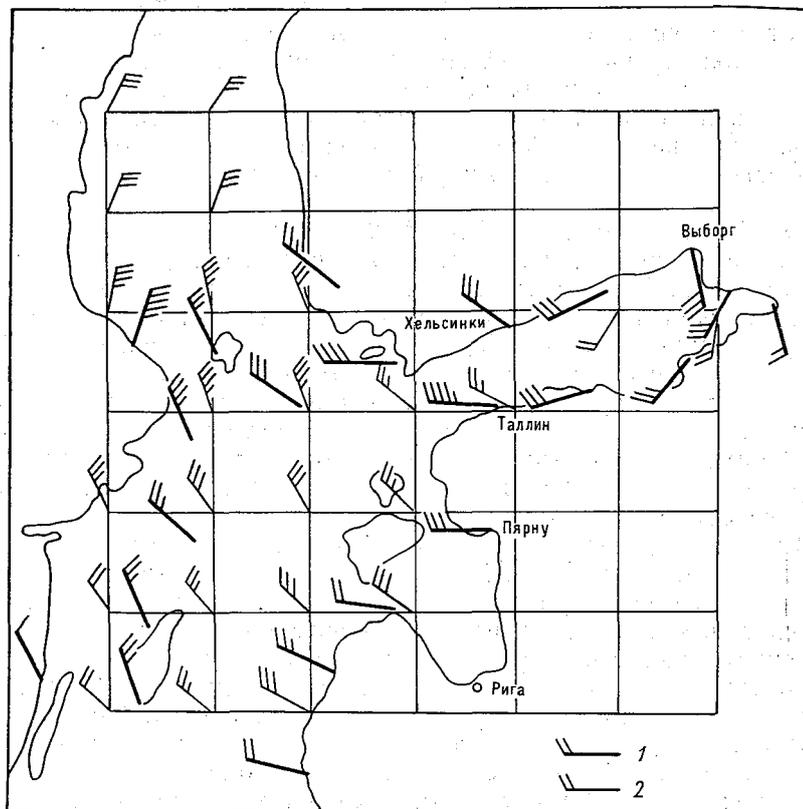


Рис. 1. Фактическое (1) и восстановленное по давлению (2) поле при-водного ветра (6 час 7/VIII 1967 г.).

Для определения высоты атмосферного пограничного слоя h в каждом узле пространственной сетки используется формула [7]

$$h = \gamma \lambda,$$

где $\lambda = \kappa v_* / |f|$ — экмановский масштаб толщины пограничного слоя, γ — коэффициент, который при решении задавался равным 0,35, κ — постоянная Кармана.

В качестве первого приближения при решении (5) для компонентов ветра задавался геострофический ветер. На первом этапе решения задачи используется способ параметризации эффектов стационарного и однородного пограничного слоя. В соответствии с [14] величина касательных напряжений над водной поверхностью определяется как

$$\tau_* = \rho \varphi (P, S) G^2,$$

где S — параметр стратификации, вычисляемый по формуле (2),
 G — скорость геострофического ветра, $P = \frac{g}{|f|G}$ — параметр,

характеризующий взаимодействие атмосферы и океана, где f — универсальная функция [14]. На последующих этапах решения выполняется интерполяция полученных (осредненных по толщине пограничного слоя) компонент ветра на высоту 10 м. Затем с помощью изложенной модели процедура расчета повторяется, где в качестве исходных данных рассматриваются полученные ранее результаты.

Схема реализована на ЭВМ «М-220» и использовалась для расчета полей ветра над акваторией Балтийского моря при штормовых условиях. Результаты применялись при моделировании полей ветрового волнения. Методы расчета волнения основаны на решении уравнений баланса волновой энергии в спектральной форме. Модельный расчет волн в спектральном представлении позволяет учесть нестационарность и неоднородность ветрового поля при сложных условиях волнообразования, характерных для штормов. Для примера реализации предлагаемой методики рассмотрим шторм 6—8 августа 1967 г., который характеризуется экстремальными условиями (рис. 1).

В качестве области расчета полей ветра взята регулярная пространственная сетка точек 7×7 с шагом 100 км, покрывающая акваторию Балтийского моря. Рассчитанные значения ветра сравнивались с данными береговых и островных наблюдений с учетом степени «открытости» береговых гидрометстанций в сторону моря. Сопоставление значений скорости и направления ветра, рассчитанных путем гидродинамического восстановления, с фактическим показало, что средняя абсолютная ошибка восстановления ветра составила около 3,5 м/с по скорости и 30° по направлению. Ошибки при определении диагностических скоростей ветра объясняются пространственным осреднением и сглаживанием результатов в процессе расчетов.

В заключение следует отметить, что, как показал анализ результатов, для повышения точности скорости и направления ветра, восстанавливаемых по давлению представляется целесообразным учитывать влияние берегового эффекта. В рамках изложенной модели это можно сделать с помощью введения более мелкой пространственной сетки с шагом 50 км и учета топографии в прибрежной зоне, например, через параметр шероховатости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев В. И., Буякова Р. С. Расчет вектора ветра и вертикальных фрикционных движений в пограничном слое атмосферы. — «Метеорология и гидрология», № 3, 1968, с. 26—34.
2. Воробьев В. И., Дикинис А. В., Яковлева Л. П. Результаты испытаний метода численного прогноза поля приземного ветра для территории Северо-Западного УГМС. Информационный сборник № 5. ГМЦ 1976. с. 27—31.

3. Григорьев А. И. О некоторых особенностях прогнозирования ветра на ограниченных водоемах.—«Тр. ЦИПа», вып. 42, 1956, с. 25—33.
4. Голодко Л. А., Радикевич В. М. О расчете поля ветра над океанами. «Метеорология и гидрология», № 10, 1974, с. 97—102.
5. Дикинис А. В. О численном прогнозе поля ветра у поверхности земли для территории Северо-Западного УГМС. Тезисы доклада. II Всесоюзная конференция молодых ученых гидрометслужбы. 1976. с. 30—31.
6. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л., Гидрометеиздат, 1968. 773 с.
7. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970. 290 с.
8. Китайгородский С. А. К вопросу о расчете параметра шероховатости морской поверхности.—Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 4, № 8, 1968, с. 870—878.
9. Китайгородский С. А., Волков Ю. А. О параметре шероховатости морской поверхности и расчете турбулентных потоков количества движения в приводном слое атмосферы.—Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1, № 9, 1965, с. 973—988.
10. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970. 342 с.
11. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 2, Гидрометеиздат, 1965. 482 с.
12. Гарнопольский А. Г., Шнайман В. А. О расчете вектора ветра в приводном слое атмосферы по синоптическим параметрам.—Тр. ГМЦ, в. 129, 1974. с. 105—112.
13. Хандожко Л. А. Учет основных факторов при расчете скорости ветра над Финским заливом и Ладожским озером.—Тр. ЛГМИ, вып. 43, 1971, с. 3—16.
14. Чаликов Д. В. Расчет приземных турбулентных потоков по синоптической информации. Метеорология и гидрология, № 8, 1968, с. 10—19.
15. Charnock H. Wind stress on a water surface.—Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 81, N. 350, p. 639—640.

П. Я. Гройсман (ГГИ)

К ВОПРОСУ ОБ ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ ПРОЦЕССОВ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ И ПОХОЛОДАНИЯ НА ОСАДКИ В РЯДЕ ОСНОВНЫХ ЗЕРНОВЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Постулируется, что изменения термического режима полушария оказывают определяющее влияние на циркуляционные процессы в атмосфере и тем самым могут изменять режим увлажнения над обширными районами. В данной работе сделана попытка связать непосредственно наблюдаемые колебания осадков над несколькими районами Северного полушария с набором макротемпературных параметров, таких как \bar{T} — среднегодовая температура полушария, T_a — температура Арктики, γ — средний меридиональный градиент температуры Северного полушария. Данные ряды приведены в [4].

В качестве характеристик режима увлажнения, как правило, рассматриваются аномалии трехмесячных сумм осадков, осредненных по станциям выбранного района. Особое внимание уделяется зерновым районам Северного полушария, где осадки являются лимитирующим фактором земледелия. В частности, исследовались Казахстан, Украина, Индия, зерновой район США и Канады и некоторые другие районы. Источники данных и методика предварительной их обработки описаны в [2, 3].

При обработке данных Экваториальной Африки [2] исправлена ошибка, приводившая к неоднородности ряда.

Так как распределения макротемпературных параметров и трехмесячных сумм осадков практически не отличимы от нормального распределения, то естественно искать линейную структурную связь осадков с макротемпературными параметрами.

Основной трудностью исследования является тот факт, что коэффициент регрессии в качестве оценки связи здесь не применим. Он дает заниженные смещенные оценки, ибо и ряды осадков, и ряды температур содержат в себе ошибки. Поэтому выбран другой метод получения оценок — метод инструментальных переменных, подробно описанный в [8, 10]. При оценивании параметров структурной связи $y = \alpha x + \beta$ этот метод позволяет получить:

- а) состоятельную оценку α ,
- б) доверительную область для параметров (α, β) ,

в) при некоторых дополнительных условиях — оценку дисперсий y и x .

В методике оценивания были ограничения, затрудняющие ее использование в данном случае. Параметр β не представляет интереса и является мешающим, однако доверительная область от этого параметра зависит: она неограниченно расширяется при росте $|\beta|$. Кроме того, методика разработана для независимой выборки, а ряды температур и осадков связаны.

Первая трудность была снята следующим образом. При построении доверительной области в [8] использовалось одно уравнение:

$$\text{cov}(\varepsilon - \alpha\delta, \zeta) = 0.$$

Здесь ε и δ — ошибки (несвязанные структурно составляющие) соответственно y и x , а ζ — инструментальная переменная.

Нами добавлены еще два уравнения:

$$Ex = a$$

$$Ey = \alpha a + \beta,$$

после чего доверительная область для трех параметров (α , β , a) в ряде случаев становится ограниченной и можно, максимизировав $|\beta|$ и a , получить обозримый доверительный интервал для α . В тех случаях, когда этот интервал не включает ноль, связь признается значимой. Несомненно, что такая процедура дает не самые узкие доверительные интервалы, однако гарантирует выбранный уровень значимости. Связность рядов учитывается выбором эффективного числа степеней свободы при оценке среднего и корреляции.

В качестве инструментальных переменных были использованы: H — средний годовой уровень Каспийского моря ($\text{cov}(\bar{T}, H) \approx -0,75$), L — средняя годовая ледовитость Баренцева моря ($\text{cov}(\bar{T}, L) \approx -0,6$), \bar{T}_{t+2} — температура Северного полушария, сдвинутая на 2 года вперед ($\text{cov}(\bar{T}, \bar{T}_{t+2}) \approx 0,65$), ряды первых разностей ΔH и ΔL (cov — выборочный коэффициент корреляции).

Необходимо подчеркнуть, что данный метод не является эффективным в том смысле, что одна инструментальная переменная может выявить связь там, где другая не имела успеха, и наоборот.

Полученные оценки структурной связи можно использовать для прогноза климатических изменений увлажнения, но (и это существенно) экстраполяция за диапазон колебаний в период наблюдений неправомерна. До тех пор, пока параметры распределений x и y не меняются, связь между ними остается такой, как была оценена. Но при существенном изменении параметров распределения x и y , например, при потеплении полушария в среднем на 1°C , оценки перестают быть полезными, поскольку не исключено, что произойдут качественные изменения режима увлажнения.

Таблица 1

Характеристика связи трехмесячных сумм осадков по девяти станциям Северного Казахстана с температурой полушария за предшествующие 12 месяцев

Сезон	α (% нормы/0,1°C)			95%-ный доверительный интервал для α
	H	L	\bar{T}_{t+2}	
I + II + III	-6,5	-13,3*	-5,7	—
II + III + IV	-3,2	-1,9	0,6	—
III + IV + V	-2,1	-1,8	0,8	—
IV + V + VI	-4,0	-3,2	-0,9	—
V + VI + VII	-1,7	-7,2	-1,9	—
VI + VII + VIII	-1,7	-6,4	-3,5	—
VII + VIII + IX	-1,0	-3,5	-2,9	—
VIII + IX + X	-0,7	-3,6	-6,0*	—
IX + X + XI	-3,5	-8,8*	-6,1*	—
X + XI + XII	-5,2*	-13,9*	-9,9*	(-13,0, -2,4)
XI + XII + I	-11,1*	-19,6*	-13,7*	(-20,0, -6,5)
XII + I + II	-9,7*	-17,8*	-13,1*	(-19,0, -5,2)

* Значимые на 95%-ном уровне результаты.

В качестве иллюстрации полученных результатов приведем (табл. 1), характеризующую связь трехмесячных сумм осадков, осредненных по девяти станциям Северного Казахстана с температурой полушария за предшествующие 12 месяцев. Приведены три вида точечных оценок параметра α , полученных с помощью H , L , \bar{T}_{t+2} и 95%-ные доверительные интервалы (в тех случаях, когда оценка признавалась значимой), полученные при использовании инструментальной переменной H (они наиболее узкие). В табл. 2 приведены нормы осадков, а также полученная для каждой инструментальной переменной оценка доли дисперсии осадков, описываемой структурной связью с температурой.

Таблица 2

Оценки дисперсий сезонных сумм осадков σ^2 (%), описываемых структурной связью с \bar{T} , полученных при использовании разных инструментальных переменных (прочерк означает, что оценка на 95%-ном уровне не является значимой).

Сезон	Норма осадков (мм)	σ_H^2	σ_L^2	$\sigma_{\bar{T}_{t+2}}^2$
I + II + III	41	—	28	—
II + III + IV	44	—	—	—
III + IV + V	54	—	—	—
IV + V + VI	69	—	—	—
V + VI + VII	85	—	—	—
VI + VII + VIII	88	—	—	—
VII + VIII + IX	78	—	—	—
VIII + IX + X	66	—	—	6
IX + X + XI	59	—	17	10
X + XI + XII	57	13	37	26
XI + XII + I	50	17	54	34
XII + I + II	44	22	52	28

Не имея возможности столь же подробно привести результаты по всем районам, кратко перечислим их:

1. Подтверждена и количественно оценена связь между осенне-зимними осадками в Казахстане и \bar{T} , T_a и γ . При потеплении полушария на $0,1^\circ\text{C}$ осадки зимой уменьшаются здесь в среднем на 10%, а осенью — на 5% от нормы. Зимой структурной связью описывается до 30% дисперсии осадков.

2. При потеплении Арктики и, следовательно, уменьшении меридионального градиента температуры осадки на Украине весной — в начале лета несколько уменьшаются.

3. В муссонных областях (Индия, Судано-Сахельская зона, северное побережье Гвинейского залива) потепление полушария вызывает раннее наступление сезона дождей и увеличивает в целом осадки в этот сезон. Однако, во второй половине лета связь повсюду становится незначимой.

4. Режим увлажнения зернового района США и Канады, рассматриваемого как единое целое, видимо, слабо зависит от процессов потепления — похолодания.

Изложенная методика является в значительной степени универсальной и применима в случае достаточно длинных однородных рядов (выборки) инструментальных переменных и величин), структурная связь между которыми нас интересует. Общие вопросы построения моделей линейных стохастически связанных величин и использования инструментальных переменных рассмотрены также в работах [11, 12].

Дальнейшая работа предусматривает поиск и исследование возможных связей осадков по другим районам полушария, стока крупных рек, а также других характеристик климата с макротемпературными параметрами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аполлов Б. А и др. Колебания Каспийского моря.— «Тр. института океанологии», 1956, т. 15, 288 с.
2. Борзенкова И. И. Особенности векового хода осадков в различных климатических зонах Африки.— «Тр. ГГИ», 1977, вып. 247, с. 26—35.
3. Борзенкова И. И., Винников К. Я. Проблема документации глобальных климатических изменений, «Тр. ГГИ», 1977, вып. 247, с. 13—25.
4. Борзенкова И. И. и др. Изменение температуры воздуха северного полушария за период 1881—1975 гг.— Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 27—35.

5. Гройсман П. Я. Об одном способе оценивания связей между макроклиматическими параметрами.— «Тр. ГГИ», 1977, вып. 247, с. 107—113.
6. Дроздов О. А. Об изменении осадков северного полушария — «Тр. ГГО», 1966, вып. 198, с. 3—16.
7. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня.— «Тр. НИУ», сер. 4, гидрология суши, 1946, вып. 38. 64 с.
8. Кендалл М. Дж. и Стьюарт А. Статистические выводы и связи. М., «Наука», 1973, 899 с.
9. Шепелевский А. А. О вычислении функциональной связи скрытой за корреляцией. «Тр. ГГО», 1937, вып. 15, сер. 4, с. 62—86.
10. Durbin J. „Errors in variables“. Rev. Int. Statist. Inst. 1954, v. 22, p. 23.
11. Fisk P. R. „Stochastically dependent equations“. L., 1967, 181 p.
12. Sargan J. D. „On the estimation of economic relationships by means of instrumental variables“, *Econometrica*. 1958. v. 26, p. 393—415.

С. П. Савватеев (ГГИ)

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСПАРЕНИЯ И ТРАНСПИРАЦИИ В СИСТЕМЕ ПОЧВА—РАСТЕНИЕ—ПРИЗЕМНЫЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ

Изучение энерго- и массообмена подстилающей поверхности и приземного слоя воздуха представляется необходимым для решения многих проблем гидрометеорологии. К таковым можно отнести расчеты характеристик взаимодействия атмосферы с различными типами поверхности, выяснение закономерностей фильтрации воды в верхних слоях почвы, определение закономерностей теплового баланса подстилающей поверхности, расчеты компонент водного баланса водосборов и т. д. К числу наиболее важных задач, для решения которых необходимы исследования энерго- и массообмена почвы и приземного слоя атмосферы, следует отнести задачи агрогидрометеорологии.

В этой публикации рассмотрены физические предпосылки математической модели процесса переноса воды в трехкомпонентной системе почва—растение—приземный слой атмосферы и приведены результаты численных экспериментов на ЭВМ с этой моделью. Основное внимание уделено агрогидрометеорологическим аспектам по той причине, что данные построения должны явиться составной частью комплексной модели продуктивности растительного покрова.

Основу модели влагообмена и транспирации в системе почва—растение—атмосфера, в случае постоянства по высоте температуры воздуха и почвы, а также концентрации солей в почве и ксилеме растений, составляют следующие соотношения [3] (условные обозначения см. с. 204):

1. Уравнение фильтрации воды в поровом пространстве почвы ($-H_- < z < 0$)

$$c_{\text{soil}}(\mu_{\text{soil}}) \frac{\partial \mu_{\text{soil}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_{\text{soil}}^{\text{H}_2\text{O}}(\mu_{\text{soil}}) \left(\frac{\partial \mu_{\text{soil}}}{\partial z} + g \right) \right] + \\ + (SD)_{\text{soil, cell}} \left(\mu_{\text{cell}} - \mu_{\text{soil}} + \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \ln \frac{a_{\text{cell}}}{a_{\text{soil}}} \right); \quad (1)$$

2. Уравнение турбулентного переноса водяного пара в приземном слое воздуха ($0 < z < H_+$)

$$c_{\text{air}}(\mu_{\text{air}}) \frac{\partial \mu_{\text{air}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_{\text{air}}^{\text{H}_2\text{O}}(\mu_{\text{air}}) \left(\frac{\partial \mu_{\text{air}}}{\partial z} + g \right) \right] + (SD)_{\text{air, cell}} \left(\mu_{\text{cell}} - \mu_{\text{air}} + \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \ln a_{\text{cell}} \right); \quad (2)$$

3. Уравнение переноса воды по проводящей системе растения—ксилеме ($-h_- < z < h_+$)

$$c_{\text{stem}}(\mu_{\text{stem}}) \frac{\partial \mu_{\text{stem}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_{\text{stem}}^{\text{H}_2\text{O}}(\mu_{\text{stem}}) \left(\frac{\partial \mu_{\text{stem}}}{\partial z} + g \right) \right] + (SD)_{\text{stem, cell}} \left(\mu_{\text{cell}} - \mu_{\text{stem}} + \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \ln \frac{a_{\text{cell}}}{a_{\text{stem}}} \right); \quad (3)$$

4. Уравнение баланса воды в клеточной ткани растения ($-h_- < z < h_+$)

$$c_{\text{cell}}(\mu_{\text{cell}}) \frac{\partial \mu_{\text{cell}}}{\partial t} = - (SD)_{\text{stem, cell}} \left(\mu_{\text{cell}} - \mu_{\text{stem}} + \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \ln \frac{a_{\text{cell}}}{a_{\text{stem}}} \right) - \begin{cases} (SD)_{\text{air, cell}} \left(\mu_{\text{cell}} - \mu_{\text{air}} + \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \ln a_{\text{cell}} \right), & 0 < z < h_+ \\ (SD)_{\text{soil, cell}} \left(\mu_{\text{cell}} - \mu_{\text{soil}} + \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \ln \frac{a_{\text{cell}}}{a_{\text{soil}}} \right), & -h_- < z < 0. \end{cases} \quad (4)$$

Уравнения (1)—(4) содержат ряд величин и функций, которые требуют дополнительного пояснения.

Характеристики c_{air} и $k_{\text{air}}^{\text{H}_2\text{O}}$, определяющие поведение водяного пара в воздухе, выражаются следующим образом:

$$c_{\text{air}} = \left(\frac{M_{\text{H}_2\text{O}}}{RT} \right)^2 p_{00} \exp \left(\frac{M_{\text{H}_2\text{O}} \mu_{\text{air}}}{RT} + \frac{aT}{b+T} \right), \quad (5)$$

$$k_{\text{air}}^{\text{H}_2\text{O}} = c_{\text{air}} k_{\text{turb}}, \quad (6)$$

где коэффициент турбулентного обмена, в нашем случае, будет считаться линейной функцией высоты z

$$k_{\text{turb}} = k_0 + k_1 z.$$

Дифференциальные влагоемкости почвы и ксилемы c_{soil} и c_{stem} , а также их коэффициенты влагопроводности $k_{\text{soil}}^{\text{H}_2\text{O}}$ и $k_{\text{stem}}^{\text{H}_2\text{O}}$ на основе некоторых теоретических [4, 6] и экспериментальных данных [1, 5] представляют следующие зависимости:

$$c_{\text{soil}} = - \frac{2\alpha \rho^{\text{H}_2\text{O}} n}{\mu_{\text{soil}} + \mu_{0, \text{soil}}} \ln \left(\frac{\mu_{\text{soil}}}{\mu_{0, \text{soil}}} + 1 \right) \exp \left[-\alpha \ln^2 \left(\frac{\mu_{\text{soil}}}{\mu_{0, \text{soil}}} + 1 \right) \right]; \quad (7)$$

$$k_{\text{soil}}^{\text{H}_2\text{O}} = \frac{\rho^{\text{H}_2\text{O}} n^3}{\alpha \gamma^{\text{H}_2\text{O}} \Omega^2 (1-n)^2} \exp \left[-\lambda \alpha \ln^2 \left(\frac{\mu_{\text{soil}}}{\mu_{0, \text{soil}}} + 1 \right) \right]; \quad (8)$$

$$c_{\text{stem}} = -\pi R_s^2 m \cdot \frac{2\kappa_* \rho_{\text{H}_2\text{O}} n_*}{\mu_{\text{stem}} + \mu_{0, \text{stem}}} \ln \left(\frac{\mu_{\text{stem}}}{\mu_{0, \text{stem}}} + 1 \right) \times \\ \times \exp \left[-\kappa_* \ln^2 \left(\frac{\mu_{\text{stem}}}{\mu_{0, \text{stem}}} + 1 \right) \right]; \quad (9)$$

$$k_{\text{stem}}^{\text{H}_2\text{O}} = \pi R_s^2 m \frac{\rho_{\text{H}_2\text{O}} n_*^3}{\alpha_{\text{H}_2\text{O}} \Omega_*^2 (1 - n_*)^2} \times \\ \times \exp \left[-\lambda \kappa_* \ln^2 \left(\frac{\mu_{\text{stem}}}{\mu_{0, \text{stem}}} + 1 \right) \right]. \quad (10)$$

Дифференциальная влагоемкость c_{cell} в нашем случае рассчитывается по формуле

$$c_{\text{cell}} = \frac{q_0}{\kappa_c (\mu_{\text{cell}} + \mu_{0, \text{cell}})}, \quad (11)$$

которую можно получить, используя эмпирические данные, приведенные в [2].

Величины удельных деятельных поверхностей $S_{\text{air, cell}}$, $S_{\text{soil, cell}}$ и $S_{\text{stem, cell}}$ определяются структурными особенностями растения и для нашей модели являются исходными параметрами. Коэффициенты влагопроводности $D_{\text{air, cell}}$ и $D_{\text{stem, cell}}$ зависят от физиологических свойств клеточных мембран и также задаются априорно. Величина $D_{\text{air, cell}}$ характеризует возможность испарения воды с листовой поверхности через кутикулу и устьица и здесь принимается зависимой от тургорного потенциала воды в клеточной ткани

$$D_{\text{air, cell}} = D_{\text{cut}} + \frac{1}{\frac{1}{D_m} + \frac{\kappa_c b}{\ln \left(\frac{\mu_{\text{cell}}}{\mu_{0, \text{cell}}} + 1 \right)}}. \quad (12)$$

В граничных условиях для системы уравнений (1)–(4) должны быть отражены следующие естественные закономерности:

1. Равенство нулю потенциала воды на уровне грунтовых вод

$$\mu_{\text{soil}} \Big|_{z=-H_-} = 0; \quad (13)$$

2. Зависимость потенциала водяного пара μ_{air} над растительным покровом от внешних метеорологических условий.

$$\mu_{\text{air}} \Big|_{z=H_+} = \mu_{\text{air}}(t); \quad (14)$$

3. Равенство потенциалов воды в воздухе и почве, а также баланс потоков влаги на поверхности почвы ($z=0$)

$$\mu_{\text{air}} = \mu_{\text{soil}}, \\ -k_{\text{soil}}^{\text{H}_2\text{O}} \left(\frac{\partial \mu_{\text{soil}}}{\partial z} + g \right) + k_{\text{air}}^{\text{H}_2\text{O}} \left(\frac{\partial \mu_{\text{air}}}{\partial z} + g \right) = \begin{cases} 0, & \text{при } r=0 \\ r-I, & \text{при } r>0; \end{cases} \quad (15)$$

4. Отсутствие потока воды по ксилеме при $z = -h_-$ и $z = h_+$.

Выписанная система уравнений (1)–(4) требует задания начальных распределений свободной удельной энергии Гиббса во всех трех компонентах системы почва—растение—атмосфера.

Для решения поставленной задачи был разработан алгоритм и составлена программа, применительно к ЭВМ БЭСМ-6. Чтобы установить факт устойчивости получаемого решения в интересующем нас диапазоне изменения исходных данных задачи, проводились методические эксперименты с варьированием параметров численной схемы.

По разработанной модели были проведены расчеты суточного хода характеристик влагообмена и транспирации в системе почва—растение—приземный слой атмосферы для двух почв:

а) $n = 0.4$, $\Omega = 3 \cdot 10^8 \text{ м}^2/\text{м}^3$; б) $n = 0.5$, $\Omega = 1 \cdot 10^8 \text{ м}^2/\text{м}^3$.

Отметим, что почву «а» по гидрофизическим свойствам можно отнести к глинам, тогда как «б» — к черноземам.

Результаты численных экспериментов приведены на рис. 1. Все расчетные характеристики соответствуют случаю, когда суточный ход внешних метеорологических величин — относительной влажности p/p_0 и температуры T на высоте H_+ — принимался априорно заданным (см. рис. 1 а).

На рис. 1 б представлены зависимости испарения с поверхности почвы E_0 , суммарного испарения E_s и транспирации $E_t = E_s - E_0$ от времени. Видно, что испарение и транспирация имеют четко выраженный суточный ход, соответствующий изменениям относительной влажности p/p_0 и температуры T воздуха на верхней границе $z = H_+$. Тот факт, что в случае глинистой почвы «а» (прерывистые линии) транспирация E_t оказывается несколько большей, объясняется тем, что для нее испарение E_0 меньше, а следовательно в нашем случае при одинаковых внешних метеорологических условиях воздух в межлистном пространстве получается более сухим, и вместе с этим большим суммарное испарение с листьев, т. е. транспирация E_t .

В промежуток времени от 36-го по 45-й час от начала решения условие (15), описывающее баланс воды на поверхности почвы, использовалось для случая $r > 0$, что соответствует поливу почвы. При этом, когда верхние слои почвы полностью насыщаются водой, потенциал влаги в воздухе μ_{air} и в почве μ_{soil} становится равным нулю и уравнения (1) и (2) решаются как независимые. Величина образующегося при этом поверхностного стока I равна

разности между осадками r и суммой значений E_0 и I_t^\dagger , где I_t^\dagger есть поток воды в почву при $z = 0$. Во время полива испарение и транспирация совпадают для обеих почв.

На рис. 1 в показаны зависимости от времени суммарного испарения с листьев $E_t = E_s - E_0$ и потока воды по стеблям I_{st} , при $z = 0$ для почвы «б». Различия между этими кривыми объясняются тем, что при увеличении относительной влажности воздуха p/p_0

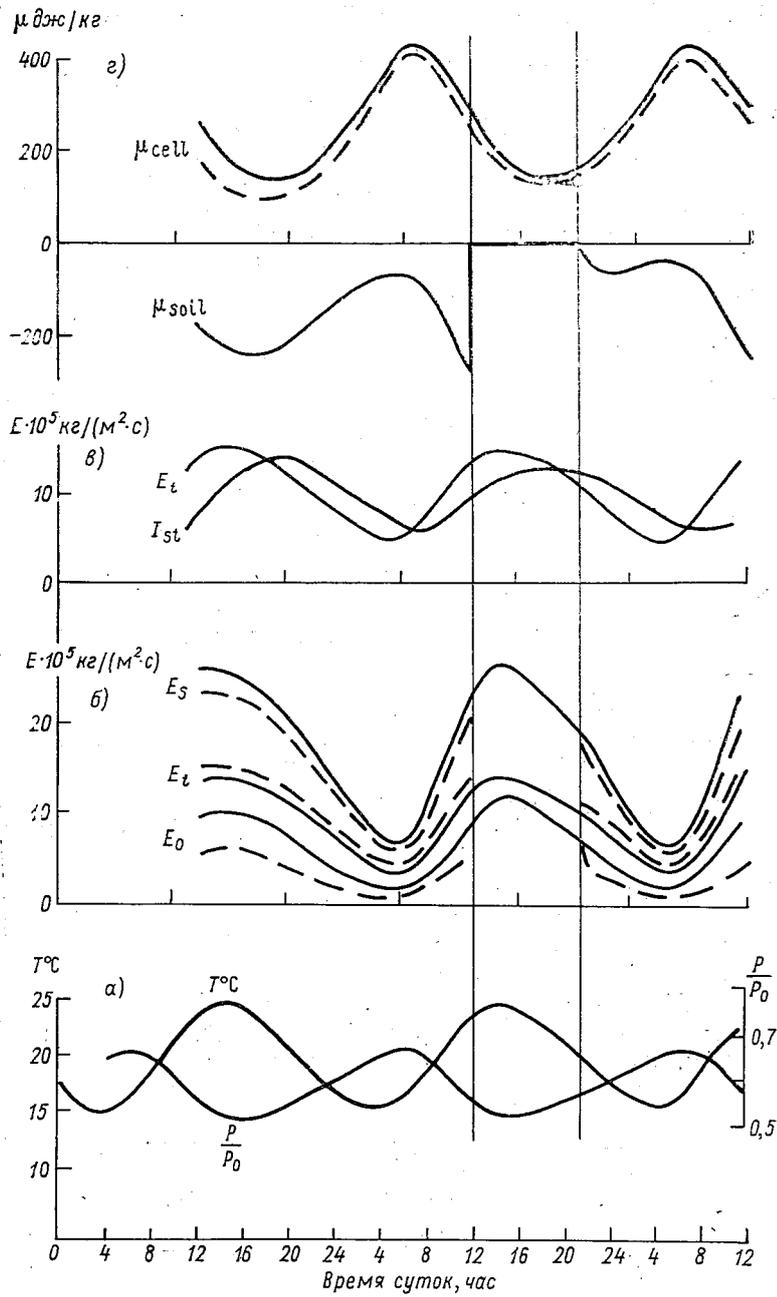


Рис. 1. Суточный ход характеристик влагообмена и транспирации в системе почва—растение—атмосфера (пояснения в тексте).

к ночи уменьшается суммарное испарение с листьев E_t , в то время как, поток воды по ксилеме I_{st} продолжает еще некоторое время увеличиваться, вызывая тем самым повышение тургорного потенциала μ_{cell} в ночное время суток (рис. 1 г) и последующее уменьшение потока I_{st} . Это в конце концов приводит к тому, что кривые E_t и I_{st} сдвинуты по времени на 3—4 часа.

На рис. 1 г, кроме суточного хода тургорного потенциала μ_{cell} , представлена зависимость потенциала воды μ_{soil} на поверхности почвы, которая также имеет ярко выраженный суточный ход.

Проведенные расчеты позволяют заключить, что разработанная модель влагообмена и транспирации довольно правильно описывает ряд важных физических закономерностей, свойственных этому процессу. Недостатком описанной модели, который может ограничить ее применимость, является недостаточно полный учет теплообмена в почве и приземном слое воздуха.

Разработка физико-математической модели энерго- и массообмена в системе почва—растение—атмосфера, в полной мере учитывающей физически значимые эффекты, свойственные системе, явится предметом дальнейших исследований.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- a, b — эмпирические константы;
 $a_{soil}, a_{stem}, a_{cell}$ — осмотические компоненты активности воды в почве, стебле и клетке;
 g — ускорение свободного падения;
 H_+ — высота, на которой задаются внешние метеорологические условия;
 H_- — уровень грунтовых вод;
 h_+ — высота растительного покрова;
 h_- — глубина залегания корней;
 I — поверхностный сток;
 M^{H_2O} — молекулярный вес воды;
 m — число стеблей на 1 м² поверхности земли;
 n, n_* — пористость почвы и ксилемы;
 q_0 — количество воды в клеточной ткани в состоянии плазмолиза;
 p_{00} — насыщающая упругость водяного пара при нормальных условиях;
 R — универсальная газовая постоянная;
 R_s — радиус стебля;
 r — осадки;
 T — температура;
 $\alpha, \kappa, \lambda, \mu_0$ — экспериментальные коэффициенты гидрофизических характеристик почвы, стебля и клеточной ткани;

μ — влажностная составляющая удельной свободной энергии Гиббса: в почве (soil), ксилеме (stem), воздухе (air) и клетке (cell);
 $\nu_{\text{H}_2\text{O}}$, $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ — вязкость и плотность воды;
 Ω , Ω_* — удельные поверхности почвы и ксилемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л., Гидрометиздат, 1969, 355 с.
2. Козловский Т. Водный обмен растений. «Колос», М., 1969. 247 с.
3. Менжулин Г. В. Моделирование влагообмена и транспирации в системе почва—растение—атмосфера.— «Тр. ГГИ», вып. 247, 1977. с. 36—44.
4. Нерпин С. В., Чудновский А. Ф. Физика почвы. «Наука», М., 1967, с. 583.
5. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. Л., Гидрометеиздат, 1973, с. 427.
6. Visser W. C. An empirical mathematical expression for the desorption curve. Symposium on water in the unsaturated zone, Wageningen, 19—25 July, 1966, p. 83—95.

А. Я. Фертман (ГГИ)

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА

В большинстве моделей метеорологического режима растительного покрова и во всех построениях, касающихся режима турбулентности в нем, используется ряд предположений, существенно ограничивающих универсальность моделей и, следовательно, их применимость. Это, прежде всего, предположение о безразличной температурной стратификации воздуха межлиственного пространства, предположение о постоянстве удельной площади листовой поверхности с высотой, весьма приближенный параметрический учет радиационных потоков (несмотря на то, что модель радиационного режима растительного покрова к настоящему времени разработана) и т. д.

Предлагаемая модель турбулентного режима метеорологических субстанций свободна от этих существенных недостатков. В приведенных ниже построениях мы будем исходить из методических предпосылок, изложенных в [4]. Несмотря на то что многие из упомянутых ограничений свойственны также и этой работе, в ней проведен более детальный, чем в остальных, учет основных факторов, формирующих метеорологический режим растительности.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

БИКР — близкая инфракрасная радиация,
РП — растительный покров,
ФАР — фотосинтетически активная радиация,
 A_n — альbedo подстилающей поверхности,
 $c, c_T, c_q, c_{fT}, c_{fq}$ — эмпирические константы,
 E_0 — удельное испарение с почвы,
 k_M, k_H, k_q, k_Q — коэффициенты турбулентного обмена для импульса, тепла, водяного пара, турбулентной энергии соответственно,
Rf — динамическое число Ричардсона,
 χ_T, χ_q — молекулярные тепло- и влажопроводность воздуха,
остальные обозначения такие же, как в работе [4].

Будем считать, что растительность, метеорологическим режимом которой мы интересуемся, представляет собой состоящий только из горизонтально ориентированных листьев горизонтально однородный РП высотой H . Большинство агрометеорологических объектов удовлетворяют этим предположениям с большой степенью точности.

Введем декартову систему координат, ось x которой направим вдоль направления ветра, а ось z вертикально вверх. Понятно, что при сделанных предположениях любая метеорологическая и геометрическая характеристика РП будет функцией лишь от вертикальной координаты z , в частности, густоту растительности можно описать функцией $s(z) = |\vec{s}|$ — удельной площадью листовой поверхности.

Для описания режима турбулентности в РП необходимо рассмотреть закономерности следующих процессов:

- а) ветрового и турбулентного режимов,
- б) режима коротковолновой (КВР) и инфракрасной (ИКР) радиации,
- в) тепло- и парообмена растений с окружающей средой,
- г) энергетического баланса фитомассы.

С математической точки зрения такая модель эквивалентна постановке задачи Коши для замкнутой системы соответствующих уравнений.

1. Уравнение движения и граничные условия к нему для рассматриваемой структуры растительности совпадают с приведенными в [4]:

$$\frac{d}{dz} \left(k_M \frac{du}{dz} \right) = sc_w u^2, \quad (1)$$

$$u \Big|_{z=z_0} = 0, \quad k_M \frac{du}{dz} \Big|_{z=3H} = u_*^2. \quad (1a)$$

Уравнение баланса энергии турбулентных пульсаций, записанное в полуэмпирической форме, в нашем случае примет вид

$$\begin{aligned} & k_M \left(\frac{du}{dz} \right)^2 - \beta k_H \frac{dT}{dz} - \frac{0,61g}{\rho} k_q \frac{dq}{dz} + \\ & + sc_w u^3 + \beta \Delta_T \left| \frac{d}{dz} \left(k_H \frac{dT}{dz} \right) \right| + \frac{0,61g}{\rho} \Delta_q \left| \frac{d}{dz} \left(k_q \frac{dq}{dz} \right) \right| = \\ & = \frac{b^{3/2}}{cl} - \frac{d}{dz} \left(k_Q \frac{db}{dz} \right). \end{aligned} \quad (2)$$

Отличие уравнения (2) от традиционно используемого в физике приземного слоя атмосферы состоит в появлении трех последних членов в левой его части. Эти слагаемые имеют смысл дополнительных источников турбулентной энергии и обязаны своим происхождением наличию листьев, обменивающихся импульсом, теплом и водяным паром с воздухом.

Нижнее граничное условие для уравнения (2) запишем, исходя из требования отсутствия потока турбулентной энергии в почву:

$$k_Q \frac{db}{dz} \Big|_{z=z_0} = 0. \quad (2a)$$

Для постановки верхнего граничного условия воспользуемся тем, что на достаточно большой высоте над РП диффузионный член в уравнении (2) можно положить пропорциональным конвективному [2], в результате чего указанное уравнение примет вид (σ — эмпирическая константа):

$$k_M \left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \sigma \left(-\beta k_H \frac{dT}{dz} - \frac{0,61g}{\rho} k_q \frac{dq}{dz} \right) - \frac{b^{3/2}}{cl} \Big|_{z=3H} = 0. \quad (2б)$$

Соотношение (2б) примем в качестве верхнего граничного условия для уравнения (2).

Несмотря на то что формально условие (2б) выводится из самого уравнения (2), корректность постановки краевой задачи обеспечена тем, что значения σ могут быть взяты из независимо полученных экспериментальных данных (см., например, [2]).

Для связи k_H , k_q , k_Q с k_M положим

$$k_H = k_q = \alpha (R_f) k_M, \quad k_Q = k_M, \quad (3)$$

где R_f , при учете сказанного о дополнительных источниках конвективных движений, будет определяться формулой

$$R_f = - \left(-\beta k_H \frac{dT}{dz} - \frac{0,61g}{\rho} k_q \frac{dq}{dz} + sc_{\omega} u^3 + \right. \\ \left. + \beta \Delta_T \left| \frac{d}{dz} \left(k_H \frac{dT}{dz} \right) \right| + \frac{0,61g}{\rho} \Delta_q \left| \frac{d}{dz} \left(k_q \frac{dq}{dz} \right) \right| \right) \left(\frac{u_*^4}{k_M} \right)^{-1}. \quad (4)$$

Вид зависимости $\alpha (R_f)$ определяется при неустойчивой стратификации теорией Монина—Эллисона, а при устойчивой — графиком, приведенном в [8].

Для замыкания системы уравнений (1, 2) привлечем гипотезу автомодельности, позволяющую записать k_M в виде

$$k_M = l \sqrt{b}, \quad (5)$$

где масштаб турбулентности описывается следующим соотношением [4]:

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{z} \left(\frac{s}{d} - \frac{1}{\psi} \frac{d\psi}{dz} \right), \quad \psi = \frac{b}{cl}, \quad (6)$$

с граничным условием

$$l \Big|_{z=z_0} = \kappa z_0. \quad (6a)$$

Не останавливаясь на выяснении применимости гипотезы (5) к нашему случаю, отметим лишь далеко не полную очевидность того, что режим турбулентности в межлистном пространстве будет таковым.

2. Рассмотрим теперь потоки тепла и водяного пара, фигурирующие в явном виде в уравнении (2). Такое рассмотрение представляет не только теоретическую, но и агрометеорологическую ценность, поскольку эти потоки описывают процессы теплового и водного обмена растений с окружающей средой.

В естественных условиях фитоэлементы, расположенные на некотором уровне z РП, по-разному освещены солнечной радиацией: некоторые из них находятся в «солнечных пятнах», другие — в затененных областях. Поэтому температурное поле поверхности фитоэлементов следует описывать более, чем одной величиной.

Пусть $p(z)$ — доля поверхности фитоэлементов, находящихся на уровне z и попадающих в «солнечные пятна». Тогда, если ввести величины $T^{\uparrow s}$, $T^{\downarrow s}$, $T^{\uparrow sh}$, $T^{\downarrow sh}$ (индексы s , sh здесь соответствуют индексам sun , $shad$, введенным в [4]), то уравнение турбулентного теплопереноса запишется в виде

$$\frac{d}{dz} \left(k_H \frac{dT}{dz} \right) = -sp \{ D_T^{\uparrow s} (T^{\uparrow s} - T) + D_T^{\downarrow s} (T^{\downarrow s} - T) \} - s(1-p) \{ D_T^{\uparrow sh} (T^{\uparrow sh} - T) + D_T^{\downarrow sh} (T^{\downarrow sh} - T) \}. \quad (7)$$

Правая часть уравнения (7) представляет собой интенсивность теплообмена участка поверхности листа единичной площади с воздухом.

Будем считать, что несмотря на определенные особенности, присущие теплообмену фитоэлементов с воздухом, общие закономерности теплообмена схожи для различных конструкций. Тогда для расчета интегральных коэффициентов $D_T^{\uparrow s}$, $D_T^{\downarrow s}$, $D_T^{\uparrow sh}$, $D_T^{\downarrow sh}$, введенных в (7), можно, в частности, воспользоваться зависимостями, полученными при изучении теплообмена пучков труб при омывании их турбулентным потоком газа [1], а также общими закономерностями свободно-конвективного теплообмена [5].

Представив, следуя [4], число Нуссельта Nu в виде суммы двух чисел Nu_{force} , Nu_{free} , соответствующих вынужденному и свободному теплообмену, используем приведенную там формулу для Nu_{force}

$$Nu_{force} = c_1 Re^{m_1}. \quad (8)$$

Поскольку в нашем случае теплообмен листьев с воздухом происходит также за счет испарения с поверхности фитоэлементов, то для Nu_{free} следует использовать формулу более общего вида, нежели в [4]:

$$Nu_{free} = c_2 \left(\frac{\beta r^3}{\nu^2} |\Delta T| + 0,61 \frac{gr^3}{\rho \nu^2} |\Delta q| \right)^{m_2}. \quad (9)$$

Итак, для интегральных коэффициентов теплообмена имеем

$$D_T^{\uparrow, \downarrow; s, sh} = \frac{\chi_T}{r} \left(c_T Re^{m_1} + c_{f_T} \left\{ \frac{\beta r^3}{\nu^2} |T^{\uparrow, \downarrow; s, sh} - T| + 0,61 \frac{gr^3}{\rho \nu^2} |q^{\uparrow, \downarrow; s, sh} - q| \right\}^{m_2} \right). \quad (10)$$

Здесь под $D_T^{\uparrow, \downarrow; s, sh}$ обозначен любой из коэффициентов $D_T^{\uparrow s}, D_T^{\downarrow s}, D_T^{\uparrow sh}, D_T^{\downarrow sh}$; то же самое относится и к $T^{\uparrow, \downarrow; s, sh}, q^{\uparrow, \downarrow; s, sh}$, выбор любого из первой и из второй пары индексов соответствует выбору индексов в $D_T^{\uparrow, \downarrow; s, sh}$.

Граничные условия для уравнения (7) запишем в виде

$$-\rho c_p k_H \frac{dT}{dz} \Big|_{z=z_0} = (1 - A_n) R_0 + \gamma^l I_0^{\uparrow} - I_0^{\downarrow} - B - LE_0, \\ T \Big|_{z=3H} = T_{up}, \quad (7a)$$

первое из которых представляет собой уравнение теплового баланса при $z = z_0$ (R_0 здесь — поток КВР на уровне шероховатости почвы), а второе задает температуру воздуха над верхней границей РП.

Уравнение турбулентного влагопереноса совпадает с приведенным в [4]:

$$\frac{d}{dz} \left(k_q \frac{dq}{dz} \right) = -sp \{ D_q^{\uparrow s} (q^{\uparrow s} - q) + D_q^{\downarrow s} (q^{\downarrow s} - q) \} - \\ - s(1-p) \{ D_q^{\uparrow sh} (q^{\uparrow sh} - q) + D_q^{\downarrow sh} (q^{\downarrow sh} - q) \}, \quad (11)$$

причем $D_q^{\uparrow s}, D_q^{\downarrow s}, D_q^{\uparrow sh}, D_q^{\downarrow sh}$ выражаются по формулам, аналогичным (10).

Сформулируем граничные условия для уравнения (11) в виде

$$-k_q \frac{dq}{dz} \Big|_{z=z_0} = E_0, \quad q \Big|_{z=3H} = q_{up}. \quad (11a)$$

Введя устьичную проводимость эпидермиса листа D_{st} и влажности в его межклеточниках $q_w^{\uparrow, \downarrow; s, sh}$, запишем уравнения баланса влаги на листе:

$$D_{st} (q_w^{\uparrow, \downarrow; s, sh} - q^{\uparrow, \downarrow; s, sh}) = D_q^{\uparrow, \downarrow; s, sh} (q^{\uparrow, \downarrow; s, sh} - q), \quad (12)$$

и, наконец, свяжем $q_w^{\uparrow, \downarrow; s, sh}$ с соответствующими величинами $T^{\uparrow, \downarrow; s, sh}$ формулой Магнуса [3].

Для определения $T^{\uparrow, \downarrow; s, sh}$ привлечем уравнения энергетического баланса фитомассы. Опишем модель, в которой учтены тепло- и парообмен листьев с воздухом, поглощение КВР и ИКР, тепловое излучение листьев, теплообмен участков поверхности листа с температурами $T^{\uparrow s}, T^{\downarrow s}$ и $T^{\uparrow sh}, T^{\downarrow sh}$. При учете этих процессов рассматриваемые уравнения примут вид

$$\gamma^s R(z) + \gamma^l I^{\uparrow, \downarrow} - \delta \sigma (T^{\uparrow, \downarrow; s, sh})^4 = \\ = \rho c_p D_T^{\uparrow, \downarrow; s, sh} (T^{\uparrow, \downarrow; s, sh} - T) + LD_q^{\uparrow, \downarrow; s, sh} (q^{\uparrow, \downarrow; s, sh} - q) - \\ - \frac{\lambda}{h} (T^{\uparrow, \downarrow; s, sh} - T^{\downarrow, \uparrow; s, sh}). \quad (13)$$

Здесь $R(z)$ — величина потока КВР, доходящего до уровня z в РП.

Как уже указывалось, структура радиационного режима РП к настоящему времени исследована [7]. Воспользовавшись результатами, полученными в этой работе, напишем выражения для нисходящего потока ФАР в области солнечных просветов $R_{1\text{ФАР}}^{(n)}$ и в области тени $R_{1\text{ФАР}}^{(т)}$, а также для восходящего потока ФАР $R_{2\text{ФАР}}$:

$$\begin{aligned} R_{1\text{ФАР}}^{(n)} &= c_s S(z) + c_D D(z) + c_Q \pi i_1(z), \\ R_{1\text{ФАР}}^{(т)} &= c_D D(z) + c_Q \pi i_1(z), \quad R_{2\text{ФАР}} = c_Q \pi i_2(z). \end{aligned} \quad (14)$$

Здесь $S(z)$, $D(z)$ — соответственно потоки прямой солнечной и рассеянной радиации, доходящие до уровня z в РП без взаимодействия с фитоэлементами, $i_1(z)$, $i_2(z)$ дополнительные нисходящий и восходящий потоки, учитывающие взаимодействие $S(z)$ и $D(z)$ с фитоэлементами, c_s , c_D , c_Q — коэффициенты, определяющие долю ФАР в КВР соответственно для прямой, рассеянной и суммарной радиации.

Аналогичные потоки $R_{1\text{БИКР}}^{(n)}$, $R_{1\text{БИКР}}^{(т)}$, $R_{2\text{БИКР}}$ в области БИКР получим по формулам [14], заменив c_s , c_D , c_Q на $(1 - c_s)$, $(1 - c_D)$, $(1 - c_Q)$ соответственно.

Восходящий I^\uparrow и нисходящий I^\downarrow потоки ИКР получим из уравнений

$$\begin{aligned} dI^\uparrow &= -s dz \{ \gamma^\uparrow I^\uparrow + p \delta \sigma (T^{\uparrow s})^4 + (1-p) \delta \sigma (T^{\uparrow sh})^4 \}, \\ dI^\downarrow &= s dz \{ \gamma^\downarrow I^\downarrow - p \delta \sigma (T^{\downarrow s})^4 - (1-p) \delta \sigma (T^{\downarrow sh})^4 \}, \end{aligned} \quad (15)$$

и граничных условий

$$\begin{aligned} I^\uparrow|_{z=z_0} &= \delta \sigma T_n^4, \\ I^\downarrow|_{z=z_H} &= \delta \sigma T_{\text{ур}}^4 (0,82 - 0,25 \cdot 10^{-0,12 \cdot 10^6 q_{\text{ур}}}) \end{aligned} \quad (15a)$$

приведенных в [4].

Итак, система уравнений (1, 2, 5—7, 11—15) с граничными условиями (1a, 2a—б, 6, 7a, 11a, 15a) определяет метеорологический режим РП.

3. Ниже приведены некоторые результаты расчетов, проведенных с помощью ЭВМ по настоящей модели. Вычислительная схема оказывается устойчивой при неустойчивой и близкой к безразличной стратификации.

В области сильно устойчивой стратификации вычислительная схема оказывается расходящейся, что соответствует физическим представлениям о затухании турбулентности для больших чисел Ричардсона.

На рис. 1 представлены различные профили $s(z)$, на рис. 2, 3 даны соответствующие им рассчитанные вертикальные профили некоторых характеристик метеорологического режима РП.

Комментируя рис. 2, можно отметить, что значения $k_M(z)$, соответствующие убыванию $s(z)$ с высотой, являются наибольшими как внутри РП, так и над его верхней границей. Этот факт объ-

ясняется тем, что масштаб вихрей l при таком выборе $s(z)$ максимален в верхних слоях РП.

Рис. 1. Различные профили удельной площади листовой поверхности $s(z)$ (см^{-1}).
 I — линейное возрастание s с глубиной, II — $s = \text{const}$,
 III — линейное убывание s с глубиной.

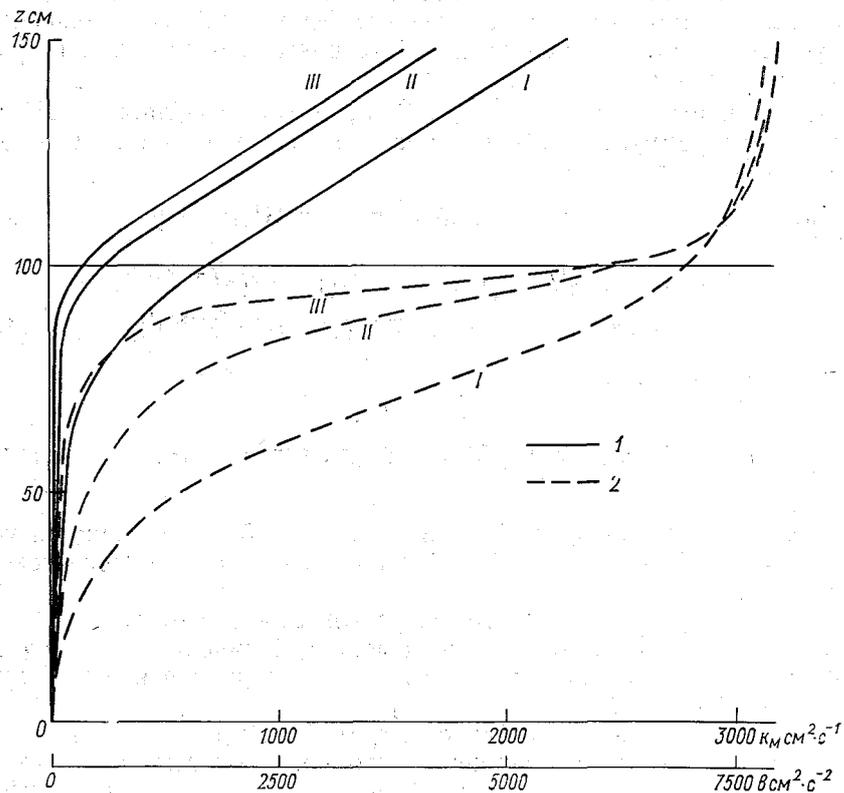
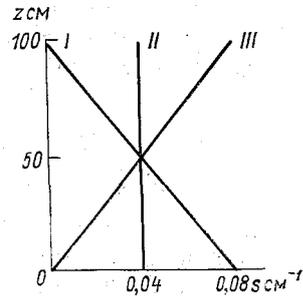


Рис. 2. Вертикальные профили коэффициента турбулентной вязкости (1) и интенсивности энергии турбулентности (2) для различных профилей удельной площади листовой поверхности.

Усл. обозначения (I, II, III) см. рис. 1.

Близость режима течения над РП к вынужденной конвекции (что объясняется большой величиной u_* , выбранной в этом экс-

перименте) и малая величина l вблизи верхней границы РП обуславливают наиболее резкий ход профиля $b(z)$ при выборе возрастающего с высотой профиля $s(z)$.

С помощью аналогичных соображений можно прокомментировать и рис. 3, где представлена зависимость $u(z)$ для тех же профилей $s(z)$.

Возможности использования разработанной модели не ограничиваются только рассмотренной задачей. Метод численных экспериментов позволяет провести исследование влияния любого из

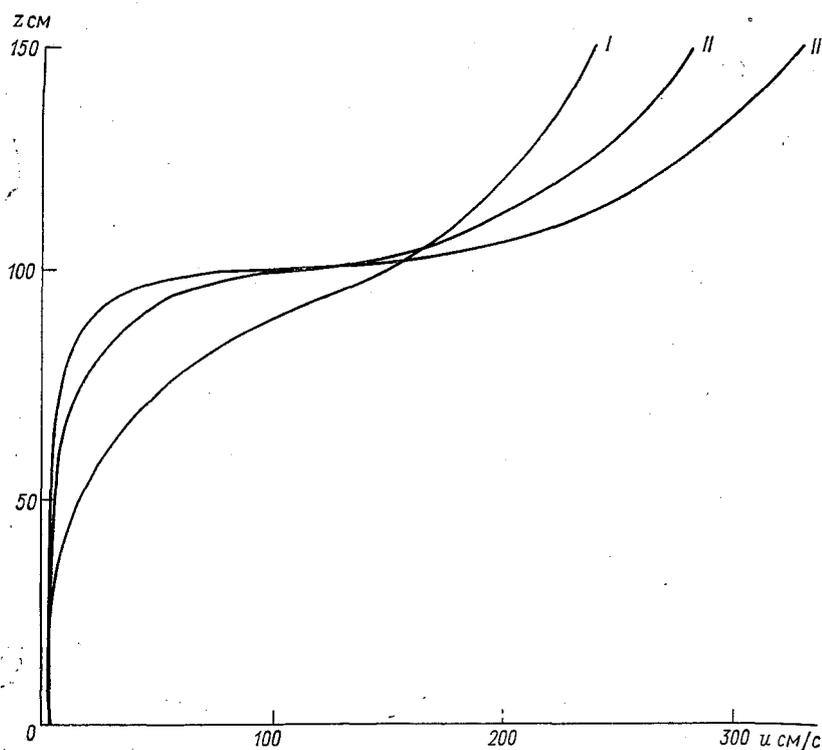


Рис. 3. Вертикальные профили скорости ветра для различных профилей удельных площадей листовой поверхности.

Усл. обозначения (I, II, III) см. рис. 1.

введенных фитометрических, физиологических и внешних метеорологических факторов на составляющие метеорологического режима РП. При этом замкнутость системы уравнений дает возможность проследить влияние каждого параметра на весь комплекс характеристик метеорологического режима РП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жукаускас А., Макарявичюс В., Шланчяускас А. Теплопередача пучков труб в поперечном потоке жидкости. «Минтис», Вильнюс, 1968, 187 с.
2. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970, 290 с.
3. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1965, 875 с.
4. Менжулин Г. В. Моделирование метеорологического режима растительного покрова.—«Тр. ГГО», вып. 318, 1974, с. 5—34.
5. Михеев М. А. Основы теплопередачи. М.—Л., Госэнергоиздат, 1947, 415 с.
6. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 1, М., «Наука», 1965, 640 с.
7. Росс Ю. К. Радиационный режим и архитектура растительного покрова. Гидрометеиздат, Л., 1975, с. 335.
8. Рузин М. И. Определение вертикального потока тепла на основе полумпирической теории турбулентности.—«Метеорология и гидрология», № 8, 1976, с. 31—40.

В. А. Янкина (Гидрометеоздат)

**О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ДАННЫХ
ПО ПРИРОСТУ ДЕРЕВЬЕВ В НЕКОТОРЫХ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ¹**

(к проблеме «Гидрологические аспекты дендроиндикации»)

Краткая история вопроса. Еще в XV в. Леонардо да Винчи обнаружил влияние осадков на ширину годичных колец деревьев в засушливых областях. О том, что в северных районах ширина годичных колец отражает изменения теплового режима, писал К. Линней (1747). Французы Х. Мартин и А. Браве (1847) провели первые исследования влияния климата на деревья. Их попытка в наши дни считается неудачной, поскольку ими не учитывались условия местопроизрастания, влияющие на радиальный прирост сосны и ели в большей степени, чем широта местности. Двадцать лет спустя были опубликованы работы А. Н. Бекетова (1868) и А. Покорни (1869), посвященные этому вопросу. И, наконец, в 1891 г. Ф. Н. Шведов в докладе, а затем в статье «Дерево как летопись засух» изложил основы дендроклиматологического анализа. Эта работа, ставшая классической, положила начало дендрометрическим исследованиям в России и за рубежом. В 1900 г. Д. И. Менделеев, занимаясь исследованием возможности развития железной промышленности Урала, рассмотрел вопрос о годичном приросте лесов этого края. В своих «беглых заметках» он указал на важность и сложность изучения прироста деревьев и предложил краткую программу и методику наблюдений.

В начале XX в. центром дендроклиматических исследований стала созданная астрономом и дендрохронологом А. Э. Дугласом (США) Лаборатория изучения годичных колец. Особое значение для нас имеют работы Е. Шульмана (1948, 1951, 1956). Рассматривая связи природных явлений в бассейне р. Колорадо, Шульман получил коэффициент корреляции связи сток — прирост, равный 0,7, а связи осадки — прирост — 0,8.

В СССР в 1951 г. на секции гидрографии и стока Ученого Совета ГГИ В. Е. Рудаковым был сделан доклад «Метод восста-

¹ Работа выполнена как дипломная на кафедре гидрологии суши ЛГМИ под руководством канд. геогр. наук А. М. Догановского.

новления хода водоносности рек по годичным кольцам деревьев (на примере р. Волги)». Вслед за докладом Рудаковым было опубликовано несколько статей, которые вызвали живой интерес у многих ученых. В журнале «Метеорология и гидрология» выступает со статьей Б. Д. Зайков, к результатам исследований Рудакова обращаются Б. А. Аполлов (1956), Л. Г. Динесман (1958), В. Н. Дугинов (1960), В. Н. Адаменко (1963), Б. В. Виноградов (1964), Н. В. Ловелиус (1966—1968) и др. [11].

В 1974 г. вышла в свет книга Т. Т. Битвинскаса «Дендроклиматические исследования» [2], в которой изложены методы изучения влияния изменений климатических факторов на ширину годичных колец деревьев. В этой работе отмечено, что расчеты следует выполнять на основании анализа обширного дендрологического материала, а не отдельных экземпляров деревьев.

Итоги первого этапа исследований в этой области были подведены на I Всесоюзном совещании по дендрохронологии и дендроклиматологии в Вильнюсе в 1968 г. В 1972 г. в Каунасе состоялось II Всесоюзное совещание, были рассмотрены вопросы влияния климатических факторов на изменчивость прироста деревьев, методы дендроклиматохронологии и их практическое применение, а также вопросы содержания радиоуглерода в атмосфере Земли.

Материалы совещаний были опубликованы [3, 8], сведения по приросту деревьев, помещенные в них, послужили исходными при рассмотрении возможности дендроиндикации гидрологических явлений (рис. 1).

Теоретическими предпосылками применения метода можно считать следующие положения.

Как сток, так и прирост зависят от прихода тепла и влаги в атмосферу, которые в свою очередь обусловлены характером атмосферной циркуляции и типом подстилающей поверхности. Анализ причин, вызывающих колебания природных явлений, в данном случае — прироста деревьев и стока рек, проводился многими исследователями. Так, А. Н. Афанасьев [1] предлагает принципиальную схему формирования циклических колебаний гидрометеорологических элементов. Из этой схемы следует, что в первом грубом приближении циклические колебания процессов атмосферной циркуляции определяются I стадией развития цикличности, а температура воздуха и испарение — II и III стадиями. Эти явления в сочетании с факторами вращения Земли и условиями подстилающей поверхности определяют динамику циклических колебаний и изменений атмосферных осадков. Осадки могут быть отнесены к IV стадии развития процесса. Тогда сток рек и прирост деревьев следует рассматривать как результаты этого развития и отнести к V стадии. Зависимость стока от осадков и испарения выражается хорошо известными уравнениями водного баланса. Исследования внутреннего водного баланса дерева проведены в работах [3, 7, 8]. Они показали, что внутренний дефицит воды, возникающий в результате засухи, не только замедляет рост растений, но и сказывается на физиологических процессах. Поэтому он вызывает

уменьшение роста клеток более значительное, чем их деление и дифференциация. Годичные кольца становятся узкими.

Рост дерева и запасы углеводов в нем находятся в полном соответствии, если влажность в почве поддерживается в пределах полевой влагоемкости. Влияние выпадения пониженного количества осадков на прирост зависит от того, в какие месяцы понижено увлажнение. При умеренном повышении осадков в течение вегетационного периода, по мнению Молчанова [9], наблюдается повышение прироста деревьев как в сухих, так и во влажных, но хорошо дренированных условиях местопроизрастания. Очень резкое повышение осадков вызывает существенное снижение прироста во всех условиях местопроизрастания из-за застоя влаги и ухудшения аэрации.

Ознакомившись с работами дендроклиматологов, мы предположили, что метод сопряженного анализа данных по приросту и стоку применим не только в условиях, где влага является лимитирующим фактором прироста, но и в районах избыточного увлажнения, где верна формулировка А. Пенка «карта атмосферных осадков в бассейне реки есть в то же время и карта речного стока в нем». Учли мы также указание К. П. Воскресенского (1950), что классическая формула А. П. Воейкова «реки — продукт климата» «оправдывается лишь в отношении рек с зональным стоком».

Исходные данные подбирались и рассматривались со следующих позиций. Исследуемый объект (деревья, насаждения) должен четко реагировать на климатические факторы. Ряды данных должны быть достаточно длинными (чтобы иметь возможность определять и исключать влияние фактора возраста и т. п.), периоды основных возрастных ритмов годичных колец — обязательно не превышающими 11—12 лет (в противном случае способом скользящих не удастся получить плавные возрастные кривые). Сопряженный анализ данных проведен для двух прибалтийских районов — бассейнов Немана и Западной Двины — и двух западно-сибирских — Обского Севера и Томско-Обского междуречья.

Исходные данные по стоку были пересчитаны на «Быстрице» за гидрологический год. Средние за ряд гидрологических лет отличались от средних за многолетний период на 1—2%. Ход средней ширины кольца (мм) и ход индексов (%), предлагаемых дендроклиматологами, несколько различны в начале роста деревьев и почти совпадают во второй половине периода, охваченной гидрологическими наблюдениями. Поэтому для качественного анализа мы сочли возможным использовать и индексы средней ширины (направленность хода сохраняется).

Общей характеристикой для всех районов является:

- а) расположение в зоне избыточного увлажнения,
- б) выбор прироста сосны как основного показателя гидрометеорологических условий произрастания (четкость реакции, пространственность по территории СССР),
- в) достаточная достоверность данных (кроме периода 1812—1890 гг. для р. Неман у г. Смалининкай).

Анализ хронологических графиков проводился по несколько видоизмененному показателю сходства Хубера, $Sx = \frac{n^+ \cdot 100}{n - 1}$,^и (n — число членов ряда, n^+ — число совпадающих по знаку тенденций). Было рассмотрено 35 бассейнов. Для всех районов показатель сходства изменялся в зависимости от сочетания: а) условий местопроизрастания, б) площади бассейна, в) продолжительности рассматриваемого периода, его положения на кривой водности. Так, было замечено, что при увеличении водосбора лучшие показатели сходства дает прирост свежих нормальных местопроизрастаний. И это понятно: возрастает роль зональных факторов формирования стока и прирост на хорошо дренированных почвах, четко реагирующей на приход влаги, служит показателем водности большой реки. При уменьшении бассейна возрастает влияние местных факторов на сток, и тогда лучшие показатели сходства дают приросты на заболоченных и влажных (богатых) пробных площадях. Эти приросты меньше зависят от прихода тепла и влаги и больше обусловлены местным влагообменом. Полученные результаты согласуются с положениями, выдвинутыми Молчановым [8] и Битвинскасасом [2].

Что касается продолжительности периода и его положения на кривой водности, следует отметить, что обычно малым рекам соответствуют короткие по сравнению с большими реками этого же региона ряды наблюдений; восстановление же рядов по реке-аналогу в данном случае нежелательно (возможно искажение истинных тенденций и реальной картины взаимоотношений сток—прирост). Чтобы как-то восполнить этот пробел, мы рассмотрели все малые реки, имеющие пробные лесные площадки. При рассмотрении сходства процессов сток—прирост за продолжительный ряд наблюдений (например, р. Неман у г. Смалининкай — 150 лет) отмечается неравномерность распределения сходства. Наряду с периодами достаточной синхронности (1844—67, $Sx=81\%$) наблюдаются короткие промежутки времени почти полной асинхронности (1828—32, $Sx=25\%$). Это объясняется, вероятно, инерционностью системы гидрометеорологические условия — прирост. При рассмотрении периода, следующего за очень маловодным, надо помнить о возможном изменении условий местопроизрастания при наступлении крайних метеорологических условий (например, период «разболачивания» бассейна р. Мемеле — г. Табокине — 1933-44).

Анализ хронологических графиков не позволяет сделать конкретных выводов, дает только общее представление о соотношении изменений стока и прироста.

Анализ интегрально-разностных кривых стока был сопряжен с анализом многолетней изменчивости прироста и его интегрально-разностной кривой. Использовались коэффициенты взаимной корреляции, которые рассчитывались на ЭВМ «Мир» и оценивались с помощью критерия реальности связи, предложенного В. Ю. Визе. Кроме того, были построены графики связи для большинства рассмотренных пар рядов. Всего было получено около 150 коэффи-

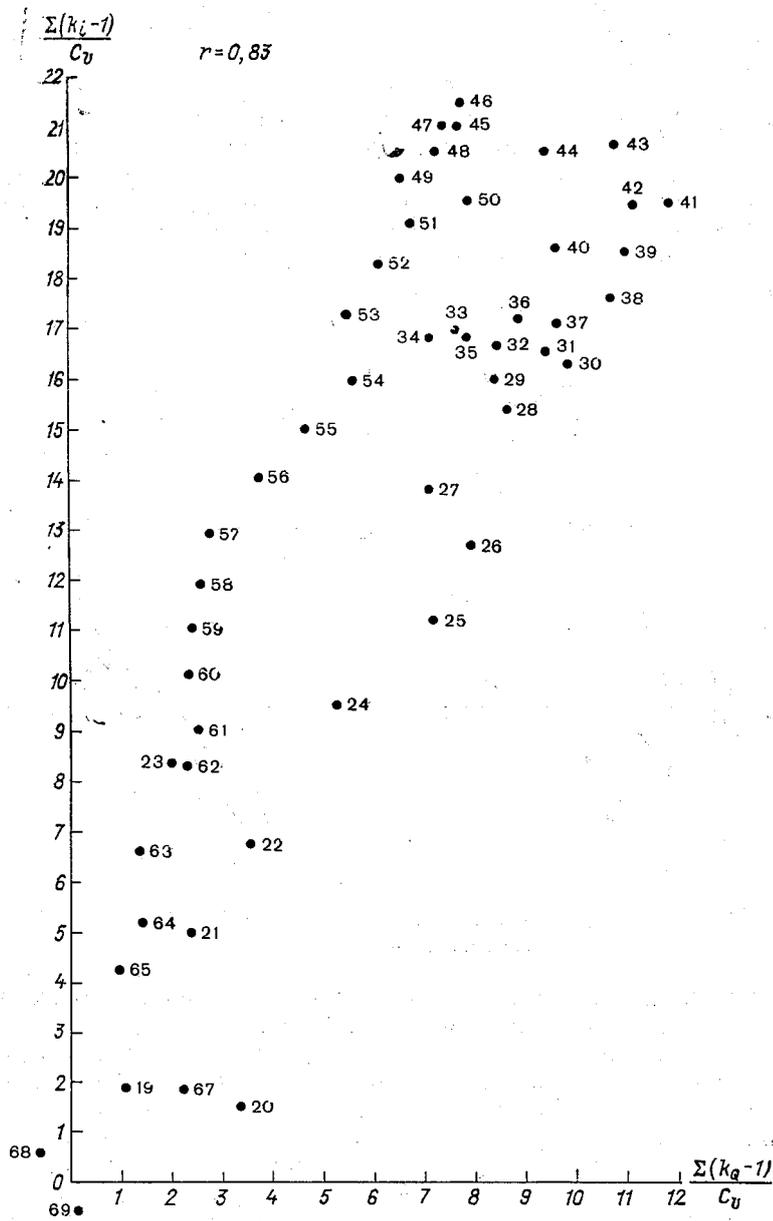


Рис. 1. График связи сток—прирост р. Томь—Тимирязевский лесхоз.

Цифры у точек — годы

циентов корреляции для 25 гидрологических постов с общей продолжительностью наблюдений около 1000 лет. Основными можно считать следующие результаты:

1. Для рассмотренных районов связь сток — прирост обнаруживается при применении одного из вариантов скользящей n -летней стока — его интегрально-разностной кривой. Для больших бассейнов связь сток — прирост усиливается, если вместо многолетней изменчивости прироста рассматривать ее интегральную кривую.

2. Теснота и знак связи меняются в зависимости от сочетания площади бассейна и условий местообитания. Лучшие связи получились для стока больших рек и прироста свежих нормальных ме-

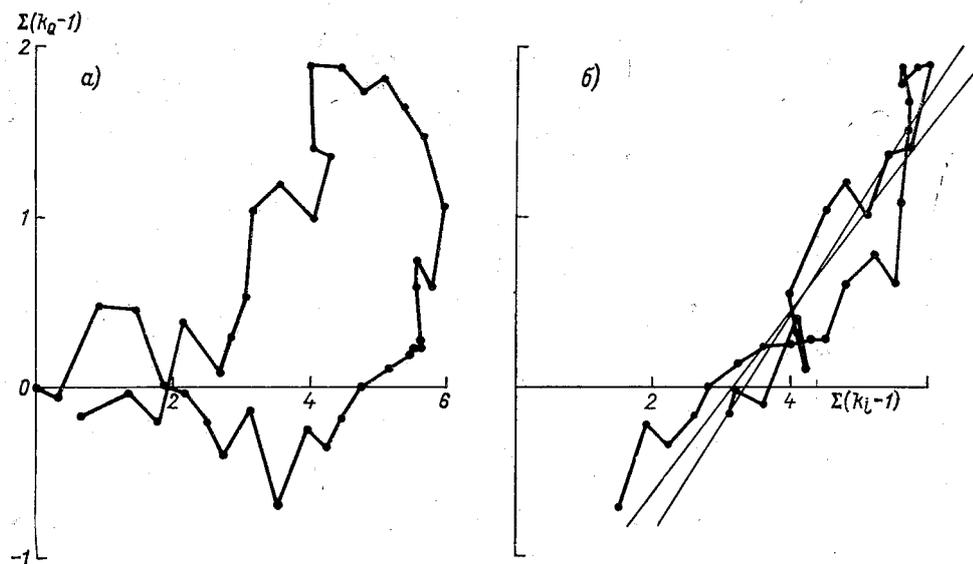


Рис. 2. График связи сток—прирост р. Западная Двина — Рокишкиский лесхоз.
а — без сдвига, б — со сдвигом 6 лет.

стообитаний, для стока малых рек и прироста заболоченных (в отдельные периоды влажных) местообитаний.

3. Теснота связи меняется во времени в широких пределах. Наблюдаются продолжительные периоды (для Прибалтики — 35, а для Сибири — 45 лет) с достоверной удовлетворительной связью. Однако нельзя не заметить на графиках связи периодов, не подчиняющихся общей закономерности или имеющих даже обратный общему знак связи (например, 1930—34 гг. и 1941—48 гг. на рис. 1).

4. Для больших бассейнов Прибалтики графики связи (рис. 2 а) приближались по форме к эллипсу — фигуре, получающейся при сложении двух колебательных процессов, один из которых запаздывает. Считая криволинейную корреляцию задачей будущего и предполагая, что из двух рассматриваемых процессов запаздывает прирост, мы сделали сдвиг коррелируемых рядов относительно

друг друга. На графике (рис. 2б) получили прямую, коэффициент связи повысился до значений $r = 0,9$.

Полученные результаты следует считать предварительными. Осмысление физической стороны вопроса связано с проникновением в сущность сложных процессов формирования стока, влияния условий среды на прирост деревьев. В связи с этим в данной работе ограничимся только очевидными выводами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первый этап исследования связи сток—прирост позволяет сделать следующие выводы:

1. Анализ согласованности процессов стока рек и прироста деревьев в их бассейнах показал на современном материале существование связи сток—прирост.

2. Теснота связи меняется во времени и в зависимости от сочетания условий местообитания и площади водосбора.

3. При учете инерционности системы гидрометеорологические условия—прирост и соответствующем сдвиге коррелируемых рядов относительно друг друга криволинейная связь вырождалась в прямую с высоким коэффициентом корреляции.

В заключение хочется отметить, что уже на данном этапе возможно применение дендроклиматологических данных в гидрологии. В условиях тесной связи сток—прирост была сделана попытка восстановления пропусков в ряду средних годовых расходов воды. Этим методом можно оценить влияние осушения бассейна на сток реки, получить качественную характеристику водности неисследованной реки. В процессе практического применения рассматриваемый метод должен постепенно совершенствоваться и развиваться. Перспективными являются разработки этого вопроса с целью расширения географии гидрологической изученности рек СССР, особенно районов Крайнего Севера (северные форпосты леса), а также в плане изучения процессов изменения биогеоценозов под влиянием осушения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев А. Н. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967.
2. Битвинская Т. Т. Дендроклиматологические исследования. Л., Гидрометеиздат, 1974.
3. Дендроклиматохронология и радиоуглерод. Материалы II Всесоюзного совещания по дендрохронологии и дендроклиматологии. Каунас, 1972.
4. Зайков Б. Д. О статьях Рудакова В. Е., опубликованных в последние три года.—«Метеорология и гидрология», 1954, № 2, с. 59—60.
5. Изменения климата. Под редакцией Х. Шепли. М., Изд-во Инстр. лит-ры, 1958.
6. Ласинкас М. И. Исследование закономерностей режима стока р. Нямунас. Автореф. дисс. на соискание уч. степени д-ра геогр. наук. Вильнюс, 1972.

7. Ловелиус Н. В. Колебания прироста годичных колец хвойных в горных районах СССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геогр. наук. Л., ЛГМИ, 1970.

8. Материалы Всесоюзного совещания научной конференции по вопросам дендрохронологии и дендроклиматологии 7—8 июня 1968 г. Вильнюс, 1968.

9. Молчанов А. А. Изменчивость ширины годичного кольца в связи с изменением солнечной активности.— В кн.: Формирование годичного кольца и накопление органической массы у деревьев. М., «Наука», 1970.

10. Рудаков В. Е. Возможность восстановления стока рек (на примере р. Волги).— «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1953, № 4, с. 101—103.

11. Рудаков В. Е. Годичный прирост деревьев как показатель гидро-термических условий. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геогр. наук. М., Изд-во МГУ, 1970.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>И. В. Урываева.</i> Долгосрочный прогноз весеннего стока в бассейне Верхней Камы	3
<i>Т. А. Лысенко, Н. Н. Осадчая.</i> Роль влажности и глубины промерзания почвы в формировании потерь весеннего стока в бассейне р. Камы до г. Перми	10
<i>О. Н. Полищук.</i> Динамика потерь воды в период весеннего половодья на водосборах Северо-Запада ЕТС	16
<i>Ш. М. Ахунджанов.</i> Статистический анализ материалов наблюдений за снежным покровом и осадками в бассейне р. Урядарья	29
<i>С. В. Шаночкин.</i> Прогноз сроков появления льда на р. Дунае с использованием дискриминантного анализа	34
<i>С. А. Русин.</i> Учет нестационарности в схеме трансформации водоотдачи в гидрограф стока в замыкающем створе	41
<i>С. А. Кондратьев.</i> Решение уравнения кинематической волны при осадках переменной интенсивности	46
<i>И. В. Бовыкин.</i> О вычислении характеристик выбросов случайной последовательности	49
<i>А. С. Литвин.</i> Моделирование на ЭВМ коррелированного марковского ряда с гамма-распределением	54
<i>Т. И. Владимирова.</i> Оценка притока воды из зоны формирования стока р. Чу	59
<i>С. В. Корягин.</i> Приведение к многолетнему периоду рядов максимальных расходов весеннего половодья рек зоны трассы БАМ	64
<i>Л. Б. Белоцерковский.</i> Оценка изменения летнего меженного стока рек Северо-Запада Нечерноземной зоны РСФСР (Ленинградская область) под влиянием осушения	70
<i>Н. В. Пенькова.</i> Некоторые особенности внутригодового распределения стока рек Среднего и Нижнего Поволжья	76
<i>В. П. Пономарев.</i> Районирование Юга Дальнего Востока по условиям подземного притока в реки	81
<i>М. Б. Рябова.</i> К оценке подземного притока в реки Карело-Кольского региона с учетом трещиноватости коренных пород	87
<i>М. М. Федоров.</i> О составлении перспективного водохозяйственного баланса	92
<i>Ф. А. Абдульманов.</i> Влияние лесных полос и обработки почвы на сток, смыв и урожай	98
<i>Р. Я. Алексеенко.</i> Взмучивание и перенос наносов в Невской Губе	103
<i>З. Д. Копалиани, М. М. Жук, С. К. Першин.</i> Донные отложения русел рек участков Байкало-Амурской магистрали	109
<i>Т. В. Криницкая.</i> Составление учетных балансов химических веществ применительно к задачам государственного учета вод	124
<i>В. И. Замышляев.</i> О причинах меандрирования рек (обзор работ зарубежных авторов)	133
<i>А. Т. Власов.</i> О связи плановых деформаций речных излучин с их кривизной и водностью рек	142
	223

В. Г. Саликов. О гидравлическом расчете руслового и пойменного потоков	147
С. Е. Столяр. Об одной математической модели неустановившегося движения речного потока в русле с поймой	157
Н. К. Серков. О методе стандартной кривой (Стаута) вычисления ежедневных расходов воды	161
Н. М. Табакаев. Исследование литодинамических процессов шельфа	167
В. И. Теплов. Применение трохоидальной теории для определения соотношений между элементами волны на попутных и встречных течениях	172
Т. Б. Табакаева. Водообмен между Невской губой и Финским заливом в естественных условиях	182
А. В. Дикинис. О расчете скорости и направления ветра в приводном слое атмосферы	189
П. Я. Гройсман. К вопросу об оценке влияния процессов глобального потепления и похолодания на осадки в ряде основных зерновых районов Северного полушария	194
С. П. Савватеев. Моделирование испарения и транспирации в системе почва—растение—приземный слой атмосферы	199
А. Я. Фертман. Моделирование гидрометеорологического режима растительного покрова	206
В. А. Янкина. О возможности применения данных по приросту деревьев в некоторых гидрологических исследованиях	215

ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

Доклады конференции молодых ученых и специалистов

Редактор В. А. Янкина. Техн. редактор Т. В. Ермолаева.
Корректоры: Е. И. Бородина, П. В. Стебливец

ИБ № 867

Сдано в набор 31.10 1977 г. Подписано к печати 9.02 1978 г. М-09253. Формат 60×90¹/₁₆.
Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. 15,67. Тираж 550 экз.
Индекс ГЛ-161. Заказ 447. Цена 1 руб. 30 коп.

Гидрометеоздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

УДК 556.16.06

Долгосрочный прогноз весеннего стока в бассейне Верхней Камы. Уриваева И. В.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 3.

На примере бассейна Камы до Перми рассматривается возможность прогноза слоя весеннего стока в заданной системе створов по полям стокообразующих факторов. Поля снегозапасов в лесу и в поле, осадков и стока за половодье представлены в виде коэффициентов разложения по естественным ортогональным функциям (е. о. ф.). Этот метод, называемый еще методом главных компонент, позволяет заключить главную информацию об исходном поле в ограниченном количестве слагаемых, а мелкомасштабную (во времени и в пространстве) информацию отсеять. Применение коэффициентов разложения по е. о. ф. в качестве предикторов увеличивает устойчивость коэффициентов прогнозных уравнений (по сравнению с прямой регрессией).

Приведенное в работе уравнение для прогноза первой составляющей стока за половодье дает хорошие результаты, а приближение прогнозных значений стока в заданной системе створов к фактическим значениям удовлетворительно.

Табл. 3. Илл. 1. Библ. 13.

УДК 556.142

Роль влажности и глубины промерзания почвы в формировании потерь весеннего стока в бассейне р. Камы до г. Перми. Лысенко Т. А., Осадчая Н. Н.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 10.

Излагаются результаты исследования влияния промерзания и влажности почвы на потери весеннего стока в бассейне р. Камы до г. Перми. Получена зависимость пополнения почвенной влаги зимой от миграции.

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 5.

УДК 556.16.06

Динамика потерь воды в период весеннего половодья на водосборах Северо-Запада ЕТС. Полищук О. Н.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 16.

В статье рассматривается динамика потерь талого стока на примере бассейнов рек Луги и Шелони и рассчитывается ход составляющих этих потерь. Определяются коэффициенты стока и делается попытка типизации их хода.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 6.

УДК 556.124.2:519.2

Статистический анализ материалов наблюдений за снежным покровом и осадками в бассейне реки Урядарья. Ахужанов Ш. М.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 29.

Рассмотрены материалы наблюдений за снежным покровом и осадками в горном бассейне реки Урядарья. Приводятся результаты статистического анализа высоты, водности снежного покрова по материалам маршрутных и декадных снегомерных съемок, высоты снежного покрова по постоянной снегомерной рейке на метеоплощадке, сумм осадков по ГМС Минчукур и материалов суммарных осадкомеров. Анализ материалов различных видов наблюдений за снежным покровом и осадками в горах необходим для выяснения возможности эффективного использования этих данных для прогноза расходов воды, а также рационализации и модернизации существующей снегомерно-осадкомерной сети в связи с планируемым закрытием наземных снегомерных маршрутов и переходом к авиационным методам измерения снегозапасов.

Библ. 8.

УДК 556.535.5.06 : 512.8

Прогноз сроков появления льда на р. Дунае с использованием дискриминантного анализа. Шаночкин С. В. — «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов», 1978, с. 34.

Исследована возможность использования дискриминантного анализа полей приземного давления и температуры воздуха над Северным полушарием для долгосрочного прогноза сроков появления льда на Дунае.

Приведены прогностические зависимости и оценки их применимости.

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 16.

УДК 556.16.01+556.166.4

Учет нестационарности в схеме трансформации водоотдачи в гидрограф стока в замыкающем створе. Русин С. А. «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 41.

Предлагается схема трансформации, позволяющая доводить каждую порцию водоотдачи к замыкающему створу по своей функции влияния. Это достигается введением в схему переменного во времени параметра, численные значения которого определяются по данным о входе и выходе системы.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 556.16 : 621.72

Решение уравнения кинематической волны при осадках переменной интенсивности. Кондратьев С. А. «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов», 1978, с. 46.

В последнее время разработан ряд математических моделей склонового стока. Наибольшее распространение получило уравнение кинематической волны. Для этой модели известно аналитическое решение при осадках, не изменяющихся с течением времени. В данной работе на основе этой же модели получено решение в случае осадков переменной интенсивности.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 556.013 : 519.2

О вычислении характеристик выбросов случайной последовательности. Бovyкин И. В. — «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 49.

Представлены выражения для вычисления среднего, дисперсии и распределения среднего, дисперсии и распределения числа выбросов случайной последовательности за конечный промежуток времени длительности выбросов и провалов, длительности между смежными выбросами, а также среднего объема выбросов и провалов.

Библ. 1.

УДК 519.2 : 681.3

Моделирование на ЭВМ коррелированного марковского ряда с гамма-распределением. Литвин А. С.— «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 54.

Рассматривается задача моделирования на ЭВМ случайных рядов с гамма-распределением, для описания которых принята марковская цепь первого порядка. Указываются недостатки основных существующих способов решения поставленной задачи.

За основу выбран метод Клемеша—Борувки с моделированием вспомогательного марковского ряда. Члены этого ряда распределены нормально и имеют такие же обеспеченности, как и соответствующие члены требуемого гамма-распределенного ряда. Подчеркивается необходимость такого определения коэффициента корреляции вспомогательного ряда, при котором полученный гамма-распределенный ряд будет иметь требуемый коэффициент корреляции. Приведены соответствующие формулы. Приводится также блок-схема алгоритма моделирования.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 556.165.048 : 556.18

Оценка притока воды из зоны формирования стока р. Чу. Владимира Т. И.— «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов», 1978, с. 59.

Выполнены расчеты нормы и изменчивости годового притока воды из зоны формирования стока р. Чу, занимающей горную часть бассейна этой реки, и выявлены основные обуславливающие их факторы.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 12.

УДК 556.166 «321»

Приведение к многолетнему периоду рядов максимальных расходов весеннего половодья рек зоны трассы БАМ. Корягин С. В. «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 64.

Рассматривается возможность использования разработанной в ГГИ методики приведения рядов к многолетнему периоду с помощью множественной линейной регрессии. Проведенные расчеты позволяют уточнить параметры кривых обеспеченности максимальных расходов воды весеннего половодья рек района трассы БАМ.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 3.

УДК 556.167 : 626.86

Оценка изменения летнего меженного стока рек Северо-Запада Нечерноземной зоны РСФСР (Ленинградская область) под влиянием осушения. Белоцерковский Л. Б.— «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 70.

Рассмотрены тенденции изменения характеристик меженного стока рек Ленинградской области под влиянием осушительных мелиораций. Установлено, что слой стока за летнюю межень, объем минимального десятидневного периода, а также минимальный месячный летний расход после мелиорации увеличиваются. Предпринимается попытка оценить продолжительность действия выявленных тенденций, исходя из предположения, что причиной этого явления является сработка многолетних запасов подземных вод.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 4.

УДК 556.162

Некоторые особенности внутригодового распределения стока рек Среднего и Нижнего Поволжья. Пенькова Н. В.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 76.

В статье приводятся элементы анализа внутригодового распределения стока малых и средних рек Поволжья, рассчитанного по методике В. Г. Андреянова. Исследуется возможность использования относительного среднеквадратичного отклонения для подбора из числа фактических — лет, характеризующихся близостью внутригодового распределения к расчетному.

Табл. 1. Библ. 3.

УДК 556.168

Районирование Юга Дальнего Востока по условиям подземного притока в реки. Пономарев В. П.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 81.

Рассматриваются основные факторы, определяющие взаимодействие подземных и поверхностных вод на территории Юга Дальнего Востока. Приводится схема районирования Юга Дальнего Востока на основе учета климатических, геоморфологических, мерзлотных и гидрогеологических особенностей формирования подземного притока в реки.

Илл. 1. Библ. 17.

УДК 556.168

К оценке подземного притока в реки Карело-Кольского региона с учетом трещиноватости коренных пород. Рябова М. Б.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 87.

Рассмотрено влияние различных типов трещиноватости коренных пород на особенности взаимодействия поверхностных и подземных вод. Приводятся примеры значительного влияния тектонической трещиноватости на формирование подземного притока в реки Карело-Кольского региона.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 5.

УДК 556.18

О составлении перспективного водохозяйственного баланса. Федоров М. М.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов», 1978, с. 92.

На примере одного из наиболее перспективно развивающихся сельскохозяйственных регионов Ленинградской области (Ижорская возвышенность) рассмотрен метод составления перспективного динамического водохозяйственного баланса, позволяющий предвычислять возможное потребление воды отраслями народного хозяйства на любой прогнозируемый год.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 4.

УДК 556.16 : 634

Влияние лесных полос и обработки почвы на сток, смыв и урожай. Абдульманов Ф. А.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 98.

В статье изложены результаты исследования влияния лесных полос и обработки почвы на сток, смыв и урожай, полученные по материалам наблюдений Поволжской агролесомелиоративной опытной станции в Куйбышевском Заволжье. Приводятся данные по запасам воды в снеге, просачиванию воды в почву, смыву почвы и урожаю за период с 1973 по 1976 гг.

Табл. 3.

УДК 556.535.6

Взмучивание и перенос наносов в Невской губе. Алексеенко Р. Я.— «Вопросы гидрологии суши. Доклады молодых ученых и специалистов». 1978, с. 103.

В статье рассматриваются вопросы расчета взмыва и переноса наносов в Невской губе, а также баланс наносов в губе в современных условиях. Установлено, что переотложение наносов весьма незначительно.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 7.

УДК 556.537

Донные отложения русел рек участков Байкало-Амурской магистрали. Копалиани З. Д., Жук М. М., Першин С. К.— «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 109.

В результате обработки и анализа проб донных отложений, взятых фотографическим методом на реках Олёкме, Нюкже, Хани и их притоках, получены сведения о средней крупности донных отложений, степени неоднородности, подвижности, форме частиц и закономерностях их распределения вдоль западного участка трассы БАМ.

Предлагается использовать полученные данные для выполнения расчетов и прогнозов высотных и плановых деформаций русел рек горного участка БАМ при проектировании на них различного рода гидротехнических сооружений.

Табл. 2. Библ. 7.

УДК 556.5.043

Составление учетных балансов химических веществ применительно к задачам государственного учета вод. Криницкая Т. В.— «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов», 1978, с. 124.

Излагаются основные принципы и задачи ведения государственного учета вод по качественным показателям. Приводится методика составления учетных балансов химических веществ, предлагается способ оценки точности его составляющих. Рассматриваются погрешности определения концентрации и расхода вещества.

Табл. 1. Библ. 5.

УДК 551.482:532

О причинах меандрирования рек. Обзор работ зарубежных авторов. Замышляев В. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов. 1978, с. 133.

В настоящее время существует много точек зрения на причины меандрирования рек. В статье дается обзор некоторых основных исследований по этому вопросу, выполненных за рубежом.

Библ. 36.

УДК 556.537

О связи плановых деформаций речных излучин с их кривизной и водностью рек. Власов А. Т. «Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов. 1978, с. 142.

Рассмотрены факторы, определяющие деформации речных излучин. Предложены связи скорости плановых деформаций излучин с их кривизной и водностью рек. Эти связи могут быть применимы для приближенной оценки деформаций излучин, на которых преобладает смещение русла в поперечном направлении к оси долины.

Илл. 2. Библ. 13.

УДК 551.482.532

О гидравлическом расчете руслового и пойменного потоков. Саликов В. Г.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 147.

Рассмотрены вопросы моделирования и гидравлического расчета речных потоков в условиях выхода воды на пойму. Из уравнения движения жидкости с переменным расходом и условий однозначности получены числа и критерии подобия.

По результатам исследований, проведенных на моделях меандрирующих рек, получены расчетные зависимости для определения расходов воды и средних скоростей руслового и пойменного потоков.

Илл. 3. Библ. 6.

УДК 556.536 : 621.72

Об одной математической модели неустановившегося движения речного потока в русле с поймой. Столяр С. Е.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 157.

Предлагается синтетическая математическая модель неустановившегося движения открытого речного потока в русле с поймой, основанная на двух известных моделях.

Библ. 3.

УДК 556.535.3 : 519.2

О методе стандартной кривой (Стаута) вычисления ежедневных расходов воды. Серков Н. Б.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов», 1978, с. 161.

В связи с разработкой унифицированных методов вычисления ежедневных расходов воды выясняется физическая сущность и математические особенности машинной реализации метода стандартной кривой (Стаута). Сделан вывод о целесообразности применения этого метода, только для сложных случаев значительных русловых деформаций, когда применение других методов затруднено.

Илл. 3. Библ. 12.

УДК 556.5.51

Исследования литодинамических процессов шельфа. Табакаев Н. М.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 167.

Полевые работы по исследованию заносимости водозаборного ковша Сахалинской ГРЭС морскими наносами показали наличие на изучаемом регионе периодически меняющихся по высоте, но постоянных по местоположению зон. С помощью элементов теории распознавания образов эти зоны выделены по ряду геологических и морфологических признаков. Предположение о периодичности позволит применить для прогностической оценки процесса развития выделенных зон ряды Фурье.

Илл. 1. Библ. 9.

УДК 532

Применение трохондальной теории для определения соотношений между элементами волн на попутных и встречных течениях. Теплов В. И.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов. 1978, с. 172.

Выполнено кинематическое исследование волнового движения на основе схемы катящегося без скольжения круга. Получены связи между параметрами волн на поверхности стоячей воды, а также на попутных и встречных течениях; построены траектории поверхностных частиц и профили волн для указанных условий; определены величины и направления мгновенных скоростей частиц на траекториях и в различных точках профилей волн.

Результаты, полученные по трохондальной теории, подтверждаются экспериментальными исследованиями параметров волн на попутных и встречных течениях.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 556.5+626/627

Водообмен между Невской губой и Финским заливом в естественных условиях. Табакаева Т. Б.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов», 1978, с. 182.

В статье рассматривается процесс водообмена в естественных условиях. Табл. 1. Илл. 2. Библ. 3.

УДК 551.55

О расчете скорости и направления ветра в приводном слое атмосферы. Дикинис А. В.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 189.

На основе гидродинамического способа восстановления поля ветра по давлению для неоднородного и бароклинного атмосферного пограничного слоя предлагается методика расчета поля ветра над водной поверхностью с приближенным учетом взаимодействия атмосферы и водной поверхности. Приводятся результаты использования данной схемы при расчете полей ветра над акваторией Балтийского моря при штормовых условиях.

Илл. 1. Библ. 15.

УДК 551.5

К вопросу об оценке влияния процессов глобального потепления и похолодания на осадки в ряде основных зерновых районов Северного полушария. Гройсман П. Я.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 194.

Методом инструментальных переменных исследуется линейная структурная связь сезонных осадков над рядом районов Северного полушария с характеристиками термического режима. Приведены результаты, указывающие на наличие тесных связей режимов увлажнения отдельных районов со среднегодовой температурой полушария.

Табл. 2. Библ. 12.

УДК 551.573

Моделирование испарения и транспирации в системе почва—растение—приземный слой атмосферы. Савватеев С. П.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 199.

Рассматриваются физические предпосылки математической модели процесса влагообмена и транспирации в трехкомпонентной системе почва—растение—атмосфера. В качестве показателя, характеризующего эффекты переноса влаги в компонентах системы, использована свободная энергия Гиббса. Предлагаются полуэмпирические зависимости гидрофизических и физиологических параметров.

Приводятся результаты численных экспериментов по построенной модели.
Илл. 1. Библ. 6.

УДК 556.072

Моделирование гидрометеорологического режима растительного покрова. Фертман А. Я.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 206.

Предлагается физико-математическая модель квазистационарного турбулентного режима гидрометеорологических субстанций в приземном слое атмосферы при наличии растительности. Построения проводятся в общем случае произвольной температурной стратификации среды и переменной по высоте густоты растительного покрова. Произведен детальный учет основных механизмов, формирующих метеорологический режим растительности.

По построенной модели проведены численные эксперименты. Приводятся некоторые рассчитанные зависимости метеорологических характеристик в воздухе межлиственного пространства от структуры растительности.

Илл. 3. Библ. 8.

УДК 556.16+634

О возможности применения данных по приросту деревьев в некоторых гидрологических исследованиях. (К проблеме «Гидрологические аспекты дендрондикации»). Янкина В. А.—«Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов». 1978, с. 215.

В связи с осушением Нечерноземья и освоения неисследованных территорий возрастает роль косвенных методов получения гидрологических данных. Рассмотрен один из них — дендрологический. Кратко дается история вопроса и теоретические предпосылки применения метода. Приводятся результаты сопряженного анализа хронологических графиков стока и прироста, их интегрально-разностных характеристик.

Илл. 2. Библ. 11.