ПРОБЛЕМЫ РЕЧНОГО СТОКА

MOSCOW STATE UNIVERSITY
After M. V. LOMONOSOV
FACULTY OF GEOGRAPHY
Department of Land Hydrology

International Hydrological Decade

PROBLEMS OF RIVER RUNOFF

Edited by V. D. Bykov

Professor, D. Sc. in Geography

MOSCOW UNIVERSITY PRESS
1 9 6 8

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
Кафедра гидрологии суши

Международное Гидрологическое десятилетие

ПРОБЛЕМЫ РЕЧНОГО СТОКА

Под редакцией доктора географических наук
профессора В. Д. БЫКОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1968

УДК 551.482.2

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

2-9-6
181—67

ПРЕДИСЛОВИЕ

Водные ресурсы и качество вод являются одной из важнейших проблем современности. Запасы воды на земном шаре относительно постоянны, но их распределение между океаном и сушей переменно во времени.

В настоящий период равновесия между приходной и расходной частями баланса не наблюдается. Общий сток вод суши в океан примерно на 1% больше, чем это нужно для стабилизации уровня океана. Если современные балансовые соотношения сохранятся в дальнейшем, то можно предположить, что территория суши уменьшится и уменьшатся ее водные запасы.

Современные исследования показали, что циклические колебания речного стока во времени, сопровождающиеся синхронностью и асинхронностью водности отдельных территорий земного шара, обусловливают возникновение в отдельных его частях маловодных и многоводных периодов.

Сейчас во многих районах земного шара водные ресурсы лимитируют развитие хозяйства, а если принять во внимание рост населения и необходимость дальнейшего развития промышленности и сельского хозяйства, то потребность в воде будет возрастать.

Рост городов и бурное развитие промышленности во всем мире влекут за собой увеличение концентрированных масс сброса сточных вод, загрязняющих как поверхностные, так и подземные воды, что еще более сокращает ресурсы «чистых» природных вод. Эти обстоятельства побуждают гидрологов всего мира к активному и тщательному изучению водных ресурсов, их количества, особенностей режима стока и одновременно качества воды в целях сохранения их полезных природных свойств, рационального использования и совершенствования методов расчета гидрологических характеристик, необходимых для решения различного рода водохозяйственных задач и гидротехнического проектирования.

Программа Международного гидрологического десятилетия намечает ряд различного рода исследований и обобщений. Кафедра гидрологии суши Московского университета опубликовала в

1967 г. сборник научных работ по теме: «Многолетние колебания речного стока и вероятностные методы его расчета».

Предлагаемый сборник научных работ «Проблемы речного стока» в известной степени является дальнейшим развитием идей, содержащихся в предыдущем сборнике, что находит свое отражение в статьях Г. П. Калинина, А. И. Давыдовой, В. М. Евстигнеева и С. Г. Костиной и А. Ш. Резниковского.

Наряду с этим в настоящем сборнике значительное внимание уделено режиму стока и элементам водного баланса, что нашло свое отражение в статьях В. Д. Быкова, А. Н. Важнова, Г. Н. Голубева, Л. С. Евсеевой, В. А. Скорнякова, И. С. Федоровой и других авторов.

Особое место занимают статьи, посвященные вопросам формирования склонового стока и русловых процессов, рассматриваемых в статьях Г. П. Калинина, В. Д. Быкова и В. М. Павлова и других авторов, которые написаны на материалах лабораторных и полевых исследований.

В настоящее время кафедра гидрологии суши Московского университета заканчивает подготовку к печати третьего сборника научных работ, посвященных Международному гидрологическому десятилетию. В третьем сборнике будут изложены новые методы расчета основных характеристик речного стока по обобщенным кривым обеспеченности и исследование особенностей внутригодового распределения стока рек горной страны на примере Кавказа.

Профессор В. Д. Быков

PREFACE

Water resources and the quality of waters are one of the most important problems of the present. Water resources on the globe are relatively constant, but their distribution between the ocean and land areas is variable in time.

At the present time there is no equilibrium between the income and expenditure parts of the budget. The total flow of land waters into the ocean is about one per cent higher than is needed for the ocean level stabilization. If the existing balance ratios are preserved any further, the land territory might be supposed to diminish and its water resources to decrease.

The modern studies have shown that the temporal cyclical variations of river runoff, accompanied by synchronous and non-synchronous wateriness of some areas of the earth, precondition the origin of wet and dry periods in its individual parts.

Water resources now limit economic development in many regions of the earth, and what with the population growth and the necessary further development of industry and agriculture, the demand for water will ever rise.

The growth of towns and rapid development of industry in the whole world involve the increase of concentrated masses of sewage polluting both surface and ground waters, which diminishes yet greater the resources of «clean» natural waters. This situation induces hydrologists of the world to study actively and comprehensively the water resources, their quantity, rational utilization, features of funoff regime and of the water quality for the purpose of conservation of their useful natural properties, as well as to improve methods of estimation of hydrological characteristics necessary to solve various water-economic problems and to hydraulic engineering projecting.

The programme of the International Hydrological Decade outlines a number of various investigations and generalizations. The Department of Land Hydrology of Moscow University published in 1967 collected scientific articles «Perennial variations of river runoff and the stocchastic methods of its estimation».

The present collection «Problems of river runoff» are, to some extent, a further development of the ideas contained in the previous volume, which finds its expression in the articles by Kalinin, Davydova, Yevstigneyev and Kostina, and Reznikovsky.

Besides, considerable attention in this volume is given to runoff regime and to elements of water balance, which is dealt with in the articles by Bykov, Vazhnov, Golubev, Yevseyeva, Skornyakov, Fedorova, and others.

Special place is occupied by articles devoted to the formation of watershed runoff and river bed evolution, discussed in the articles by Kalinin, Bykov and Pavlov, and other authors. These are written according to the materials of laboratory and field studies.

At present, the Department of Land Hydrology is completing the preparation for publication of the third volume of collected scientific esseys devoted to the International Hydrological Decade, where new methods will be described of calculation of the main characteristics of river runoff by generalized frequency curves, as well as a study of features of annual distribution of river runoff of a highland, exemplified in the Caucasus.

I. МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ СТОКА И ВЕРОЯТНОСТНЫЕ МЕТОДЫ ЕГО РАСЧЕТА

Г. П. КАЛИНИН, А. И. ДАВЫДОВА

ЦИКЛИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ СТОКА РЕК СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Выявление закономерностей многолетних колебаний стока представляет собой одну из наиболее актуальных задач гидрологии. На этой основе может быть найдено наиболее рациональное решение вопроса о прогнозах и расчетах речного стока. В частности, довольно существенным представляется выяснение того, в какой мере колебания стока подвергаются закономерным циклическим изменениям.

Источником информации для этих исследований служили фактические материалы по средним годовым расходам воды 72 речных бассейнов северного полушария. Имеющиеся временные ряды с периодом наблюдений от 40 до 150 лет позволяют выявить только сравнительно короткие циклы.

Допуская, что процесс стока можно рассматривать, как стационарный (в статистическом смысле) для выявления циклов различной продолжительности целесообразно использовать корреляционные и спектральные функции.

Средние годовые величины стока по отдельным бассейнам рассматриваются как ряд дискретных последовательностей различной длины. Для каждой из последовательностей вычисляются автокорреляционные функции $R_\tau = f(t)$,

где R_τ — коэффициент автокорреляции;

t — сдвиг во времени.

Коэффициенты автокорреляции определяются (Вентцель, 1962) по формуле

$$R_\tau = \frac{\sum_{i=1}^{N-\tau} (x_i - \bar{x})(x_{i+\tau} - \bar{x})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N-\tau} (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{N-\tau} (x_{i+\tau} - \bar{x})^2}},$$

где $\bar{x}$ — средний многолетний расход воды;
x_i — расход воды за данный год;
$\tau = 0, 1, 2 \ldots M$.

Точность вычисления автокорреляционной функции зависит в основном от длины ряда N и максимального сдвига M_{max}.

Для стоковых рядов длительностью от 50 до 100 лет корреляционная функция при максимальном сдвиге в 30—40 лет может быть вычислена с большой ошибкой (Солодовников, 1960).

В настоящей работе по рядам, имеющим от 40 до 70 членов, корреляционные функции анализировались в пределах 10—15-летнего сдвига; для более продолжительных рядов наблюдений от 100 до 150 лет — до 20—30-летнего сдвига.

Проведенный анализ автокорреляционных функций исследуемых бассейнов, полученных на машине «Сетунь», показал, что имеется продолжительная, более чем в 1—2—3 года, внутренняя связь членов ряда. По мнению ряда авторов (Андреянов, 1957; Вильямс, 1963; Дружинин, Коноваленко, Кукушкина, Хамьянова, 1965; Шнитников, 1961), эта связь между элементами стока в какой-то степени обусловливается цикличностью процесса. Однако существуют предположения и об отсутствии какой-либо периодичности в колебаниях стока (Yevdjevich, 1964).

Применение корреляционных функций для оценки периодичности процесса может быть достаточно эффективным в том случае, когда имеются длительные ряды наблюдений и когда выдерживается критерий точности при выборе максимального сдвига. Опираться на коэффициенты автокорреляции при большом сдвиге, как на объективную меру связи, вряд ли можно. Поэтому нужно с большой осторожностью относиться к выводам (Дружинин, Коноваленко, Кукушкина, Хамьянова, 1967; Дружинин, Коноваленко, Хамьянова, 1967) о наличии циклов большой продолжительности, которые получены по относительно коротким периодам наблюдений.

Из рассмотренных графиков колебаний автокорреляционных функций при различных длинах стоковых рядов видно, что амплитуды колебаний по различным вариантам отличаются друг от друга. С помощью корреляционных функций можно выявить лишь тенденцию к периодичности, а продолжительность периодов различных по водности определить трудно, так как рассматриваемый процесс характеризуется сочетанием сложных гармонических составляющих.

В табл. 1 приведены значения R_τ, характеризующие связь между первыми 15 членами каждого стокового ряда. В большинстве значения этих коэффициентов очень невелики. Только для бассейнов с естественным зарегулированием стока (отмеченных в таблице звездочкой) наблюдаются коэффициенты порядка от 0,4 до 0,7. Две нижние строки этой таблицы характеризуют средние взвешенные коэффициенты автокорреляции, полученные для всех бассейнов $R_{ср}$ и для зарегулированных бассейнов $r_{ср}$.

Таблица 1

Значения коэффициентов автокорреляции (R_τ), полученные по стоковым рядам 72 бассейнов северного полушария

№ п/п	Название реки	Значения коэффициентов автокорреляции														
		через 1 год	2 года	3 года	4 года	5 лет	6 лет	7 лет	8 лет	9 лет	10 лет	11 лет	12 лет	13 лет	14 лет	15 лет
1	Рейн	0,14	—0,13	—0,12	0,14	—0,08	—0,09	0,0	0,07	0,07	—0,07	—0,22	0,0	0,07	0,07	0,0
2	Гета-Эльв* . .	0,47	0,0	—0,11	—0,09	—0,07	0,05	0,0	0,0	—0,07	0,0	0,05	0,0	—0,11	0,07	0,13
3	Адда	0,23	—0,05	0,35	0,24	0,04	—0,04	—0,11	0,05	—0,05	—0,09	—0,20	—0,24	0,06	—0,11	—0,25
4	Темза	0,10	0,09	0,0	0,15	0,13	0,06	—0,13	0,13	—0,06	0,09	0,25	0,25	0,06	—0,09	0,14
5	Нигер*	0.64	0,55	0,43	0,25	0,20	0,10	0,0	—0,18	—0,35	—0,50	—0,62	—0,65	—0,58	—0,64	—0,60
6	Хуанхэ	0,27	0,45	0,45	0,09	0,10	0,09	—0,24	0,0	—0,17	—0,16	—0,17	—0,11	—0,20	—0,15	—0,32
7	Сыр-Дарья* . .	0,40	0,12	0,0	—0,35	—0,28	—0,11	0,04	0,0	—0,04	0,06	—0,04	—0,07	0,0	—0,17	0,0
8	Сунгари	0,36	0,34	0,17	0,18	0,17	0,12	0,06	—0,15	—0,11	—0,24	—0,24	—0,23	0,0	0,0	—0,09
9	Св. Мэри . . .	—0,20	0,0	—0,37	0,12	0,12	—0,06	—0,28	—0,04	0,0	0,20	0,08	—0,04	—0,23	0,04	0,17
10	Боу	—0,06	0,65	0,08	0,10	0,15	0,0	0,04	0,13	—0,35	0,0	—0,32	0,08	—0,20	0,0	—0,11
11	Красная . . .	—0,24	0,05	0,04	0,0	—0,09	0,13	—0,13	0,07	0,07	0,06	+0,04	—0,25	0,23	—0,08	—0,17
12	Сев. Саскачеван	0,17	0,12	0,0	0,08	—0,04	—0,06	—0,17	0,17	—0,13	0,28	0,10	0,17	—0,17	—0,43	0,0
13	Вуокса*	0,50	0,08	—0,08	0,0	0,15	0,21	0,15	0,0	—0,13	—0,19	—0,08	—0,06	—0,13	—0,06	—0,19
14	Теннесси . . .	0,19	0,11	—0,13	0,13	—0,10	0,11	0,13	0,08	0,03	0,19	0,19	—0,10	0,03	0,0	0,21
15	Нева*	0,65	0,24	0,08	0,13	0,23	0,23	0,13	—0,13	—0,23	—0,19	—0,11	—0,13	—0,24	—0,35	—0,48
16	Нил*	0,43	0,28	0,15	0,15	0,10	0,13	0,08	0,24	0,05	—0,05	0,15	0,19	0,23	0,19	0,15
17	Сена	0,10	0,16	—0,03	0,01	0,13	—0,15	—0,03	—0,24	0,06	—0,08	0,03	0,10	0,0	0,15	0,03
18	Дунай	0,10	0,0	0,08	0,05	0,0	—0,12	0,03	—0,10	0,0	—0,03	—0,13	—0,15	—0,19	—0,06	—0,08
19	Волга*	0,43	0,12	0,15	—0,03	—0,15	0,0	—0,12	—0,23	—0,15	—0,10	—0,10	—0,03	0,10	0,19	0,15
20	Амур	0,24	0,0	0,10	—0,03	0,15	0,20	—0,10	0,08	—0,06	—0,19	—0,10	—0,17	—0,06	0,0	—0,03
21	Сев. Двина . .	0,36	—0,04	—0,15	—0,04	0,12	0,20	0,13	—0,23	—0,30	—0,24	0,03	0,20	0,03	—0,13	—0,35
22	Янцзы	0,19	0,03	—0,13	0,0	—0,10	—0,15	—0,07	—0,12	—0,08	—0,23	—0,12	0,0	0,0	0,23	0,20
23	Неман	0,23	—0,08	—0,13	0,0	0,01	0,03	—0,08	—0,12	—0,11	0,08	0,0	—0,04	—0,10	—0,08	0,03
24	Миссисипи . .	0,24	0,0	—0,06	—0,03	0,0	0,0	0,0	—0,08	—0,10	—0,10	—0,19	—0,17	—0,24	—0,24	0,08
25	Св. Лаврентия*	0,70	0,50	0,47	0,38	0,24	0,23	0,19	0,24	0,17	0,08	0,0	0,0	0,03	0,05	0,05
26	Обь	0,23	—0,12	—0,11	0,0	0,0	0,13	—0,03	0,15	0,19	0,19	0,15	—0,03	—0,03	—0,17	—0,12
27	Днепр	0,21	0,0	—0,15	—0,03	0,03	0,0	0,0	—0,15	0,06	0,06	0,15	0,0	—0,20	—0,12	—0,15
28	Рио-Гранде* . .	0,45	0,27	0,14	—0,12	—0,15	—0,10	—0,03	0,15	0,24	0,12	0,08	—0,12	—0,28	—0,37	—0,17
29	Огайо	0,10	—0,28	—0,19	—0,03	—0,10	0,03	—0,05	—0,15	—0,21	0,52	0,30	0,0	0,03	—0,37	—0,47

Продолжение табл. 1

№ п/п	Название реки	Значения коэффициентов автокорреляции														
		через 1 год	2 года	3 года	4 года	5 лет	6 лет	7 лет	8 лет	9 лет	10 лет	11 лет	12 лет	13 лет	14 лет	15 лет
30	Эльба	0,23	0,0	—0,08	0,03	0,05	—0,03	—0,04	—0,12	0,0	0,10	0,0	0,08	0,0	—0,03	0,08
31	Колорадо . . .	0,05	—0,15	0,04	0,0	0,10	0,03	—0,21	—0,28	0,03	0,03	0,18	0,0	0,24	0,0	0,03
32	Ред-Ривер . . .	0,03	—0,32	0,17	0,05	0,23	—0,10	—0,38	—0,15	0,10	0,12	—0,38	—0,24	0,17	0,03	—0,08
33	Миссури* . . .	0,45	0,22	0,17	0,0	0,12	0,03	—0,03	—0,03	—0,21	—0,21	—0,12	0,15	0,06	0,0	0,08
34	Арканзас . . .	0,24	—0,05	0,17	0,03	—0,17	—0,20	—0,03	—0,23	—0,42	—0,24	—0,51	—0,08	0,12	0,0	0,0
35	Нарва	0,40	0,43	0,12	0,24	0,21	0,19	0,14	0,20	0,06	—0,17	—0,15	—0,20	—0,28	—0,41	—0,43
36	Ангара* . . .	0,73	0,32	0,19	0,18	0,20	0,20	+0,10	—0,11	—0,30	—0,32	—0,28	—0,28	—0,32	—0,45	—0,45
37	Сакраменто . .	0,10	0,15	0,03	—0,13	0,07	—0,11	—0,36	—0,12	—0,35	—0,15	0,12	—0,23	0,20	0,05	0,05
38	Американ-Ривер	0,05	0,08	0,0	0,08	0,32	—0,03	—0,04	0,04	—0,15	0,05	0,03	—0,23	0,0	—0,08	0,03
39	Фетер	0,18	0,20	0,19	0,05	0,24	0,0	0,10	0,0	—0,19	0,13	0,10	0,05	—0,05	0,0	—0,03
40	Коннектикут .	0,04	0,08	—0,34	0,0	0,30	—0,08	0,0	0,32	0,15	—0,03	—0,15	—0,03	—0,36	—0,05	0,0
41	Пенобскот . . .	0,15	—0,04	—0,36	—0,21	—0,12	0,05	0,15	0,0	0,10	0,03	0,0	—0,21	—0,12	—0,10	—0,13
42	Кеннебек . . .	0,19	0,20	—0,32	—0,24	—0,35	—0,08	0,21	0,23	0,32	0,08	0,0	—0,30	—0,38	—0,23	—0,12
43	Гудзон	0,19	—0,08	—0,17	0,16	—0,02	0,03	0,07	0,10	—0,03	0,0	0,11	0,0	—0,15	—0,03	0,03
44	Саскуиханна . .	0,19	0,0	—0,15	—0,08	—0,12	0,06	—0,08	0,10	0,08	0,28	0,07	0,12	0,0	0,0	0,08
45	Потомак . . .	0,0	—0,19	—0,21	0,12	—0,05	0,08	—0,20	0,02	0,20	0,0	—0,17	0,03	0,20	—0,17	—0,05
46	Саванна	0,04	—0,18	—0,05	—0,10	—0,20	—0,15	0,24	0,24	0,0	0,02	0,30	—0,10	—0,10	—0,08	—0,05
47	Мерримак* . .	0,43	0,20	0,10	—0,12	—0,12	—0,08	—0,05	0,0	0,0	0,0	—0,05	0,08	—0,12	0,05	0,12
48	Олтамахо . . .	0,14	—0,21	—0,10	0,07	0,15	—0,21	—0,30	—0,36	—0,08	—0,05	0,05	0,23	—0,04	—0,34	0,30
49	Апалачикола .	0,12	—0,08	—0,03	0,0	—0,30	—0,17	0,15	—0,32	0,0	0,0	—0,10	—0,21	0,08	—0,38	—0,10
50	Алабама . . .	—0,03	0,0	0,23	—0,10	—0,32	—0,30	0,0	—0,46	—0,05	0,30	0,17	—0,17	0,48	0,15	—0,52
51	Мезень	0,36	—0,05	—0,17	—0,15	—0,05	0,17	0,12	—0,23	—0,35	—0,24	—0,15	—0,17	—0,14	0,0	—0,24
52	Печора	—0,23	—0,10	0,20	—0,32	0,28	—0,08	—0,08	0,0	—0,21	0,28	0,0	—0,03	—0,21	—0,17	0,30
53	Кубань	0,28	—0,03	—0,15	0,08	0,20	0,0	0,05	0,05	0,0	—0,02	—0,50	—0,20	—0,35	—0,13	0,22
54	Сицзян	0,0	0,17	0,21	—0,15	—0,08	0,05	—0,17	0,03	—0,08	0,03	0,10	—0,17	—0,08	0,0	0,10
55	Сира	—0,08	—0,21	—0,20	0,04	—0,05	0,21	0,21	—0,12	—0,41	0,04	0,13	0,0	0,0	0,11	—0,12
56	Кюми-Йоки* . .	0,47	0,04	—0,20	—0,09	0,03	0,10	0,08	0,11	—0,05	—0,18	—0,18	—0,08	—0,15	—0,18	—0,24
57	Гаронна* . . .	0,47	0,21	0,33	0,43	0,30	0,20	—0,11	—0,11	0,05	—0,11	—0,11	—0,29	—0,29	—0,17	0,0
58	Рона	0,23	—0,15	—0,30	—0,34	—0,13	0,0	0,13	0,28	0,17	—0,05	—0,11	—0,33	—0,56	0,03	0,21
59	Муррей	0,24	—0,20	0,08	0,10	0,03	—0,03	—0,08	0,0	—0,08	—0,06	0,11	—0,03	—0,08	—0,15	—0,21
60	Кеми-Йоки . .	0,24	—0,11	0,21	0,05	—0,11	—0,17	—0,35	—0,03	—0,10	—0,37	0,15	0,10	—0,28	—0,04	0,0

Продолжение табл. 1

№ п/п	Название реки	Значения коэффициентов автокорреляции														
		через 1 год	2 года	3 года	4 года	5 лет	6 лет	7 лет	8 лет	9 лет	10 лет	11 лет	12 лет	13 лет	14 лет	15 лет
61	Онгерман-Эльв.	0,05	0,08	0,0	—0,08	0,08	—0,08	0,15	—0,08	0,0	—0,17	—0,20	—0,20	—0,38	0,15	—0,17
62	Зап. Двина . .	0,35	—0,03	0,0	0,17	0,34	0,0	—0,23	—0,04	0,15	0,13	—0,22	—0,23	—0,13	0,0	—0,04
63	Индальс-Эльв .	0,04	—0,13	0,30	0,20	—0,11	—0,05	0,11	0,0	—0,11	—0,13	0,20	—0,21	—0,37	0,0	—0,16
64	Далельвенн . .	0,12	—0,10	0,05	0,08	—0,28	—0,21	0,06	0,08	—0,03	—0,15	0,16	—0,08	0,08	0,13	—0,03
65	Логен	0,0	—0,04	—0,23	0,11	0,08	0,10	—0,04	—0,04	—0,13	0,11	—0,04	0,20	0,17	0,16	0,0
66	Отта	0,0	—0,23	—0,32	0,08	0,08	0,16	—0,07	—0,07	—0,15	0,04	0,17	0,03	0,11	0,17	—0,08
67	Енисей	0,12	0,10	0,13	—0,22	—0,13	0,03	—0,43	—0,20	—0,41	—0,10	0,13	—0,11	0,23	0,28	0,08
68	Тоне	0,08	—0,20	—0,13	—0,15	—0,23	—0,28	0,13	—0,23	—0,08	—0,15	0,24	—0,03	0,20	0,0	—0,04
69	Меконг* . . .	0,43	0,15	0,20	0,21	0,0	—0,03	0,05	0,08	0,07	—0,30	—0,32	—0,04	—0,04	—0,30	—0,36
70	Тобол	—0,13	0,0	—0,13	—0,17	—0,03	0,34	—0,05	0,17	—0,21	—0,10	0,0	—0,23	0,0	0,0	—0,03
71	Колыма	0,15	—0,10	0,03	—0,23	—0,17	0,0	—0,17	0,20	0,24	—0,48	0,0	—0,12	—0,31	—0,13	0,11
72	Дон	0,10	0,15	—0,02	0,0	0,12	—0,15	—0,02	—0,24	0,04	—0,08	0,02	0,11	0,0	0,15	0,02
	Средний коэффициент корреляции по всем рекам ($R_{ср}$)	0,20	0,04	0,003	0,015	0,018	0,008	—0,026	—0,023	—0,059	—0,036	—0,031	—0,073	—0,07	—0,065	—0,044
	Средний коэффициент корреляции по зарегулированным рекам ($r_{ср}$), отмеченным в таблице звездочкой (*)	0,51	0,22	0,12	0,062	0,053	0,070	0,032	0,002	—0,062	—0,120	—0,110	—0,090	—0,120	—0,13	—0,13

Коэффициенты корреляции в большинстве случаев являются небольшими. Однако в связи с тем, что они получены путем осреднения данных по большому числу бассейнов, к тому же разделенных на две группы, имеющие, в общем, близкий характер изменений во времени, можно считать, что они отражают реальные природные закономерности в отношении их изменений во времени.

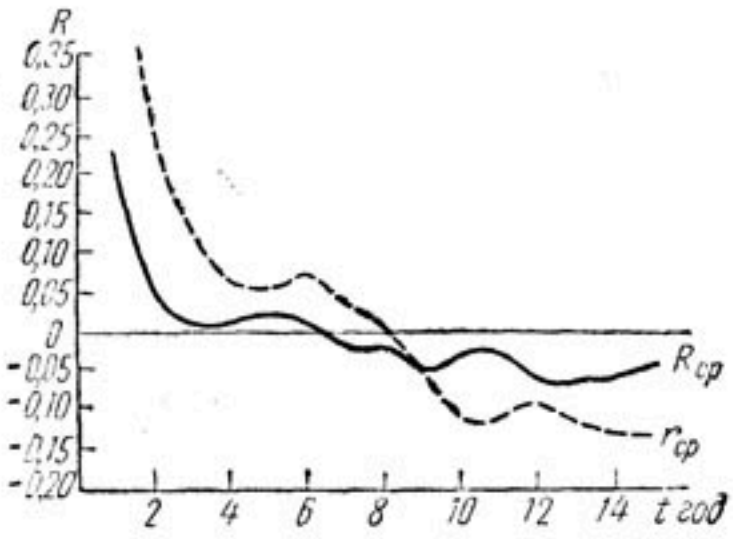

Рис. 1. Суммарные автокорреляционные функции. Кривые колебаний средних коэффициентов: $R_{ср}$ — по 72 бассейнам, $r_{ср}$ — только по зарегулированным бассейнам

Из рис. 1 видно, как кривые колебаний средних коэффициентов корреляции всех 72 бассейнов (R_τ) и зарегулированной группы рек (r) — 15 бассейнов — через 6—8 лет изменяют положительное значение коэффициента корреляции на отрицательное и что фазы чередования максимумов и минимумов для незарегулированных рек короче, чем для зарегулированных.

В сложных геофизических процессах для выявления скрытых периодических составляющих используется спектральная плотность. Эта характеристика получается путем преобразования Фурье корреляционной функции исследуемого процесса (Вентцель, 1962). Сущность преобразований состоит в том, что корреляционную функцию последовательно перемножают на косинусы переменной частоты. В полосе частот определенной ширины получают среднюю плотность дисперсии, которая отражает спектральную мощность процесса. Плотность распределения дисперсии по частотам называется спектральной плотностью; описывается она выражением

$$S_x(\omega) = \frac{2}{\pi}\int_0^\infty R(\tau)\cdot\cos\omega\tau d\tau,$$

где $R(\tau)$ — корреляционная функция;

$\omega = \frac{2\pi}{T}$ — частота колебаний;

T — период колебаний.

Поскольку при анализе многолетних колебаний стока мы имеем дело с единственной ограниченной реализацией, то определение спектральной плотности ведется по формуле конечной суммы, которая имеет вид (Волженков, Истошин, 1965)

$$S_k = \Delta t\left[\frac{R_0}{2\pi} + \frac{1}{\pi}\sum_{\tau=1}^{M}\left(1+\frac{\tau}{M+1}\right)R_\tau\cos(2\pi\tau\varphi)\right],$$

где $k = 0, 1, 2, \ldots, M$;

$\varphi = k \cdot \Delta t \cdot \Delta\omega$;

$\Delta\omega$ — интервал частот, через который считается S_k;
Δt — интервал времени, через который расположены значения x_i.

Расчеты спектральной плотности проводились на машине «Сетунь» по программе, составленной в вычислительном центре Московского университета.

Графическая запись спектральной функции состоит из большого числа волновых составляющих, которые заключают в себе различную энергию спектра. Последняя анализируется по методу М. Таки (Munk et al., 1959).

Энергия спектра характеризуется не только высотой подъема пика, но и содержанием в интервале частот. Рекомендуется учитывать всплески функции, которые отделены друг от друга на четыре частотных единицы ($4\,\Delta\omega$).

В настоящем исследовании спектральная функция используется для выявления продолжительности периодов гармонических составляющих, поэтому параллельно оси частот на графиках строится и временная ось. Продолжительность периода T определяется по соотношению $T = \frac{1}{\omega}$. Полученные значения T можно округлять до целых чисел.

Одним из основных достоинств, проводимых по спектральным функциям расчетов, является конкретность и относительная стабильность полученных результатов.

На рис. 2 приведены графики спектральных функций стокового ряда реки Рейн. Кривые *А*, *Б*, *В* построены соответственно за 150 лет (с 1808 по 1957 г.), 75 лет (с 1808 по 1882 г.) и 75 лет (с 1883 по 1957 г.) при заданном в информации сдвиге на 25 членов ряда. Кривые *Г* и *Д* представляют спектральные функции, вычисленные для 75-летних рядов со сдвигом на 50 членов.

Представляет интерес тот факт, что на всех кривых, независимо от продолжительности исходной информации, четко выделяются основные циклы и хорошо прослеживается характер наложения друг на друга коротких периодичностей.

На рисунке видно, что в зависимости от используемой длины корреляционной функции высота пиков спектра несколько изменяется, но сохраняет свое положение по оси частот и, следовательно, по оси времени.

Спектральные плотности рассчитывались по данным о стоке 72 бассейнов северного полушария. Резкие, имеющие наибольшую высоту всплески функций, на всех полученных графиках анализировались и в дальнейшем назывались максимальными. Однако на некоторых графиках спектральной плотности выделяются несколько всплесков, как бы однородных по величине, из которых довольно сложно выделить максимальный. Кроме того, в спектральных характеристиках могут присутствовать максимальные

Таблица 2

Статистическая таблица по спектральным функциям

№ п/п	Название реки	Пункт наблюдений	Продолжительность выделенных циклов (годы)										
			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Гаронна*	Аржан	+			⊕							
2	Рона	мост Швитцерланд		+		+			⊕				
3	Адда	Фуэнтес	+		⊕			+					
4	Темза	Теддингтон	+			+						⊕	
5	Рейн	Базель			⊕			+				+	
6	Дунай	Оршова		⊕		+				+			
7	Логен	Лосна	+			⊕							+
8	Сира	Флейкайд	+		+		⊕						
9	Отта	Лалм	+			⊕						+	
10	Гета-Эльв*	Венерсборг		+				⊕				+	
11	Далельвенн	Норслунд	+		⊕							+	
12	Индальс-Эльв	Эстерсунд	+		⊕						+		
13	Онгерман-Эльв	Форсми	⊕		+			+					
14	Кеми-Йоки	Тайвалкоски	+		⊕								+
15	Кюми-Йоки*	Калкинен		+				⊕			+		
16	Вуокса*	Иматра		+			⊕						
17	Неман	Смалинкай		+		⊕			+				
18	Зап. Двина	Даугава	+			⊕						+	
19	Нева*	Петрокрепость		+				⊕			+		
20	Мезень	Малонисогорская		+				⊕					
21	Печора	Усть-Цильма	+			+			+				
22	Сев. Двина	Усть-Пинега	+				⊕						
23	Днепр	Киев	+			⊕						+	
24	Волга*	Куйбышев		+				⊕				+	
25	Дон	Калач	+			+						⊕	
26	Обь	Новосибирск	+			+					⊕		
27	Енисей	Красноярск	+			+						⊕	
28	Колыма	Ср. Колымск	+		+					⊕			
29	Амур	Хабаровск		+				+				⊕	
30	Кубань	Дегтяревский	+			+			⊕				
31	Ангара*	Пашки	+		+		⊕						
32	Эльба	Дечин		+		⊕							+
33	Аму-Дарья	Керки		+							⊕		
34	Сыр-Дарья*	Фархадская ГЭС		+							⊕		
35	Хуанхэ	Шансян	⊕		+								⊕
36	Янцзы	Ханькоу			+			+					
37	Сицзян	Учжоу		⊕		+						+	
38	Красная	Сен-Тай	⊕		+						⊕		
39	Меконг*	Вентьян	+		⊕				+				
40	Тоне	Ивамото	+					+				⊕	
41	Нигер*	Куликоро		+				⊕					
42	Нил*	Ассуан			+			+					⊕
43	Муррей	Уэйнери	+		⊕					+			
44	Св. Мери	Стиллуотер	+			⊕					+		
45	Боу	Банф	⊕		+			+					
46	Сев. Саскачеван	Эдмонтон	+		+						⊕		
47	Теннесси	Чаттанога		+		+			⊕				
48	Миссисипи	Сент-Луис			+				⊕				

Продолжение табл. 2

№ п/п	Название реки	Пункт наблюдений	Продолжительность выделенных циклов (годы)										
			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
49	Св. Лаврентия*	Огденберг		+					⊕			+	
50	Гудзон	Меканиквилл		⊕			+		+				
51	Алабама	Клейборн		⊕		+						+	
52	Рио-Гранде*	Матаморос		+		+					⊕		
53	Огайо	Метрополис		+			⊕				+		
54	Колорадо	Вума	+			⊕							
55	Ред-Ривер	Александрия	+			⊕							
56	Миссури*	Херманн		+		+							⊕
57	Арканзас	Литл-Рок	+		+			⊕					
58	Сакраменто	Редблафф	+		+							⊕	
59	Американ-Ривер	Фэр-Окс	+			⊕				+			
60	Фетер	Оровилл	+			⊕						+	
61	Коннектикут	Монтагус	+		+				⊕				
62	Пенобскот	Уэст-Энфильд		+				⊕				+	
63	Коннебек	те Форкс	+		+					⊕			
64	Саскуиханна	Гарисберг		+		+					⊕		
65	Потомак	Понт-оф-Рокс		+		⊕				+			
66	Саванна	Огаста	+		⊕							+	
67	Мерримак*	Лоуренс		+					+			⊕	
68	Олтамахо	Доктортон	+			⊕					+		
69	Апалачикола	Чаттахучи		⊕				+			+		
70	Сунгари	Харбин	+		+			⊕					
71	Тобол	Липовское		+			⊕						+
72	Нарва	Нарва	+		+					⊕			
	Сумма по 72 случаям		5	5	8	14	6	9	6	3	6	7	3
	Сумма по 205 случаям		40	28	25	28	7	18	11	7	14	20	7

Примечание. Отмечены знаками: * — реки с зарегулированным стоком; ⊕ — максимальные всплески спектральной функции; + всплески, следующие по величине за максимальными.

всплески, но с короткими интервалами $\Delta\omega$ по оси частот, или достаточно резкие (но не максимальные всплески функции) с большим интервалом $\Delta\omega$.

Чтобы объективно оценить основные гармонические составляющие по каждому бассейну, выделяются три наибольших (назовем их характерными) подъема функции. Присутствие на графике всплесков различной выраженности отражает сложную картину чередования различных по мощности циклов. На графиках спектральных функций для некоторых рядов из-за отсутствия трех характерных всплесков выделяются только два. Поэтому общее число выбранных характерных всплесков по 72 бассейнам оказалось равным 205.

В табл. 2 приводятся выявленные по графикам значения продолжительности циклов водности на рассматриваемых реках и

суммарно для всех бассейнов число случаев различной продолжительности циклов. На общем фоне характерных циклов сравнительно определенно проявляется тенденция к 2—3-летним, 5—7 и 10—12-летним циклам.

Отмеченная цикличность хорошо просматривается на рис. 3, где графически отражена повторяемость циклов различной продол-

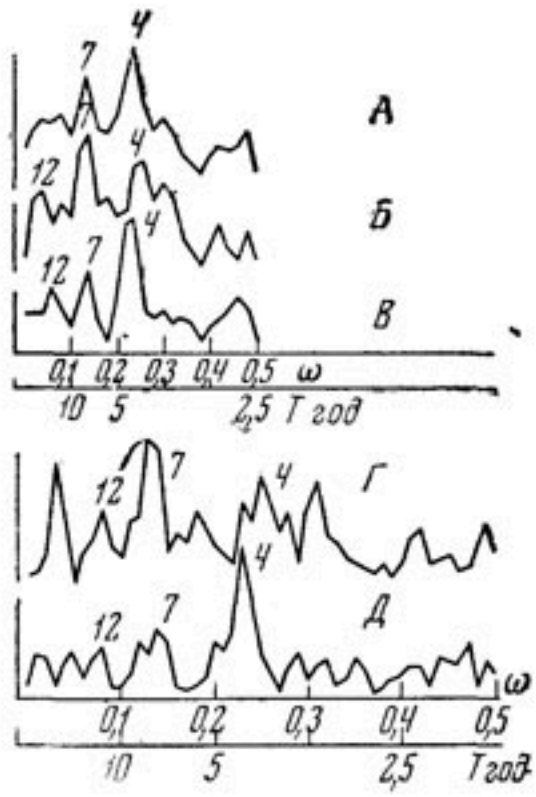

Рис. 2. Спектральная функция (плотность) годового стока реки Рейн. *При максимальном сдвиге на 25 членов ряда:* *А* — в 150 лет (1808—1957 гг.); *Б* — в 75 лет (1808)—1882 гг.); *В* — в 75 лет (1883—1957 гг.). *При максимальном сдвиге на 50 членов ряда:* *Г* — в 75 лет (1808—1882 гг.); *Д* — в 75 лет (1883—1957 гг.)

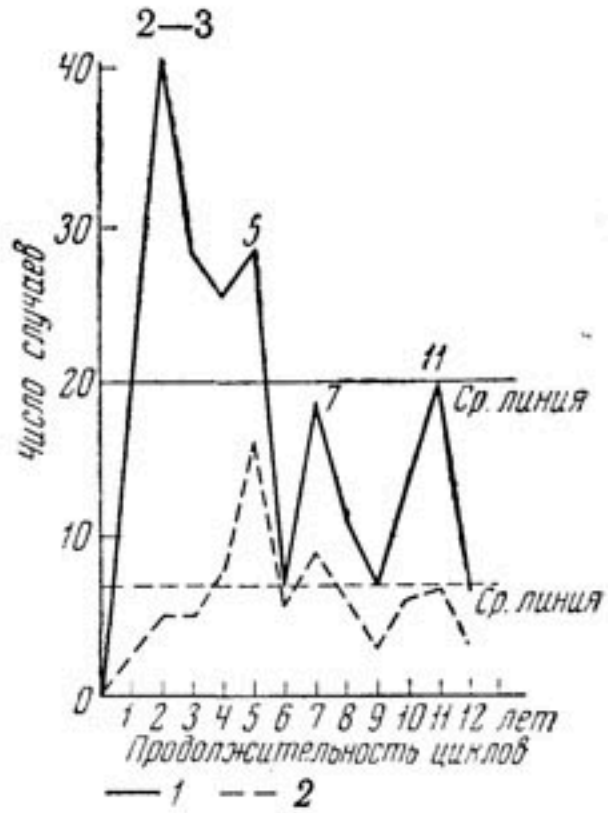

Рис. 3. Повторяемость цикловводности различной продолжительности: *1* — характерные значения (из 205 случаев); *2* — максимальные значения (из 72 случаев)

жительности: характерные и максимальные значения. На кривой (1) наибольшее число случаев соответствует 2—3-летним циклам, затем выделяются 5—7-летние и 11-летние циклы. На кривой (2) 2-летние циклы прослеживаются не четко, а 5—7- и 11-летние — достаточно наглядно.

Ввиду того, что исходная информация по стоку различных бассейнов имеет весьма ограниченную продолжительность во времени, нам удалось выявить только короткие циклы от 2 до 12 лет. Для выявления более продолжительной периодичности нужны, как уже указывалось, длительные ряды. Из всего количества подвергнутых спектральному анализу стоковых рядов имеется в наличии только 6 бассейнов со 150-летними и 8 бассейнов со 100-летними

рядами наблюдений. По этим материалам выделяются также дополнительно циклы продолжительностью в 25—28 лет.

Таким образом, проведенные статистические исследования на довольно обширном фактическом материале по годовому стоку рек как бы подтверждают предположение о наличии циклических колебаний стока. При сравнении результатов анализа корреляционных и спектральных функций стоковых рядов выявляются по всей совокупности исследуемых бассейнов циклы одинаковой продолжительности.

Несмотря на большое число исследований цикличности стока (Андреянов, 1957; Вильямс, 1963; Кочукова, 1955; Крицкий, Менкель, 1959; Yevdjevich, 1964), пока еще нет общепринятых взглядов на механизм многолетних колебаний стока и методы его исследования.

Существенным является выяснение вероятности того, что последовательность группировок продолжительности циклов образовалась в изучаемой совокупности не случайно. Для этого можно исследовать распределение циклов по методу сериальных испытаний (Янко, 1961) и сравнить данные распределения различных циклов, полученные по спектральным функциям, с распределением случайных величин.

Методом сериальных испытаний анализируется вероятность наступления того или иного события из всех возможных распределений: в данном случае появление циклов той или иной продолжительности из всех возможных 11 вариантов. На рис. 3, характеризующем распределение циклов различной продолжительности, проводим среднюю линию по количеству случаев из 72 выборок (горизонтальная пунктирная линия) и из 205 выборок (горизонтальная сплошная линия). Предполагаем, что имеющаяся последовательность в 11 членов содержит m_1 одних элементов, превышающих среднее значение, и m_2 других элементов (меньше среднего), образующих последовательно группы членов (серий) одного и того же вида. Число серий U последовательности элементов одного вида, ограниченных с обеих сторон элементами другого вида, для случайного ряда должно отличаться от математического ожидания E (с плюсом или минусом) на величину не более трех дисперсий выборки D.

Математическое ожидание и дисперсия выборки определяются по формулам:

$$E = \frac{2m_1m_2}{m_1 + m_2} + 1,$$

$$D^2 = \frac{2m_1m_2\,(2m_1m_2 - m_1 - m_2)}{(m_1 + m_2)^2\,(m_1 + m_2 - 1)}.$$

Если U отличается от E не более чем на $3D$, то этим доказывается случайный характер выборки. Иными словами, если величины U и E близки, то полученное распределение циклов случайно.

Исследуя таким методом вероятность образования циклов различной продолжительности в 205 и 72 выборках, мы получаем следующие значения U и E (табл. 3).

Таблица 3

Основные параметры сериальных испытаний

Индексы	Вариант из 72 выборок	Вариант из 205 выборок
U	5	2
E	5,36	6,1
$Д$	1,2	1,4
$ЗД$	3,6	4,2

В том случае, когда кривая распределения продолжительности циклов составлена на основании большого числа данных (205), имеем $U=2$, а $E=6{,}1$, т. е. в соответствии с теорией этого метода приходим к заключению о неслучайности найденной периодичности. Для варианта из 72 выборок, значения $U=5$; $E=5{,}36$, что характеризует это распределение как близкое случайному. Подсчет вероятности в распределении взаимонезависимых значений m_1 и m_2 приобретает большую достоверность при условии большого количества участвующих членов. Если исходить из позиции, что чем больше случаев, тем больше достоверность, то можно считать, что распределение циклов водности по бассейнам не случайно.

Применим второй прием оценки достоверности выявленных циклов, заключающийся в следующем. Допустим, что полученные нами циклы являются случайными, причем вероятность обнаружения рассматриваемых циклов в 2, 3, 4... 12 лет равновозможна. Тогда из имеющихся у нас n выборок, или 72 рядов (опытов), согласно биномиальному закону, получим различное количество случаев, в которых появились циклы (2, 3, 4... 12) k раз, т. е. 0, 1, 2... n, с вероятностью

$$P(k) = \left(\frac{n}{k}\right)\theta^k(1-\theta)^{n-k}.$$

Параметр этого распределения θ равен $\frac{1}{11} = 0{,}091$.

Аналогично поступим и для случая, когда в наших 72 рядах (опытах) имеем суммарно 205 всплесков. Здесь $\theta = \frac{205}{11 \times 72} = 0{,}26$. Из анализа значений эмпирических и теоретических кривых обеспеченности видно, что число случаев появления циклов (это относится в первую очередь к 5; 7; 11-летней продолжительности) больше, чем это следовало бы из гипотезы о равновероятном их появлении.

Естественно, в связи с этим, что число случаев с малым количеством появления циклов меньше, чем это следовало бы из допущения о случайном и равновероятном появлении циклов.

Таким образом, правдоподобно предположение, что в колебаниях речного стока проявляются некоторые элементы цикличности с упоминавшейся ранее продолжительностью.

Интересно было бы выявить зоны, в которых преобладают реки с различной продолжительностью циклов. С этой целью на

карте северного полушария у центров тяжести рассмотренных 72 бассейнов были надписаны полученные значения продолжительности циклов. Анализ показал, что какой-либо локализации продолжительности циклов по территории северного полушария не наблюдается.

Примененный аппарат исследований не позволяет выяснить амплитуды этих циклов и их фаз. Но есть основания полагать, что фазы должны локализоваться по территории северного полушария. Так, при исследовании синхронности и асинхронности колебаний речного стока рек северного полушария (Давыдова, Калинин, Сомов, 1964; Калинин, 1967) выявилось, что сток рек Европы и частично США имеет противоположный характер колебаний стоку рек Азии и Африки, что находит свое объяснение в закономерностях изменения характера атмосферной циркуляции. Следовательно, вероятным является и предположение о том, что фазы рассмотренных циклов должны быть в этих районах смещены друг к другу примерно на половину периода. Это нашло подтверждение в работе (Давыдова, Калинин, 1967).

Наиболее вероятным является существование 2—3, 5—7, 10—12, 25—28-летних циклов. Что же касается их амплитуды и фазы, то это требует дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Андреянов В. Г. Циклические колебания годового стока, их изменения по территории и учет при расчетах стока. М., Гидрометеоиздат, 1957.

Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозах колебаний уровня Каспийского моря. М., Гидрометеоиздат, 1946.

Вильямс Г. Р. Циклические вариации в гидрологических данных земного шара. Пер. с англ. М., Гидрометеоиздат, 1963.

Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., Физматгиз, 1962.

Волженков В. А., Истошин Ю. В. Применение спектральных функций к исследованию изменчивости океанографических характеристик. «Тр. ЦИП», 1965, вып. 142.

Давыдова А. И., Калинин Г. П., Сомов Н. В. Многолетние колебания стока рек северного полушария. Докл. на XX Геогр. конгр. Лондон, 1964.

Давыдова А. И., Калинин Г. П. Пространственно-временной анализ цикличности стока. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1967, № 5.

Дружинин И. П., Коноваленко З. П., Кукушкина В. П., Хамьянова Н. В. Внутрирядные связи процесса речного стока. В сб.: «Многолетние колебания стока и вероятностные методы его расчетов». Изд-во МГУ, 1967.

Дружинин И. П., Коноваленко З. П., Хамьянова Н. В. Вековые и внутривековые колебания стока рек Азиатской части СССР. В сб.: «Многолетние колебания стока и вероятностные методы его расчетов». Изд-во МГУ, 1967.

Дунин-Барковский Н. В., Смирнов И. В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике. М., ГИТЛ, 1955.

Калинин Г. П. Многолетние колебания стока рек северного полушария. В сб.: «Многолетние колебания стока и вероятностные методы его расчетов». Изд-во МГУ, 1967.

Кочукова Т. И. Колебания годового стока рек СССР. «Тр. ГГИ», 1955, вып. 50.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Расчет многолетнего регулирования речного стока с учетом корреляционных связей между стоком смежных лет. В сб.: «Проблемы регулирования речного стока», вып. 8. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Солодовников В. В. Статистическая динамика линейных систем автоматического управления. М., Физматгиз, 1960.
Слуцкий Е. Е. Избранные труды. Теория вероятностей и математическая статистика. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Шнитников А. В. Цикличность в стоке рек и в колебаниях уровня озер Северной Европы и солнечная активность. Изд. Всес. геогр. о-ва, 1961, т. 93, вып. 1.
Эйгенсон М. С. Солнце, погода, климат. Л., Гидрометеоиздат, 1963.
Янко Я. Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат, 1961.
Munk W. H., Snodgrass F. E., Tucker M. J. Spectra of lowfreguency ocean wewes. Bull. Seripps Inst. Oceangr. Univ. Calif, vol. 7, No. 4, 1959.
Yevdjevich M. Fluctuations of wet and dry years. Part II Analysis by serial correlation. Hydrology papers, Colorado State University, 1964.

А. И. ДАВЫДОВА

ОСОБЕННОСТИ КОЛЕБАНИЙ СТОКА РЕК РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

На огромной территории северного полушария условия формирования стока весьма различны. Многообразное влияние на процесс стока оказывает сама поверхность материков. Однако общие черты в режиме, свойственные разным рекам, позволяют выделить отдельные группы рек по какому-либо одному или нескольким физико-географическим признакам (климатическим условиям, источникам питания, внутригодовому распределению стока, рельефу и др.).

Рельеф является фактором, определяющим в значительной мере характер и режим рек. Он влияет на величину и распределение осадков и температур воздуха, на условия стекания воды по руслу и по поверхности водосбора. Существенно влияя на движение воздушных масс, водоразделы разделяют области стекания осадков и обособляют отдельные гидрологические районы, по которым исследуется распределение стока во времени.

I гидрологический район объединяет полугорные реки Европы и Скандинавии, впадающие в Атлантический океан и северные моря (Аполлов, 1963).

II район включает реки бассейнов Черного и Каспийского морей.

III район охватывает крупнейшие реки Сибири, впадающие в Северный Ледовитый океан. IV — объединяет реки бессточной среднеазиатской области. В V входят реки Восточной и Юго-Восточной Азии, впадающие в Тихий океан (по рекам бассейна Индийского океана данных нет). В Северной Америке различают гидрологические районы — восточный (VI), включающий реки Атлантического бассейна, и западный (VII), реки которого впадают в Тихий океан.

Количественные показатели для анализа распределения стока на территории выделенных районов получены путем суммирования

Таблица 1

Суммарные средние годовые расходы воды по выделенным гидрологическим районам (Q $м^3/сек$)

Годы	Районы						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
1916	19634	18760	7330	19513	45780	18914	9201
1917	18703	18006	6116	12410	48632	20082	8288
1918	19602	14074	5812	14252	52541	15833	7462
1919	17559	17559	8211	19453	43552	17501	6354
1920	17330	14785	6646	14702	52611	18904	6147
1921	16115	9876	7391	14519	50096	16351	8989
1922	18714	16142	7636	17899	45852	18048	7192
1923	21493	16929	6775	19369	50425	15377	6767
1924	22651	15985	6944	14243	49751	17720	5021
1925	18748	14039	7809	9539	39666	15392	7385
1926	18962	22079	6960	17575	51659	16899	4745
1927	20856	18368	6510	12956	44063	21651	8021
1928	21383	17245	7628	13136	41379	19047	8527
1929	21382	16868	6690	16751	46955	20331	5237
1930	20127	13761	7922	8840	49493	15152	5068
1931	19544	16480	7253	13350	55010	12554	4255
1932	20284	17283	7781	12040	56760	15775	6831
1933	17558	9183	7009	12100	45321	16492	6764
1934	17289	13369	7014	12656	49287	12271	6853
1935	20533	13515	7402	12633	56694	11233	5897
1936	19355	13905	8760	14612	50927	15862	5785
1937	15874	14803	8542	14659	55651	16488	4655
1938	15577	12965	9465	17009	57613	15963	7307
1939	18854	12868	7477	16696	48719	15381	5265
1940	14942	15926	7019	18061	46017	13010	5657
1941	17042	19094	9067	19969	44843	13499	5416
1942	15736	17694	7841	18707	46199	17594	6980
1943	18375	12918	6364	18486	49565	18668	7791
1944	18732	15962	6795	14664	47605	17318	4517
1945	18194	13930	5726	13697	49605	17715	5562
1946	17062	14739	7807	20344	50114	17320	7030
1947	16157	16472	7426	15527	56875	18188	6695
1948	17141	16706	7628	15810	59366	15709	8105
1949	18138	12677	7605	16166	57205	16541	6408
1950	18298	12815	7356	15733	51007	15711	7556
Средн.	18512	15365	7363	15373	49910	16586	6564

среднего годового расхода воды по входящим в данный район рекам.

Суммарный сток рассматриваемых рек характеризует колебания водоносности только на части территории. Поэтому эти величины следует воспринимать не как абсолютные значения, а как индексы, характеризующие колебания стока на обособленных территориях. Суммарный сток по районам представлен в табл. 1.

Характер колебаний годового стока по районам иллюстрирует рис. 1. Кривые построены по скользящим пятилетним значениям суммарного стока. Использование приема скользящего осреднения

целесообразно потому, что: сглаживается влияние факторов, проявляющихся за отдельные короткие отрезки времени; уменьшается влияние случайных колебаний стока.

Как видно из рис. 1, изменения стока на обособленных территориях характеризуются в одних случаях хорошо выраженной

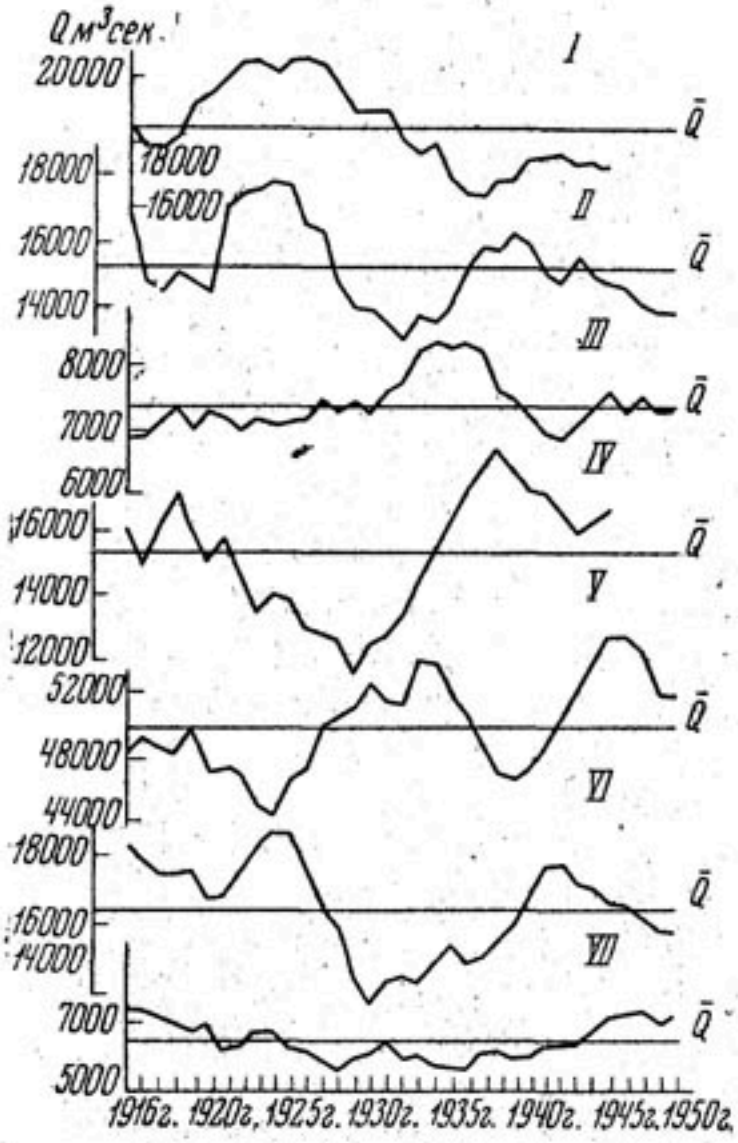

Рис. 1. Колебания суммарных средних годовых расходов воды по гидрологическим районам. Римскими цифрами показаны гидрологические районы

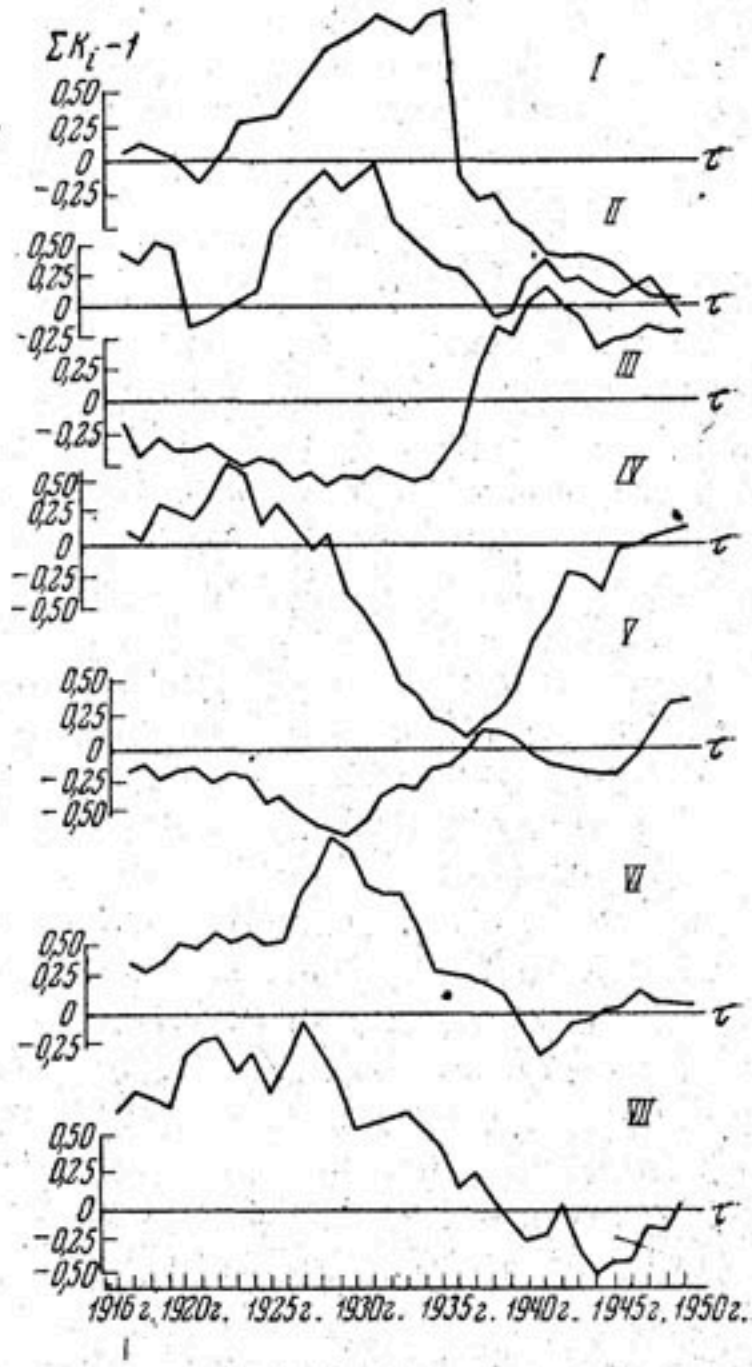

Рис. 2. Интегральные кривые суммарного стока по гидрологическим районам. Римскими цифрами показаны гидрологические районы

асинхронностью, а в других — синхронностью в распределении периодов повышенной и пониженной водности.

Для оценки многолетних колебаний стока широко применяются разностные интегральные кривые, по которым можно четко проследить смену маловодных ($K<1$) и многоводных ($K>1$) групп лет и их чередование. По индексам суммарного стока $\left(\frac{Q_i}{Q_{ср}}\right)$ вычисляется нарастающая сумма $\sum_1^i k_i - 1$. На рис. 2 приведены

интегральные кривые, построенные по суммарному стоку групп рек за период с 1916 по 1950 г.

Как видно из рис. 2, в колебаниях стока рек, впадающих в бассейн северных морей Европы (I район), выявляются два различных по водности периода: до 1932 г. в основном многоводье (с небольшим снижением водности в 1919—1921 гг.), а с 1933— маловодье. За это же время на реках, стекающих с водораздела в бассейн Черного и Каспийского морей (II район), три непродолжительных многоводных периода чередуются с тремя еще более короткими маловодными периодами. На интегральной кривой III гидрологического района более отчетливо выделяются два различных по водности периода: до 1934 г. — маловодье, а с 1935 по 1942 г. — многоводье. На реках Средней Азии (IV район) многоводная группировка в 8 лет сменилась с 1924 г. — маловодной, а с 1933 по 1946 г. снова наблюдается многоводье. Анализ интегральной кривой суммарного стока рек Восточной и Южной Азии показывает, что период пониженной водности продолжался до 1930 г., затем он сменился группировкой в 8 лет повышенного стока и снова — чередование непродолжительных периодов пониженной и повышенной водности. На реках восточных областей Северной Америки (VI район) многоводный период наблюдается с 1916 до 1930 г., так же как и на европейских реках (I и II районы), затем одиннадцатилетний период пониженной водности и снова группа лет повышенной водности. За рассматриваемый отрезок времени на реках VII гидрологического района можно выделить два периода: до 1928 г. — повышенной водности и с 1929 по 1945 г. — период пониженной водности.

Проведенный анализ подтверждает, что разнообразие условий формирования стока на различных обособленных территориях земного шара проявляется не одинаково, приводя в одних случаях к увеличению, в других — к уменьшению стока. Причем маловодные периоды чередуются с многоводными, т. е. имеет место цикличность колебаний стока.

Степень асинхронности и синхронности колебаний годового стока на различных территориях может характеризоваться коэффициентами корреляции. Такие коэффициенты подсчитаны по отношению к суммарному стоку скользящих пятилетий и приведены в таблице 2.

Величины и знаки коэффициентов корреляции между I, II и VI гидрологическими районами показывают, что многолетние колебания стока рек на этих территориях имеют синхронный характер, что подтверждается и анализом интегральных кривых в чередовании группировок лет повышенной и пониженной водности.

Сток рек III, IV и V гидрологических районов синхронизируется между собой, и проявляется асинхронность в колебаниях водности по отношению к суммарному стоку рек I, II и VI гидрологических районов.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции суммарного стока рек выделенных гидрологических районов

Гидрологические районы	Гидрологические районы							Группы рек	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	первая	вторая
I	—	0,46	—0,43	—0,72	—0,39	0,37	—0,08	0,72	—0,42
II	0,46	—	—0,41	0,09	—0,76	0,68	—0,007	0,77	—0,79
III	—0,43	—0,41	—	0,08	0,37	—0,73	—0,50	—0,73	0,51
IV	—0,72	0,09	0,08	—	—0,08	0,17	0,16	—0,19	—0,05
V	—0,39	—0,76	0,37	—0,08	—	—0,52	0,07	—0,53	0,86
VI	0,37	0,68	—0,73	0,17	—0,52	—	0,47	0,81	—0,58
VII	—0,08	—0,007	—0,50	0,16	0,07	0,47	—	0,35	—0,04

Таким образом, выделяются две группы рек. Одна из них охватывает реки Европейского материка до Уральских гор и Северную Америку (I, II, VI гидрологические районы); другая группа — реки Сибири, Средней, Восточной и Юго-Восточной Азии (III, IV, V гидрологические районы). Выделение двух группировок рек на территории северного полушария подтверждается распределением наземных полей давления при западном типе циркуляции и рядом других сопоставлений, которые проводились раньше (Давыдова и др., 1964; Калинин, 1967).

Колебания стока рек и их асинхронность обусловливаются влиянием комплекса стокообразующих факторов. К их числу относится цикличность метеорологических элементов (атмосферной циркуляции, давления, осадков и др.). Некоторые примеры, подтверждающие связь колебаний стока и атмосферных процессов, рассматривались в предыдущих работах (Давыдова и др., 1964; Калинин, 1967). В дальнейшем выявлению физических причин локализации по территории асинхронных колебаний стока должно быть уделено особое внимание.

Для того чтобы отразить количественную сторону цикличности колебаний годового стока на обособленных территориях, рассматривается проявление регулярных циклических составляющих с помощью спектральной функции. Спектр показывает, какого рода колебания преобладают в данном процессе. Используя известный математический аппарат определения спектральной плотности по преобразованной Фурье корреляционной функции

$$S_x(\omega) = \frac{2}{\pi}\int_0^\infty R(\tau)\cos\omega\tau d\tau$$ (Вентцель, 1962), получаем описание периодических составляющих по частотам. На основе расчетов [1], выполненных на машине «Сетунь», выявлена продолжительность основных циклических составляющих стоковых рядов как

[1] Программа расчетов составлена в вычислительном центре МГУ.

отдельных бассейнов, так и суммарного стока по гидрологическим районам. Определялись только короткие циклы, продолжительностью до 12 лет, так как используемые ряды имеют небольшую продолжительность.

На рис. 3 приведены графики спектральных функций суммарного стока по гидрологическим районам. На графиках рассматривались наибольшие всплески функции и в масштабе частоты (ω) определялась продолжительность циклов $T = \frac{1}{\omega}$. Значения T округлялись до целых чисел. Такие же периодограммы получены и по 100 бассейнам северного полушария.

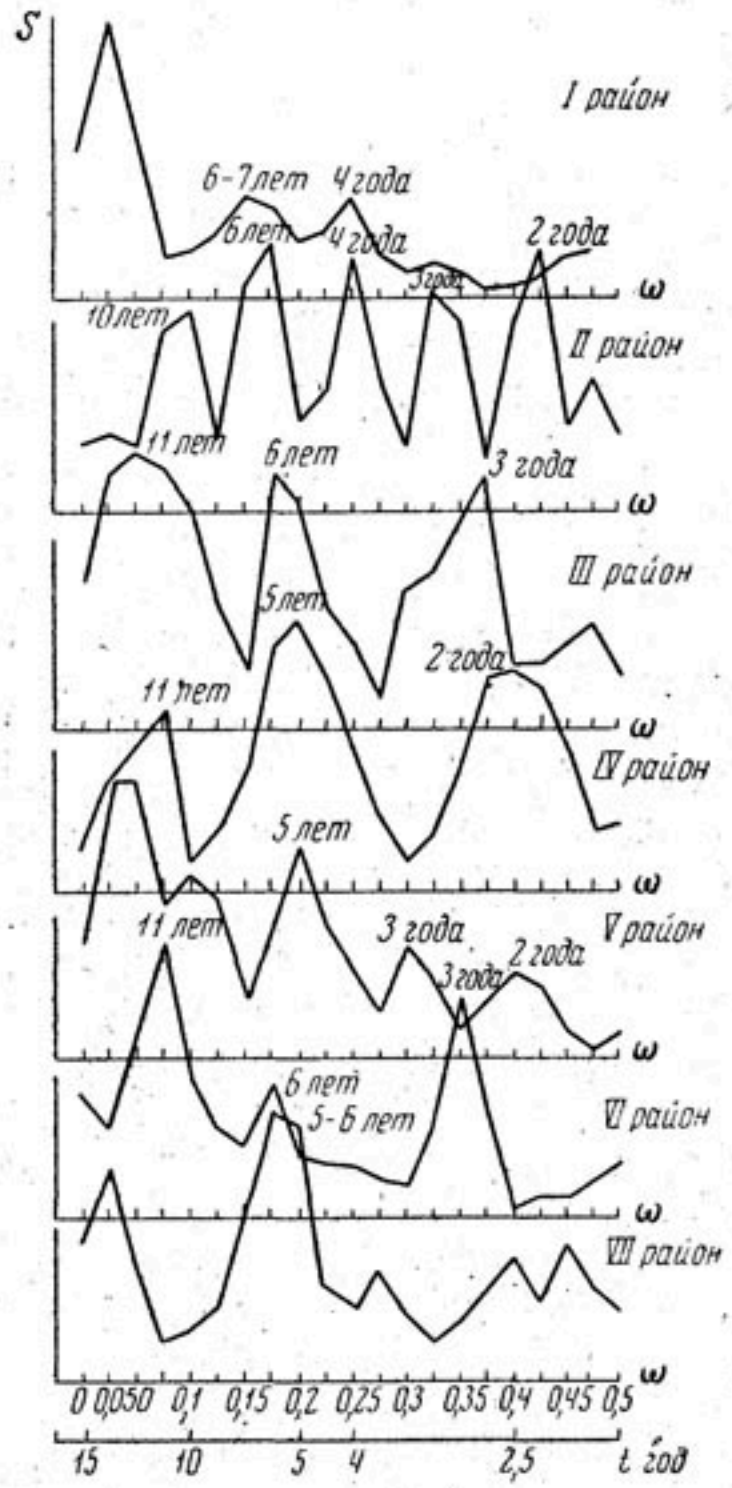

Рис. 3. Спектральные функции суммарных величин стока по гидрологическим районам

Из графиков видно, что стоковые ряды обладают сложной гармонической структурой. Наибольшее распространение получили циклы 2—3-, 5—7- и 10—12-летней продолжительности.

Представляло интерес рассмотреть, каким образом распределяется продолжительность циклов по отдельным бассейнам и как ее отражает суммарный сток.

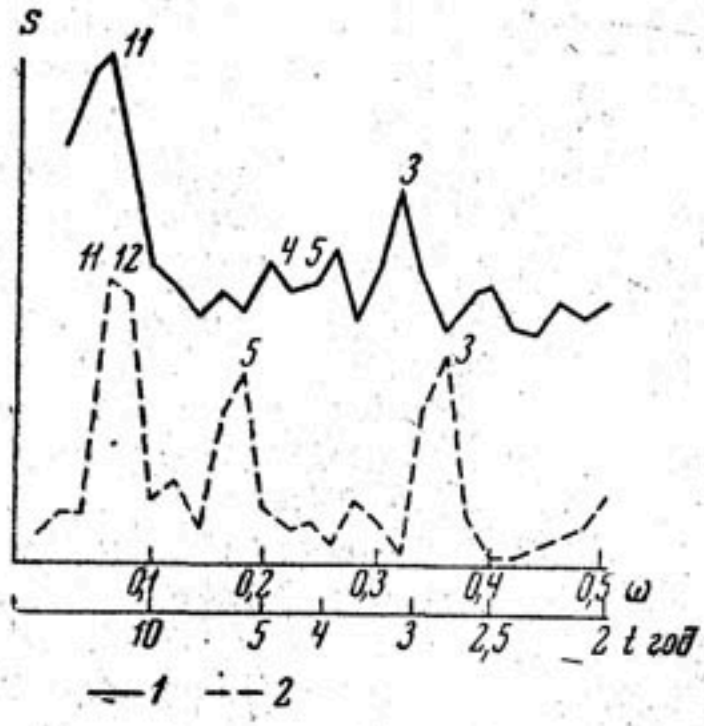

Рис. 4. Спектральная функция суммарного стока: *1* — первая группа рек; *2* — вторая группа рек

Спектральная функция по суммарному ряду I гидрологического района (см. рис. 3) описывается таким образом, что при очень небольшом подъеме кривой заметны всплески, отражающие 4- и 6—7-летнюю продолжительность циклов. Выделить макси-

мальную периодическую составляющую на этом графике довольно трудно. Подъем функции в интервале от 0 до 0,025 не может считаться достоверным, так как в масштабе частоты он отражает период в 100 лет, в то время как используемый ряд имеет только 35 членов (Munk et al., 1959).

Для статистического анализа периодограмм стоковых рядов выделялись три основных всплеска на графиках спектральных функций. Наибольший процент от общего количества анализируемых случаев по рекам I гидрологического района приходится на циклы продолжительностью в 2 года — 22%, затем 5-летние циклы — 15%, 7- и 11-летние по 11%. В то время как на любой из остальных 11 возможных периодов приходится меньший процент повторяемости.

Периодограмма суммарного стока II гидрологического района представлена весьма разнообразными гармониками 2-, 3-, 4-, 6- и 10-летней продолжительности (см. рис. 3). Причем высота всплесков функции и интервалы частоты у основания этих пиков близки по величине. Формальное выделение наибольшей периодической составляющей на этом графике, так же как и на предыдущем, может быть не показательным.

Проведенный статистический анализ продолжительности циклов по отдельным рекам этого гидрологического района показал, что наибольший процент приходится на долю циклов 5-летней продолжительности — 26%. Затем по 20% приходится на циклы 2-летней и 11-летней продолжительности.

Из всех рассмотренных периодичностей от 2 до 12 лет наибольший процент по всем гидрологическим группам приходится на циклы 2—3-, 5—7- и 10—12-летней продолжительности, что наглядно видно и по суммарным графикам спектральной функции.

Так как цикличность речного стока соответствует основным закономерностям изменения гео- и гелиофизических процессов, то выявление такой продолжительности циклов водности на реках мира можно объяснить следующими причинами.

Тенденция в колебаниях стока рек, приводящая к выделению циклов 2—3-летней продолжительности, отмечается также во многих других процессах, происходящих как на поверхности Земли, так и в атмосфере. По этому поводу имеется предположение, что она вызывается космическими причинами (Вительс, 1965; Ю. Д. Калинин, 1952).

Гармоническая составляющая многолетних колебаний стока 5—7-летней продолжительности отмечается также в изменениях уровня океана, изменениях ледовитости морей, магнитных явлениях и др. Объяснение этому некоторые исследователи видят в двухвершинности солнечного цикла (Эйгенсон и др., 1948).

10—12-летние циклы водности могут быть вызваны воздействием солнечной активности. В настоящее время приходят к выводу о том, что колебания многих природных процессов на земле являются в какой-то мере солнечнообусловленными.

Однако проводить гидрологическое районирование по продолжительности циклов водности на отдельных реках вряд ли показательно. Во-первых, потому что не на всех графиках удается объективно выделить основную гармоническую составляющую. Во-вторых, в условиях довольно ограниченных выборок даже единичные ошибки могут повлиять существенным образом на выводы. По всей вероятности картирование гидрологических районов нужно проводить не по продолжительности циклов, а по сдвигу фаз.

На рис. 4 представлены периодограммы суммарного стока рек европейской территории и восточных районов Северной Америки (первая группа рек), а также суммарный сток рек Азии (вторая группа рек).

Обособление двух группировок рек, выделенных на основании разностороннего анализа фактических материалов, не находит количественного отображения в продолжительности циклов, выявленных по спектральным функциям суммарного стока этих группировок.

Таким образом, подтверждается общность в продолжительности циклов, характерная для многолетнего колебания стока рек. Особенности формирования и распределения стока на различных территориях отражаются, по всей вероятности, не в продолжительности циклов водности, а в различных распределениях их во времени, или, иными словами, в различных сдвигах фаз.

ЛИТЕРАТУРА

Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд-во МГУ, 1963.

Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М. Физматгиз, 1962.

Вительс Л. А. О космической природе двухлетней цикличности. «Бюл. Комис. по исследованию солнца», 1965, № 2.

Давыдова А. И., Калинин Г. П., Сомов И. В. Многолетние колебания стока рек северного полушария. Докл. на XX Геогр. конгр. Лондон, 1964.

Калинин Г. П. Многолетние колебания стока рек. В сб.: «Многолетние колебания стока и вероятностные методы его расчетов». Изд-во МГУ, 1967.

Калинин Ю. Д. О некоторых вопросах изучения вековых вариаций земного магнетизма. «Тр. НИИЗМ», 1952, вып. 8 (18).

Максимов И. В. Долгопериодные колебания среднего уровня Мирового океана. «Советская наука», 1958, № 3.

Усманов Р. Ф. О влиянии вращения Земли на общую циркуляцию атмосферы. «Тр. ЦИП», 1961, вып. 104.

Эйгенсон М. С., Гневишев М. Н., Оль Л. И. и Рубашов Б. М. Солнечная активность и ее земные проявления. М., Гостехиздат, 1948.

Munk W. H., Snodgrass F. E., Tucker M. J. Spectra of low freguency ocean waves. Bull. Scripps Inst. Oceanogr., Univ. Calif., vol. 7, No. 4, 1959.

В. М. ЕВСТИГНЕЕВ

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ И НОРМА СТОКА РЕКИ ШИЛКИ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ РАЗВИТИЯ ОСНОВНЫХ ФОРМ ЦИРКУЛЯЦИИ

При изучении колебаний стока рек часто ограничиваются констатацией наличия неправильных циклов многоводных и маловодных лет в многолетнем ходе водоносности. Многочисленными исследованиями установлена определенная связь между повторяемостью основных типов циркуляции W, C, E и величиной стока различных бассейнов за более или менее длительные отрезки времени. Формой анализа упомянутых связей является, как правило, построение корреляционных графиков между величиной стока (или уровнем озер) и числом дней с W, C, E циркуляцией. Кроме того, достаточно распространенной формой анализа является исследование совместного хода интегральных кривых стока и ежемесячных аномалий числа дней с формами W, C, E.

Однако для правильного понимания структуры рядов стоковых наблюдений и рационального выбора периода для вычисления норм стока представляется более эффективным анализ многолетних колебаний стока на базе эпох макроциркуляции.

Каждой эпохе макроциркуляции соответствуют более или менее однородные гидрометеорологические характеристики (осадки, температура воздуха, глубина промерзания почвы и т. д.) и особенности связи между сезонными гидрометеорологическими явлениями. Анализ связи атмосферной циркуляции с солнечной активностью дал возможность М. Х. Байдалу доказать, что границы эпох макроциркуляции совпадают с максимумами одиннадцатилетних циклов. Этот вывод позволяет по данным чисел Вольфа экстраполировать границы эпох назад, а на основании хода некоторых гидрометеорологических явлений, наблюдавшихся многие десятилетия назад, установить преобладающий тип циркуляционных эпох, для которых непосредственные материалы для диагнозирования отсутствуют (Байдал, 1959).

Выявление закономерностей многолетних колебаний стока требует весьма продолжительного ряда наблюдений. Этому условию более или менее удовлетворяет створ на реке Шилке у хут. Часовой ($F=200\,000$ км^2), имеющий самый длительный ряд наблюдений в Забайкалье — с 1896 г. Пользуясь разностной интегральной кривой среднегодовых расходов, можно выделить 6 характерных периодов водности Шилки продолжительностью — 5—10 лет. Эти характерные периоды водности находятся внутри макроциркуляционных эпох и занимают от 60 до 80% их длительности:

1) маловодный период 1898—1905 гг. захватывает 8 последних лет из 13 эпохи *C* 1893—1905 гг.;

2) период средней водности 1911—1917 гг. — 7 лет из 13 эпохи *W*+*C* 1906—1918 гг.;

3) маловодный период 1921—1928 гг. — 8 лет из 10 эпохи *W* 1919—1928 гг.;

4) многоводный период 1933—1938 гг. — 6 лет из 11 эпохи *E* 1929—1939 гг.;

5) маловодный период 1943—1947 гг. — 5 лет из 9 эпохи *C* 1940—1948 гг.;

6) маловодный период 1950—1955 гг. захватывает 6 лет из 10 эпохи *E*+*C* 1949—1958 гг.

При анализе гидрометеорологических явлений в эпохи циркуляции приходится учитывать то обстоятельство, что четкость выражения эпох увеличивается к середине, а в начале и к концу уменьшается, причем четкость в конце эпохи больше, чем в начале (Байдал, 1964). Этим обстоятельством, по-видимому, объясняется тот факт, что характерные периоды водности всегда занимают середину эпохи и чаще несколько сдвинуты ко второй половине.

Прослеживается определенная связь между типом и водностью эпохи, наиболее четко выраженная для основных форм циркуляции: для эпохи типа *W* характерным был маловодный период, для эпохи *E* — многоводный, для эпох *C* в обоих случаях характерным был маловодный период.

В эпоху комбинированной циркуляции *W*+*C* характерным был период средней водности, которому предшествовал многоводный период 4-летней длительности. В эпоху *E*+*C* характерным был период маловодный, который сменился многоводным периодом, захватившим 3 последних года рассматриваемой эпохи и 5 лет последующей эпохи, начавшейся в 1959 г.

Средняя водность Шилки по эпохам приводится в таблице. Водность выражена в средних расходах $\overline{Q}_э$ за периоды, соответствующие эпохам, и в модульных коэффициентах $\overline{k}_э = \frac{\overline{Q}_э}{Q_0}$, где Q_0 — средний расход за период наблюдений 1896—1963 гг.

Как видно из таблицы, самая низкая водность наблюдалась в эпоху западной циркуляции (*W*), самая высокая — в эпоху восточной циркуляции (*E*). В таблице показано также соотношение

на более ранний период. Устойчивость эпохальных средних пока не может быть доказана полностью из-за короткого ряда наблюдений за стоком.

Исследование многолетнего хода ряда метеорологических элементов по эпохам показали, что для относительно большой устойчивости норм их нужно определять за периоды, включающие равное количество эпох основных типов циркуляции W, C, E. Поэтому для вычисления норм рекомендуют (Байдал, 1964) период 1919—1948 гг., включающий в себя три эпохи с четко выраженной аномалией циркуляции (средний расход Шилки за этот период 498 $м^3/сек$).

Такой подход к определению нормы стока Шилки не представляется полностью верным, так как не только эпохи основных типов циркуляции, но также и эпохи комбинированной циркуляции $W+C$ и $E+C$ существенно отличаются друг от друга водностью, и и в целом и по отдельным годам. Если эпоха $E+C$ довольно близка к эпохе циркуляции родственного индекса C, то эпоха $W+C$ дает положительную аномалию водности — противоположную и эпохе W и эпохе C (см. таблицу), причем повторяемость эпох $W+C$, насколько можно судить по данным с 1803 г., столь же велика, как и эпох основных типов циркуляции. Следовательно, в расчетный ряд лет необходимо включать эпоху $W+C$. Введение в расчет другой эпохи комбинированной циркуляции $E+C$ вряд ли целесообразно из-за ее малой повторяемости, а также близости среднего стока в эту эпоху к норме, т. е. отсутствия хорошо выраженной аномалии водности.

Таким образом, в расчетный период для определения нормы стока Шилки следует включить эпохи E, W, C и $W+C$, т. е. две эпохи с положительной аномалией водности и две с отрицательной. Средний расход за этот период — 1906—1948 гг. — равен 521 $м^3/сек$ и совпадает с водностью периода наблюдений 1896—1963 гг. — 522 $м^3/сек$.

Характер колебаний водности по эпохам циркуляции других крупнейших рек Забайкалья — Селенги и Витима — в главных чертах сходен с характером колебаний Шилки, по крайней мере за имеющийся период наблюдений (на Витиме с 1925 г., на Селенге с 1932 г.). При наличии достаточных обоснований, касающихся вопросов синхронности колебаний стока, по-видимому, возможно использовать выявленные закономерности многолетних колебаний стока реки Шилки по эпохам циркуляции для приведения нормы стока к продолжительному периоду и «реконструкции» водности рек Забайкалья за прошлые десятилетия при отсутствии наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

Байдал М. Х. Основы комплексного макроциркуляционного метода долгосрочных прогнозов погоды. «Тр. Каз.НИГМИ», 1959, вып. 10.

Байдал М. Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебаний климата Казахстана. Л., Гидрометеоиздат, 1964.

С. Г. КОСТИНА, А. Ш. РЕЗНИКОВСКИЙ

О ВЛИЯНИИ СТЕПЕНИ СВЯЗНОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ НА МОМЕНТНЫЕ ОЦЕНКИ ИХ ПАРАМЕТРОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

В практической гидрологии и водохозяйственных расчетах при определении статистических параметров распределения величин стока рек обычно используют выборочные моментные оценки. Формулы для указанных оценок были выведены для распределений с умеренной асимметрией, близких к нормальным и, строго говоря, применимых лишь для несвязных гидрологичееких рядов, т. е. рядов, у которых коэффициент корреляции между смежными членами близок нулю.

Большинство же рядов наблюдений за стоком рек является рядами связными. Физическими причинами связности стока реки в смежные интервалы времени [1] являются:

а) регулирующее влияние водосбора, и

б) связь процесса стока с циклически изменяющимися гелиогеофизическими процессами.

Не затрагивая эти вопросы подробно, рассмотрим здесь лишь влияние степени связности на моментные оценки параметров распределения рядов, подчиняющихся биномиальному закону распределения вероятностей (кривая Пирсона III типа при $C_s = 2C_v$), и изменения обычно используемых в гидрологии выборочных оценок статистических параметров гидрологических рядов (норма — $\bar{x}$, стандарт — σ, коэффициент вариации — C_v, коэффициент асимметрии — C_s, отношение двух последних коэффициентов — $\frac{C_s}{C_v}$), при наличии некоторой степени связности между смежными членами ряда.

Исследование этого вопроса проведем по смоделированным методом Монте-Карло выборкам, которые использовались и описы-

[1] В настоящей работе мы ограничимся рассмотрением годового стока рек.

вались уже нами (Резниковский, Костина, 1967). В нашем эксперименте моделировались 500 выборок с заданными параметрами: $\bar{x}$ — норма стока (1,0), C_v — коэффициент вариации (0,25; 0,50; 1,00), r — коэффициент корреляции между смежными членами, n — длина выборки (25, 50).

По указанным выборкам с помощью обычных в гидрологии формул были произведены выборочные оценки параметров, 500 значений которых рассматривались как некоторая независимая их совокупность, пригодная для построения распределения данного параметра. Всего было рассмотрено 18 совокупностей с разным сочетанием заданных параметров.

Распределения каждого параметра исследованы с точки зрения:

их смещенности;

асимметричности;

оценки их рассеяния;

влияния на все предыдущие характеристики степени связности ряда, т. е. коэффициента корреляции между смежными членами гидрологического ряда.

Описание результатов расчета проведено отдельно по каждому параметру.

Норма стока. Норма, или средняя величина выборки, стока гидрологического ряда определяется уравнением:

$$\bar{x}^* = \frac{\sum_{i=n}^{n} x_i}{n}. \qquad (1)$$

Эта оценка теоретически не зависит от закона распределения вероятностей и связности ряда. В наших расчетах для всех 18 совокупностей математическое ожидание средней оказалось практически равным единице. Только для рядов с очень большими исходными коэффициентами вариации и корреляции были отмечены небольшие расхождения фактической нормы с исходной. Однако максимальное расхождение не превышало 2,5% от исходной величины нормы.

Для иллюстрации зависимости кривой распределения выборочных средних от величины коэффициента корреляции между смежными членами ряда на рис. 1 представлены такие распределения, полученные в наших расчетах для случая $C_v=0{,}5$ и $n=25$. Величина коэффициента корреляции в этих расчетах изменялась от 0 до 0,5. Из приведенных данных видно, что распределения выборочных средних практически несмещенные.

Асимметричность рассмотренных распределений характеризуется следующими данными (табл. 1).

Эти данные (см. табл. 1 и рис. 1) свидетельствуют о том, что для несвязных рядов распределения нормы стока близки к биномиальным с $C_s \approx 2C_v$. Для связных рядов с увеличением коэффи-

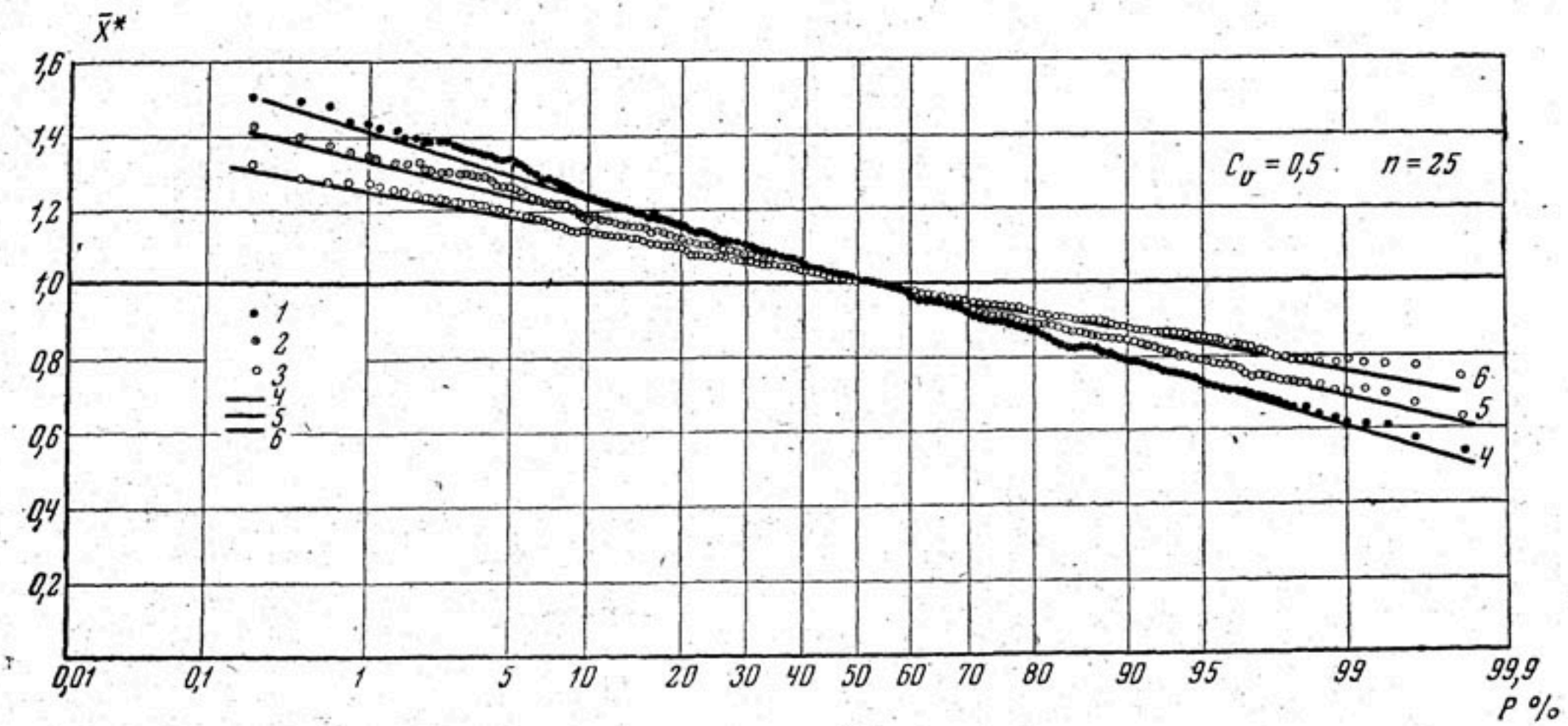

Рис. 1. Распределения нормы стока $\bar{X}^*$, вычисленные по совокупности случайных выборок длиной $n=25$. Точки эмпирического распределения при: *1* — $r=0{,}5$; *2* — $r=0{,}3$; *3* — $r=0{,}0$. Линии теоретических нормальных кривых с параметрами эмпирического распределения при: *4* — $r=0{,}5$; *5* — $r=0{,}3$; *6* — $r=0{,}0$

Таблица 1

C_v	r	$C_s^*(\bar{x})$		$C_s/C_v^*(\bar{x})$	
		n		n	
		25	50	25	50
0,25	0,0	0,086	0,080	1,703	2,235
	0,3	0,066	0,053	0,974	1,090
	0,5	0,052	0,036	0,612	0,593
0,50	0,0	0,198	0,154	1,941	2,141
	0,3	0,182	0,121	1,326	1,245
	0,5	0,158	0,093	0,919	0,751
1,00	0,0	0,456	0,331	2,220	2,299
	0,3	0,462	0,308	1,675	1,583
	0,5	0,470	0,294	1,360	1,198

циента корреляции асимметричность распределений уменьшается и они приближаются к нормальным.

Величина рассеяния рассмотренных распределений тем больше, чем выше исходный коэффициент корреляции между смежными членами ряда.

Стандарт среднего, определяемый теоретически точно, для связных рядов, образующих простую цепь Маркова, вычисляется по уравнению, выведенному С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (1946):

$$\sigma(\bar{x}) = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1 + \frac{2r}{n(1-r)} \cdot \left(n - \frac{1-r^n}{1-r}\right)}{1 - \frac{2r}{n(n-1)(1-r)} \cdot \left(n - \frac{1-r^n}{1-r}\right)}}. \qquad (2)$$

Выражение (2) можно упростить:

$$\sigma(\bar{x}) = \frac{K_{\bar{x}}\sigma}{\sqrt{n}}, \qquad (3)$$

где $K_{\bar{x}}$ — поправка на связность.

Таблица 2

n	r	0,0			0,3			0,5		
	C_v	0,25	0,50	1,00	0,25	0,50	1,00	0,25	0,50	1,00
25	$\sigma_{фак}$	0,051	0,102	0,209	0,068	0,138	0,282	0,086	0,173	0,355
	$\sigma_{теор}$	0,050	0,100	0,200	0,067	0,135	0,270	0,088	0,175	0,350
50	$\sigma_{фак}$	0,036	0,072	0,146	0,048	0,098	0,199	0,061	0,123	0,252
	$\sigma_{теор}$	0,035	0,071	0,142	0,047	0,097	0,192	0,062	0,125	0,250

Эта поправка зависит практически только от величины r; указанная зависимость приведена на рис. 2. Для несвязных рядов поправка $K_{\bar{x}}$ равна единице и уравнение (3) превращается в уравнение, обычно используемое в гидрологии.

Сопоставление теоретических стандартов, вычисленных по уравнению (3), с фактическими, полученными по 18 рассмотренным нами совокупностям выборочных средних представлено в табл. 2.

Таблица 2 показывает практически полное совпадение фактических данных с теоретическими, что, по мнению Е. Г. Блохинова (1966), является косвенным подтверждением отсутствия каких-либо погрешностей в материалах по моделированию случайных выборок и их обработке.

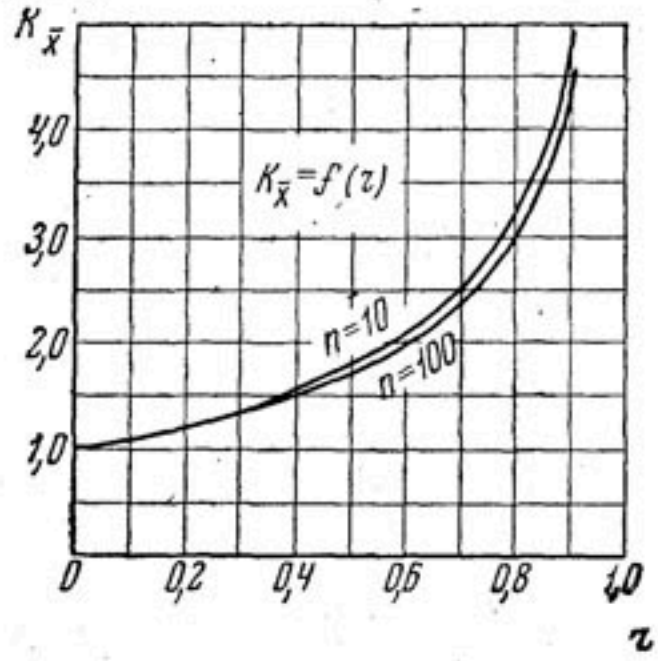

Рис. 2. Зависимость поправки на связность к стандартной ошибке среднего $(\bar{x})$ от коэффициента корреляции

Стандартное отклонение и коэффициент изменчивости. Для выборочной оценки стандартного отклонения и коэффициента вариации обычно используются следующие уравнения (Крицкий и Менкель, 1946):

$$\sigma^* = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{n-1}}, \tag{4}$$

$$C_v^* = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{\bar{x}^2(n-1)}}. \tag{5}$$

Строго говоря, эти оценки смещены как для связных, так и для несвязных рядов: смещение отрицательное, возрастающее с увеличением исходного коэффициента изменчивости. Однако величина смещения сравнительно невелика. В наших расчетах она не превышала 3—4%, так же, как и в расчетах Е. Г. Блохинова, по свидетельству которого (1966) практического значения поправка на смещенность здесь не имеет.

Иллюстрацией кривых распределения выборочных значений коэффициента изменчивости служит рис. 3, где даны распределения для $C_v=1$; $r=0$; 0,3; 0,5 и $n=25$.

Асимметричность приведенных и других рассмотренных нами распределений характеризуется коэффициентами асимметрии и их

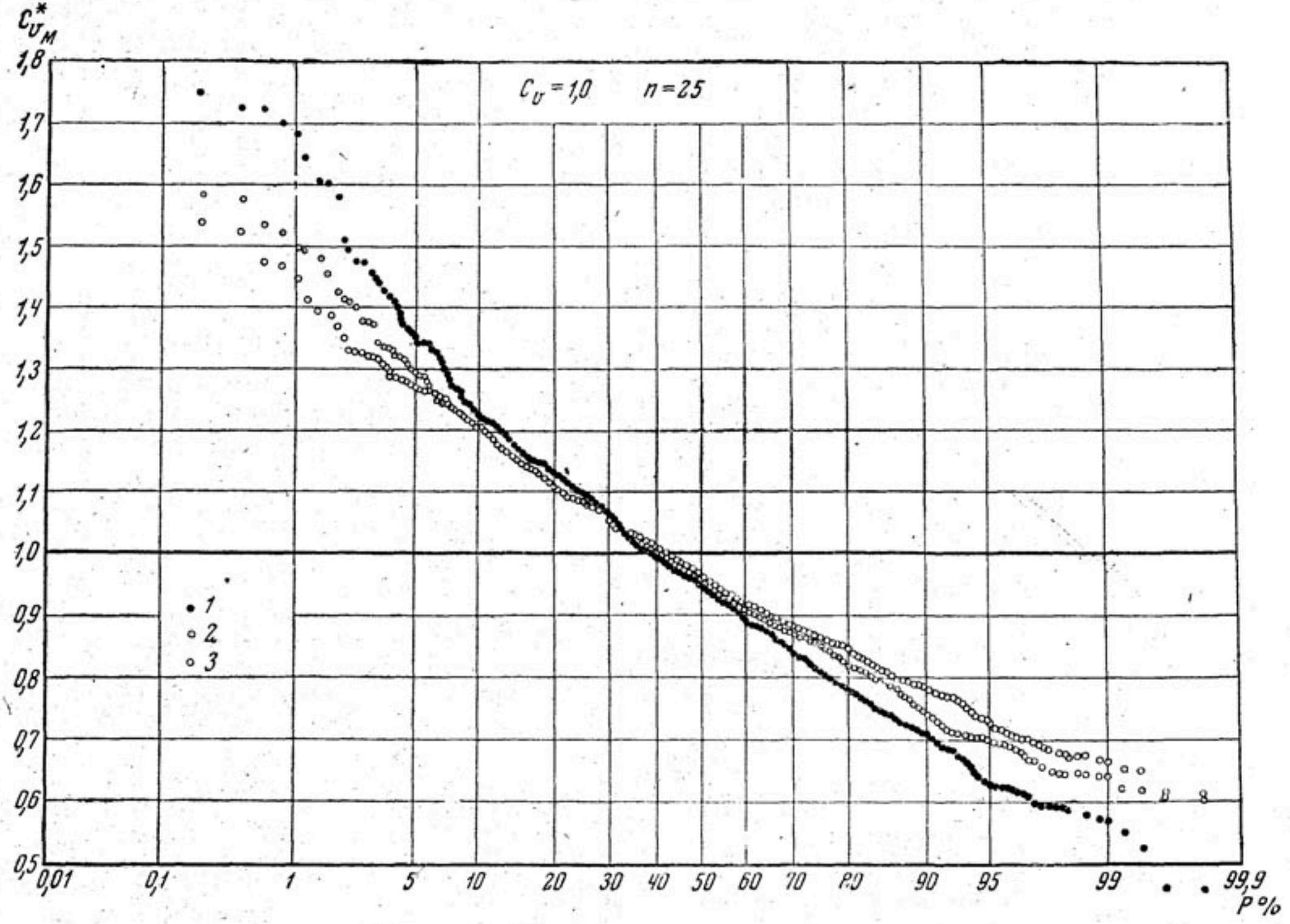

Рис. 3. Распределение оценки C_v для различных значений r, вычисленные по совокупности случайных выборок длиной $n=25$. Точки эмпирического распределения для: *1* — $r=0{,}5$; *2* — $r=0{,}3$; *3* — $r=0{,}0$

Таблица 3

C_v	r	$C_s^*(\sigma)$		$C_s/C_v^*(\sigma)$	
		n		n	
		25	50	25	50
0,25	0,0	0,41	0,41	2,59	3,62
	0,3	0,50	0,47	2,96	3,94
	0,5	0,55	0,48	2,90	3,63
0,50	0,0	0,67	0,59	3,56	4,33
	0,3	0,75	0,64	3,77	4,54
	0,5	0,75	0,61	3,49	4,05
1,00	0,0	0,99	0,78	3,57	3,90
	0,3	1,06	0,86	3,55	4,04
	0,5	1,14	0,89	3,52	3,92

отношением к коэффициентам вариации. Эмпирические данные для распределений выборочных стандартов приведены в табл. 3.

Эти данные свидетельствуют о том, что распределениям выборочных стандартов присуща асимметричность, отличающаяся от асимметричности исходных кривых распределений (кривые Пирсона III типа при $C_s=2\,C_v$). Отношение выборочных C_s/C_v распределений стандартов значительно превосходят 2.

Величины коэффициента асимметрии этих распределений возрастают с увеличением исходного коэффициента корреляции между смежными членами ряда.

Аналогичные закономерности имеют место и в распределениях моментных оценок коэффициента изменчивости. Коэффициенты асимметрии распределений C_v возрастают с увеличением исходного коэффициента корреляции между смежными членами ряда.

Влияние связности ряда на указанные оценки для простых цепей Маркова было исследовано С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (1946). Ими была выведена теоретическая величина поправки на связность для стандарта. Она равна

$$K_\sigma = \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{2r}{n(n-1)(1-r)} \cdot \left(n - \frac{1-r^n}{1-r}\right)}}. \qquad (6)$$

На рис. 4 нанесены зависимости $K_\sigma = f(n, r)$, из которых видно, что эта теоретическая поправка становится существенной только для очень высоких исходных значений коэффициента корреляции и очень малых длин выборок.

Сопоставление исходных стандартов с фактическими средними, полученными по 18 рассмотренным нами совокупностям, показало, что действительно фактические средние стандарты тем больше отличаются от исходных, чем выше коэффициент корреляции между смежными членами ряда и чем короче длина выборок.

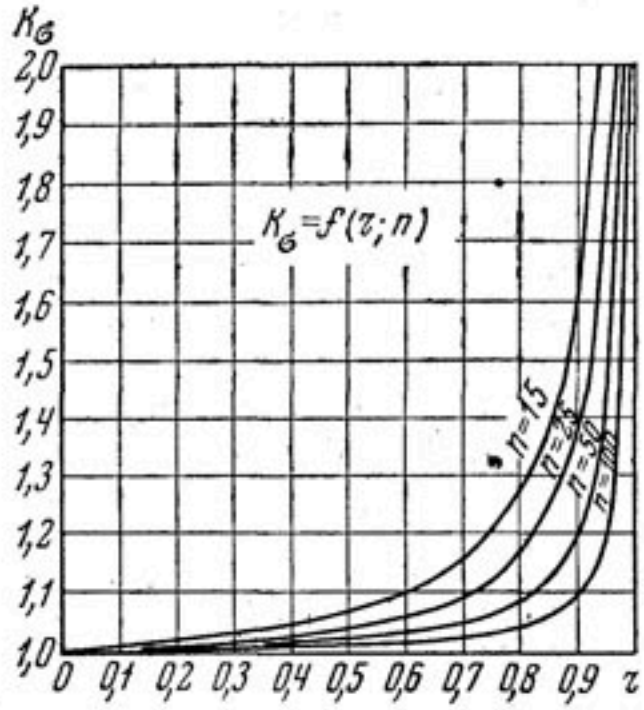

Рис. 4. График зависимости теоретической поправки на связность ряда для стандартной ошибки $K_\sigma = f(r, n)$

Однако использование теоретической поправки на связность K_σ (6) практически полностью ликвидирует указанные расхождения фактических средних с исходными стандартами.

Эта же поправка пригодна для ликвидации смещения в моментной оценке коэффициента вариации.

Для несвязных рядов характеристика рассеяния в распределении стандарта σ определяется (Крицкий и Менкель, 1950) выражением:

$$\sigma_\sigma = \frac{\sigma}{\sqrt{2n}} \cdot \sqrt{1 + 3C_v^2}. \qquad (7)$$

Совпадение теоретической и фактической ошибок в наших расчетах достаточно хорошее. В табл. 4 даны значения теоретических и фактических стандартов, которые довольно близки между собой.

Таблица 4

n	σ_σ					
	C_v=0,25		C_v=0,50		C_v=1,0	
	теор.	факт.	теор.	факт.	теор.	факт.
25	0,037	0,040	0,094	0,095	0,282	0,276
50	0,027	0,029	0,066	0,069	0,200	0,202

В связных рядах, рассмотренных нами, фактическая ошибка значения стандарта σ тем больше отличается от ошибки, вычисленной по формуле (7), чем выше коэффициент корреляции между смежными членами ряда. Максимальные превышения фактической ошибки над теоретической достигали 20—22% от величины ошибки, вычисленной по формуле (7).

Для ликвидации указанных расхождений к формуле (7) может быть предложена простейшая эмпирическая поправка, учитывающая тесноту связи между смежными членами ряда:

$$\sigma_\sigma = \frac{\sigma}{\sqrt{2n}} \cdot \sqrt{(1+3C_v^2)\cdot\left(1+\frac{r}{1+r}\right)}. \qquad (8)$$

При $r = 0$ уравнение (8) превращается в (7). В табл. 5 приводится сопоставление фактических ошибок с ошибками, вычисленными по формуле (8).

Таблица 5

n	r	σ_σ					
		C_v=0,25		C_v=3,50		C_v=1,00	
		по форм.	факт.	по форм.	факт.	по форм.	факт.
25	0,3	0,041	0,042	0,104	0,099	0,312	0,291
	0,5	0,043	0,045	0,108	0,103	0,324	0,308
50	0,3	0,030	0,030	0,073	0,071	0,222	0,213
	0,5	0,031	0,033	0,076	0,074	0,230	0,225

Совпадение ошибок, вычисленных по формуле (8), с фактическими ошибками достаточно хорошее.

Характеристика рассеяния моментной оценки коэффициента изменчивости для несвязных рядов определяется асимптотической формулой (Блохинов, 1964):

$$\sigma(C_v) \approx \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{1+C_v^2}. \qquad (9)$$

Сопоставление $\sigma(C_v)$, вычисленной по формуле (9), и фактических стандартов, полученных эмпирически по нашим рядам, произведено в табл. 6.

Таблица 6

n	$\sigma(C_v)$								
	C_v=0,25			C_v=0,50			C_v=1,0		
	теор.	факт.	теор. с попр.	теор.	факт.	теор. с попр.	теор.	факт.	теор. с попр.
25	0,037	0,038	0,037	0,079	0,078	0,076	0,200	0,164	0,173
50	0,026	0,027	0,026	0,056	0,056	0,055	0,141	0,129	0,130

Приведенные данные показывают, что в рядах с небольшими исходными C_v расхождения между теоретическими и фактическими стандартами практически не наблюдаются, однако при $C_v = 1$ эти расхождения становятся существенными (до 18% от $\sigma_{теор.}$). Это обстоятельство было отмечено Е. Г. Блохиновым (1966), который

предложил для ликвидации указанного расхождения эмпирическую поправку

$$\sigma(C_v) = \frac{n}{n + 4C_v^2} \cdot \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \cdot \sqrt{1 + C_v^2}. \qquad (10)$$

При учете этой поправки теоретические стандарты почти совпадают с фактическими в рассмотренных нами рядах. Стандарты, вычисленные по формуле (10), также приведены в табл. 6.

Для связных рядов, рассмотренных нами, при прочих равных условиях, фактическая ошибка значения стандарта C_v тем больше отличается от ошибки, вычисленной по формулам (9) и (10), чем больше коэффициент корреляции между смежными членами ряда. Максимальные превышения фактической ошибки в наших расчетах над ошибкой, вычисленной по формуле (10), достигали 25—35% от ее величины.

Для ликвидации указанных расхождений к формуле (10) может быть предложена достаточно простая эмпирическая поправка, учитывающая тесноту связи между смежными членами ряда:

$$\sigma(C_v) = \frac{n}{n + 4C_v^2} \cdot \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \cdot \sqrt{(1 + C_v^2) \cdot \left(\frac{3C_v \cdot r^2}{1 + r} + 1\right)}. \qquad (11)$$

При $r = 0$ формула (11) превращается в (10). В табл. 7 приводится сопоставление фактических ошибок с ошибками, вычисленными по формуле (11).

Таблица 7

n	r	$\sigma(C_v)$					
		C_v=0,25		C_v=0,50		C_v=1,0	
		по форм.	факт.	по форм.	факт.	по форм.	факт.
25	0,3	0,038	0,038	0,078	0,080	0,190	0,180
	0,5	0,040	0,043	0,085	0,091	0,212	0,218
50	0,3	0,027	0,028	0,056	0,060	0,143	0,143
	0,5	0,028	0,032	0,062	0,070	0,159	0,174

Как видно из приведенных данных, поправка (11) дает стандарты достаточно близко совпадающие с фактическими в наших расчетах.

Коэффициент асимметрии. Для выборочной оценки коэффициента асимметрии обычно используется следующее уравнение (Крицкий, Менкель, 1950):

$$C_s^* = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (x_i - \overline{x})^3 \cdot n}{\sigma^3 (n-1)(n-2)}. \qquad (12)$$

Как показали проработки (Блохинов, 1964; Блохинов, 1966; Крицкий, Менкель, 1964) для несвязных рядов и наши расчеты для связных, эта оценка дает распределения существенно смещенные.

Для иллюстрации смещения на рис. 5 приведены распределения выборочной оценки C_s^* для гидрологических рядов с $C_v = 1{,}0$; $n = 25$ и $r = 0{,}0$; $0{,}3$; $0{,}5$.

В табл. 8 для несвязных и связных рядов, рассмотренных нами, приведены истинные значения C_s и фактические математические ожидания $\bar{C}_s^*$ в наших распределениях.

Таблица 8

C_s	$\bar{C}_s^*$					
	$n = 25$			$n = 50$		
	0,0	0,3	0,5	0,0	0,3	0,5
0,500	0,43	0,35	0,25	0,49	0,41	0,31
1,000	0,82	0,70	0,53	0,92	0,80	0,62
2,000	1,53	1,40	1,19	1,73	1,58	1,35

Приведенные данные свидетельствуют о том, что смещение отрицательно, а величина смещения существенно возрастает: во-первых, с уменьшением числа членов в ряде; во-вторых, с увеличением абсолютного значения C_s, т. е. с увеличением исходного C_v ряда при заданном соотношении $C_s = 2C_v$, и, в-третьих, с увеличением коэффициента корреляции между смежными членами ряда. Максимальное смещение в наших расчетах достигало 50% от истинной величины.

Для ликвидации смещения C_s^* в несвязных рядах Хазеном и Блохиновым были предложены следующие поправки.

Поправка Хазена:

$$\hat{C}_s^* = \left(1 + \frac{8{\cdot}5}{n}\right) C_s^*, \qquad (13)$$

поправка Блохинова:

$$\hat{C}_s^* = \frac{n + 5 + 2C_v(1 + C_v^2)}{n} \cdot C_s^*. \qquad (14)$$

Сопоставление фактических выборочных средних, с учетом вышеприведенных поправок, с истинными коэффициентами асимметрии произведено в табл. 9.

Приведенные данные свидетельствуют о некотором превышении выборочного среднего коэффициента асимметрии как с той, так и с другой поправкой его истинного значения. Однако эти превышения сравнительно невелики, особенно для поправки (14), поэтому последнюю, видимо, следует использовать для ликвидации смещения в моментной оценке коэффициента асимметрии для несвязных рядов.

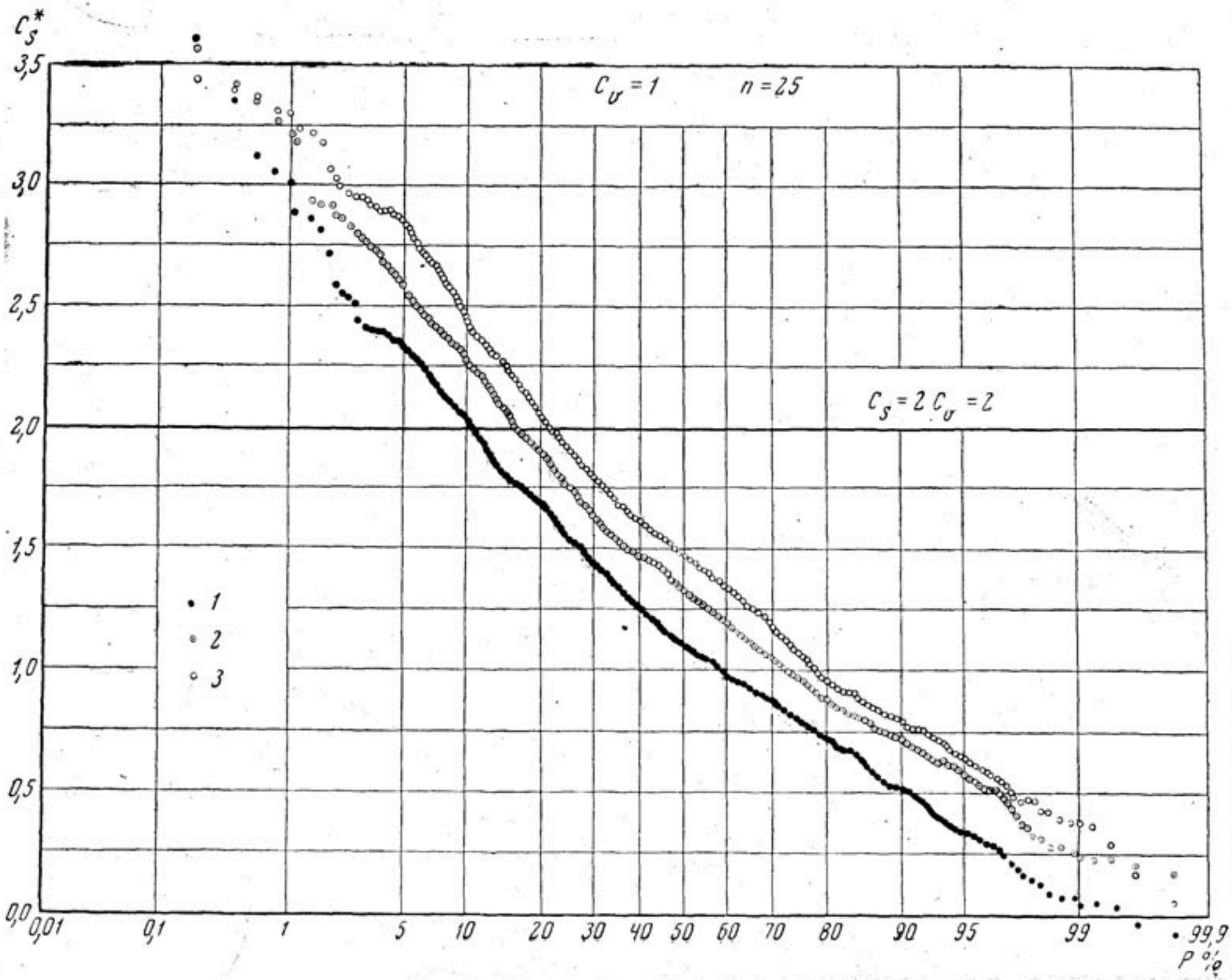

Рис. 5. Распределение оценки C_s^* для различных значений r, вычисленных по совокупности случайных выборок длиной $n=25$. Точки эмпирического распределения для: *1* — $r=0{,}5$; *2* — $r=0{,}3$; *3* — $r=0{,}0$

Таблица 9

C_s	Фактические выборочные средние $\overline{C}_s^*$		Поправка (13)		Поправка (14)	
	$n=25$	$n=50$	$n=25$	$n=50$	$n=25$	$n=50$
0,5	0,43	0,49	0,58	0,57	0,52	0,54
1,0	0,82	0,92	1,10	1,08	1,02	1,03
2,0	1,53	1,73	2,05	2,02	2,08	2,04

Для связных рядов поправка (14) оказывается недостаточной. Для учета связности ряда может быть предложена следующая эмпирическая поправка, практически ликвидирующая указанную смещенность оценки как для связных, так и для несвязных рядов в наших расчетах и в расчетах, выполненных в работе Е. Г. Блохинова (1966):

$$\widehat{C}_s^* = \frac{[n+4+4C_v](1+2r^2)}{n} \cdot C_s^* . \qquad (15)$$

Следует, однако, заметить, что как формулы (13) и (14), так и формула (15) получены исходя из предположения, что истинное отношение $C_s/C_v = 2$. На самом деле истинная величина этого отношения нам не известна. При других соотношениях C_s/C_v величины поправок к оценке C_s, как показано в работе Е. Г. Блохинова (1966), должны быть иными, но установление их вида затруднительно. Поэтому в дальнейшем должны быть, видимо, использованы другие приемы для определения приемлемых оценок коэффициента асимметрии как для несвязных, так и для связных рядов.

Формулы (14) и (15), а также все последующие построения исходят из достаточно распространенного в гидрологии предположения, что за истинное соотношение между коэффициентами асимметрии и изменчивости гидрологических рядов может быть принято $C_s/C_v = 2$.

Рассмотрим теперь вопрос об асимметричности распределений коэффициента C_s^* и о величине стандартной ошибки его определения.

Асимметричность распределений C_s^* характеризуется табл. 10. Эти данные показывают, что с увеличением исходного коэффициента корреляции асимметричность распределений уменьшается, но с ростом исходного коэффициента изменчивости — возрастает. Для рядов с умеренной изменчивостью эти распределения близки к нормальному.

Стандартная ошибка коэффициента асимметрии для несвязных рядов определяется уравнением

$$\sigma(C_s) = \sqrt{\frac{6}{n}} \cdot \sqrt{1+6C_v^2+5C_v^4}. \qquad (16)$$

Таблица 10

C_v	r	$C_s^*(C_s)$		$C_s/C_v^*(C_s)$	
		n		n	
		25	50	25	50
0,25	0,0	0,39	0,41	0,36	0,54
	0,3	0,33	0,30	0,26	0,34
	0,5	0,25	0,21	0,14	0,18
0,50	0,0	0,52	0,60	0,82	1,27
	0,3	0,51	0,53	0,74	1,05
	0,5	0,44	0,41	0,50	0,65
1,00	0,0	0,60	0,77	1,43	2,20
	0,3	0,71	0,77	1,61	2,15
	0,5	0,73	0,80	1,45	1,98

В табл. 11 приведено сопоставление значений $\sigma(C_s)$, вычисленных по (16) со значениями $\sigma(C_s)$, найденными по эмпирическим распределениям C_s^* в наших расчетах.

Таблица 11

$\sigma(C_s)$	r	$n=25$			$n=50$		
		C_v			C_v		
		0,25	0,50	1,00	0,25	0,50	1,00
По уравнению (16)	—	0,58	0,82	1,69	0,41	0,58	1,20
Фактические данные	0,0	0,47	0,52	0,64	0,37	0,44	0,61
	0,3	0,45	0,48	0,61	0,36	0,40	0,57
	0,5	0,45	0,46	0,60	0,36	0,39	0,54
По уравнению (17)	—	0,50	0,55	0,69	0,36	0,39	0,49

Эти данные свидетельствуют о том, что фактический стандарт распределений C_s^* значительно меньше, чем его теоретическое значение, вычисленное по уравнению (16). Расхождения между (16) и фактическими данными увеличиваются для рядов с большими исходными C_v и r, а также при уменьшении длины выборки. При $C_v=1$ преувеличение стандарта, вычисленного по уравнению (16), над фактическим достигало 250 и более процентов от последнего.

Объясняется это тем, что при выводе уравнения (16) использовались соотношения, основанные на разложении функции в ряд Тейлора, ограниченном лишь первыми членами (Блохинов, 1966).

При больших C_v отклонения будут одного порядка со значением оценки, что́ явится грубым приближением, так как члены более высоких степеней становятся соизмеримыми с первыми членами. Учет дополнительных членов в разложении осложнен техническими трудностями.

Табл. 11 свидетельствует также о том, что связность ряда в очень незначительной степени влияет на фактический стандарт C_s (имеется лишь тенденция снижения $\sigma_{(C_s)}$ с увеличением r).

Таким образом существующие в гидрологии представления о большой погрешности выборочного определения C_s^* были несколько преувеличены, это отмечалось Е. Г. Блохиновым (1966). В связных рядах при прочих равных условиях это преувеличение значительнее, поэтому учет связности дает более благоприятные результаты (меньшие стандарты).

Достаточное приближение к фактическим данным получается по следующей простой эмпирической формуле для стандарта коэффициента асимметрии:

$$\sigma_{(C_s)} = \sqrt{\frac{6}{n}(1 + C_v^2)}. \qquad (17)$$

Влиянием связности ряда в первом приближении, видимо, можно пренебречь. Сопоставление фактических стандартов со стандартами по уравнению (17) дано в табл. 11.

Отношение коэффициентов асимметрии и вариации. В заключение рассмотрим вопрос о влиянии коэффициента корреляции между смежными членами ряда на оценку отношения коэффициентов асимметрии и вариации. Как и в предыдущем, это исследование проведем для рядов с исходным соотношением $C_s/C_v=2$.

Зависимость средних значений $C_s/C_v{}^*$, найденных по рассмотренным нами распределениям, от величины r при разных n и C_v, а также их сопоставление с истинным значением этого отношения $C_s/C_v = 2$, характеризует смещенность рассмотренных распределений и показывает, что с увеличением коэффициента корреляции и уменьшением числа членов в выборке величина отрицательного смещения повышается.

Причем при малых n и C_v и больших r выборочная средняя оценка $C_s/C_v{}^*$ получается более чем в два раза меньше ее истинной величины.

Для ликвидации отмеченного смещения можно было бы ввести соответствующую эмпирическую поправку, но она была бы верна только для рассмотренного нами исходного соотношения $C_s/C_v=2$.

Так как истинное соотношение C_s/C_v нам не известно, то такая поправка, видимо, не смогла бы быть использована в технических приложениях.

Рассмотрим еще вопрос о погрешности вычисления отношения C_s/C_v.

В гидрологической литературе для стандарта отношения C_s/C_v рекомендуется следующее выражение:

$$\sigma\,(C_s/C_v^*) = \frac{1}{C_v\sqrt{n}} \cdot \sqrt{6 + 26C_v^2 + 24C_v^4}\,. \qquad (18)$$

В зоне небольших n и больших C_v расхождения между теоретическими и эмпирическими данными очень большие.

Теоретическая формула (18) в наших расчетах давала преувеличение эмпирического стандарта более чем в 3 раза. Аналогичные результаты для несвязных рядов были получены Е. Г. Блохиновым (1966).

Для связных рядов указанные выше несовпадения теоретических и эмпирических стандартов полностью подтверждаются. Следует заметить, что существенной зависимости стандарта C_s/C_v от степени связности ряда не наблюдается, т. е. в практических расчетах для оценки $\sigma(C_s/C_v^*)$ влиянием коэффициента корреляции между смежными членами ряда можно пренебречь.

Для оценки стандарта C_s/C_v можно использовать следующую эмпирическую формулу, которая дает хорошее совпадение с данными рассмотренных распределений:

$$\sigma(C_s/C_v^*) = \frac{\sqrt{6}}{C_v\sqrt{n}}\,. \qquad (19)$$

Сопоставление стандартов, вычисленных по формулам (18) и (19), с эмпирическими в наших расчетах и расчетах Блохинова приведено в табл. 12.

В заключение рассмотрим вопрос об асимметричности распределений отношения C_s/C_v^*.

Характеристики асимметричности распределений C_s/C_v^* представлены в табл. 13. Приведенные данные показывают, что асим-

Таблица 12

C_v	0,25		0,50		1,00	
n	25	50	25	50	25	50
σ по формуле [18] . .	2,22	1,56	1,50	1,06	1,50	1,06
σ по данным Блохинова	1,92	1,46	1,00	0,80	0,51	0,47
σ при $r = 0{,}0$	1,87	1,42	0,94	0,76	0,49	0,46
σ при $r = 0{,}3$	1,89	1,38	0,92	0,71	0,47	0,41
σ при $r = 0{,}5$	1,98	1,45	0,98	0,72	0,45	0,39
σ по формуле [19] . .	1,96	1,38	0,98	0,69	0,49	0,35

метричность распределений C_s/C_v^* сравнительно невелика, она увеличивается с повышением коэффициента вариации исходного ряда, но существенно снижается с повышением исходного коэффициента корреляции между смежными членами ряда.

Таблица 13

C_v	r	C_s^* (C_s/C_v)		C_s/C_v^* (C_s/C_v)	
		n=25	n=50	n=25	n=50
0,25	0,0	0,29	0,31	0,25	0,42
	0,3	0,21	0,13	0,15	0,19
	0,5	0,06	0,03	0,03	0,03
0,50	0,0	0,32	0,47	0,54	1,10
	0,3	0,36	0,35	0,54	0,78
	0,5	0,15	0,19	0,17	0,32
1,00	0,0	0,38	0,70	1,18	2,62
	0,3	0,39	0,66	1,18	2,49
	0,5	0,09	0,54	0,25	1,84

В практических расчетах эти распределения с достаточной степенью точности можно принимать нормальными.

Таким образом, с помощью смоделированных методом Монте-Карло искусственных гидрологических рядов, распределенных в соответствии с кривой Пирсона III типа ($C_s=2C_v$), были исследованы распределения выборочных оценок параметров этих рядов.

Рассмотренные распределения позволили выявить зависимость математических ожиданий и стандартов указанных оценок от степени связности гидрологических рядов и внести в обычно используемые в гидрологии формулы эмпирические поправки на связность. Кроме того, сделаны выводы об асимметричности распределений рассмотренных оценок. Предложенные в работе зависимости могут быть использованы в гидрологической и водохозяйственной практике для выборочной оценки статистических параметров распределений связных гидрологических рядов.

ЛИТЕРАТУРА

Блохинов Е. Г. Оценка параметров случайных колебаний речного стока методом наибольшего правдоподобия. «Тр. Гидропроекта», 1964, сб. 12.

Блохинов Е. Г. Об особенностях распределения выборочных оценок параметров речного стока. «Тр. ГГИ», 1966, вып. 134.

Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. О приемах исследования случайных колебаний речного стока. В сб.: «Сток и гидрологические расчеты». «Тр. научн.-исслед. учрежд.», сер. IV, вып. 29. Л., Гидрометеоиздат, 1946.

Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. О применении метода статистических испытаний к исследованию колебаний речного стока и к расчетам режима использующих его установок. В сб.: «Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства», вып. 2. Алма-Ата. Изд. АН КазССР, 1964.

Резниковский А. Ш., Костина С. Г. О связности гидрологических рядов. В сб.: «Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства», вып. 5. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1967.

В. Ф. ЕВСЕЕВ, Л. С. ЕВСЕЕВА

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ К РАСЧЕТУ ПЕРЕНОСА ВЛАГИ

Существующие в настоящее время методы расчета горизонтальных потоков влаги применяются в основном для определения среднего результирующего переноса (Евсеева и др., 1965; Евсеева, Евсеев, 1965; Benton and Estoque, 1954).

Применение методов математической статистики позволяет довольно быстро и точно рассчитывать не только средние потоки влаги за большие периоды, но и другие характеристики, играющие важную роль при исследовании различных природных процессов.

Алгоритм расчета параметров среднего горизонтального потока влаги на каждой изобарической поверхности по способу, изложенному в работе Л. С. Евсеевой и В. Ф. Евсеева (1965), с применением методов математической статистики иллюстрируется таблицей, а для расчета на электронной вычислительной машине приводится блок-схема программы (рисунок).

Диапазон изменений угла φ (от 0 до 360°) делим на n интервалов, а диапазон изменений величины удельной влажности q на m интервалов. Каждое наблюденное значение φ_i приписывается одному из интервалов угла. Разделив количество случаев в каждом интервале угла (в каждом вертикальном столбце таблицы) на общее число случаев в пределах от 0 до 360°, получаем повторяемость величины φ—$P(\varphi_k)$.

Далее, фиксируя номер интервала $[q_j, q_{j+1}]$ определяем клетку, которой приписывается величина q_j. Разделив количество случаев каждой клетки на суммарное количество случаев столбца, получаем повторяемость величины q в интервале $[q_j, q_{j+1}]$ при условии, что величина φ приняла значение в интервале угла $[\varphi_z, \varphi_{z+1}]$—$P(q_l/\varphi_k)$.

Одновременно с каждым наблюденным значением φ_i и q_i фиксируется абсолютное значение скорости ветра v_i, величина

которой вписывается в zj-тую клетку в том случае, если значения φ_i и q_i попали в интервалы $[\varphi_z, \varphi_{z+1}]$, $[q_j, q_{j+1}]$ соответственно. Тогда среднее значение скорости $mv(q_l, \varphi_k)$ определяется через соотношение:

$$Mv(q_l, \varphi_k) = \frac{1}{f} \sum_{i=1}^{f} v_i^{zj},$$

где f — число случаев, приходящееся на zj-тую клетку,
v_i — индивидуальное значение величины v.

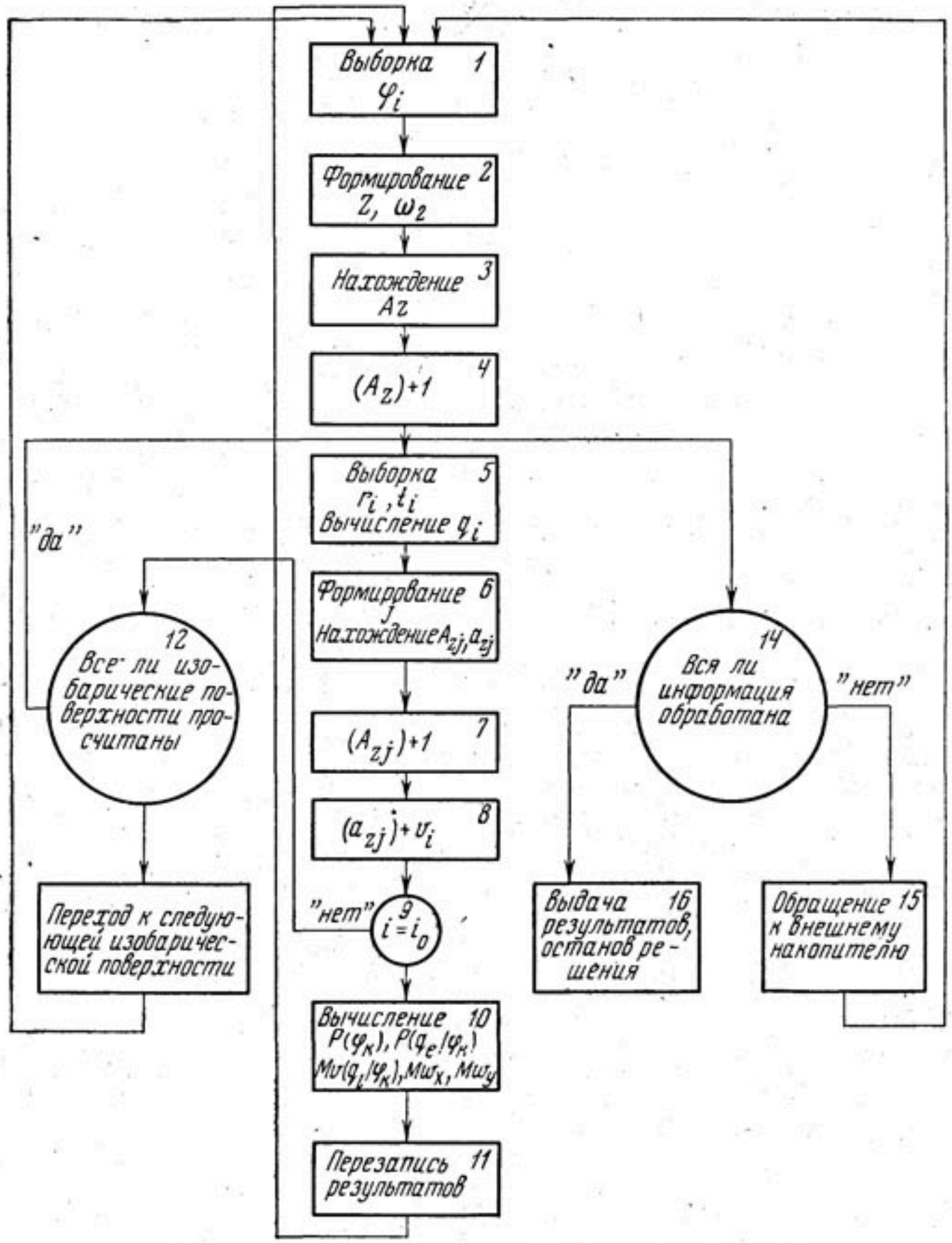

Рис. Блок-схема программы

Таблица

Для расчета среднего горизонтального потока влаги на одной изобарической поверхности

Интервалы удельной влажности, q, $г/кг$	Интервалы угла, градусы				
	0—30	31—60	61—90	$\varphi_z - \varphi_{z+1}$	331—360
	1	2	3		
1 0—1,0					
2 1,1—2,0					
3 2,1—3,0					
. . . . .					
$q_j - q_{j+1}$				zj	

На блок-схеме (см. рис.) изображены следующие операторы.

1. Оператор выборки угла направления ветра φ_i.

2. Оператор формирования номера z и признака ω_z столбца таблицы, где $\omega_z = c_1 + z$, c_1 — константа при программировании.

3. Оператор нахождения адреса z-того интервала A_z графика повторяемости $P(\varphi_k)$; $A_z = c_2 + z$, c_2 — константа при программировании.

4. Оператор, подсчитывающий число случаев, в которых значение величины φ_i попало в z-тый интервал.

5. Оператор выборки величины относительной влажности r_i и температуры воздуха t_i и вычисления по формуле Магнуса (Белинский, 1948) точки росы τ_i, затем величины удельной влажности q_i.

6. Оператор формирования номера (j) строки таблицы и нахождения адреса j-того интервала графика повторяемости $P(q_l/\varphi_k) - A_{zj}$, а также ячейки a_{zj}, накапливающей сумму скоростей v_i^{zj}; $A_{zj} = \omega_{z+j}$; $a_{zj} = A_{zj} + c_3$, c_3 — константа при программировании.

7. Оператор подсчета числа случаев, в которых значение величины q_l/φ_k попадало в j-тый интервал; $(A_{zj}) + 1$. Здесь (A_{zj}) — содержимое адреса A_{zj}.

8. Оператор накопления суммы $\sum_{i=1}^{f} v_i^{zj}$, т. е. $(a_{zj}) + v_i$.

9. Логический оператор проверки количества просчитанных точек i на одной изобарической поверхности. Если оно равно имею-

щемуся i_0, то управление передается оператору 10; если не равно — управление принимает оператор 1, который осуществляет выборку следующей расчетной точки.

10. Оператор вычисления $P(\varphi_k)$, $P(q_l/\varphi_k)$, $Mv(q_l/\varphi_k)$ и среднего значения зонального потока влаги $\vec{M}\omega_x$ и меридионального потока влаги $\vec{M}w_y$.

11. Оператор перезаписи результатов $\vec{M}w_x$ и $\vec{M}w_y$ в ячейки хранения результатов.

12. Логический оператор проверки количества просчитанных поверхностей. Если оно равно имеющемуся, управление принимает оператор 10, в противном случае управление передается оператору 13.

13. Оператор подготовки программы для проведения расчетов на следующей изобарической поверхности.

14. Логический оператор проверки количества обработанных массивов чисел, каждый из которых соответствует результатам наблюдений на одной станции за один месяц по всем изобарическим поверхностям. Если обработана вся информация, то происходит обращение ко внешнему накопителю за очередным массивом чисел (оператор 15). Последний передает управление оператору 1 и работа алгоритма протекает путем, описанным выше.

Помимо среднего результатирующего переноса важно знать степень рассеивания количества переносимой влаги, т. е. дисперсию вектора переноса влаги — Dw. Дисперсия зонального вектора переноса влаги ($\vec{D}w_x$) при наличии трех переменных величин: скорости (v), угла направления ветра (φ) и удельной влажности (q) — на изобарической поверхности определяется по соотношению:

$$D(\vec{w}_x) = \int_0^{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (v \cdot q \cdot \cos\varphi - Mw_x)^2 f(v, q, \varphi)\, dv \cdot dq \cdot d\varphi,$$

где Mw_x — математическое ожидание (среднее значение) зонального переноса влаги.

После разделения диапазона наблюденных значений q, φ и v на m, n и k интервалов соответственно и последующих преобразований получаем:

$$D\vec{w}_x = \sum_{z=1}^{n} \frac{P(\varphi_k)}{\varphi_{z+1} - \varphi_z} \int_{\varphi_z}^{\varphi_{z+1}} \cos^2\varphi\, d\varphi \sum_{j=1}^{m} \frac{P(q_l/\varphi_k)}{q_{j+1} - q_j} \int_{q_j}^{q_{j+1}} q^2\, dq \times$$

$$\times \sum_{f=1}^{k} \frac{P(v_n/q_l\varphi_k)}{v_{f+1} - v_f} \int_{v_f}^{v_{f+1}} v^2\, dv = \sum_{z=1}^{n} \frac{P(\varphi_k)'}{\varphi_{z+1} - \varphi_z} \left(\frac{\varphi_{z+1} - \varphi_z}{2} + \right.$$

$$+\frac{\sin 2\varphi_{z+1}-\sin 2\varphi_z}{4}\Big)\sum_{j=1}^{m}\frac{1}{3}P(q_l/\varphi_k)\,(q_{j+1}^2+q_{j+1}\cdot q_j+q_j^2)\times$$

$$\times\sum_{f=1}^{k}\frac{1}{3}P(v_n/q_l\varphi_k)\,(v_{f+1}^2+v_{f+1}\cdot v_f+v_f^2)-M^2\vec{w}_x,$$

где z — порядковый номер интервала деления угла φ;
j — порядковый номер интервала деления величины q;
f — порядковый номер интервала деления величины v;
$P(\varphi_k)$ — повторяемость величины φ, $\varphi_k \in [\varphi_z, \varphi_{z+1}]$;
$P(q_l/\varphi_k)$ — повторяемость величины q в интервале угла $[\varphi_z, \varphi_{z+1}]$, $q_l \in [q_j, q_{j+1}]$;
$P(v_n/q_l, \varphi_k)$ — повторяемость величины v в интервале угла $[\varphi_z, \varphi_{z+1}]$ и интервале удельной влажности $[q_j, q_{j+1}]$ $v_n \in [v_f, v_{f+1}]$.

Дисперсия меридионального потока влаги выразится соответственно следующей формулой:

$$D\vec{w}_y=\sum_{z=1}^{n}\frac{P(\varphi_k)}{\varphi_{z+1}-\varphi_z}\left(\frac{\varphi_{z+1}-\varphi_z}{2}+\frac{\sin 2\varphi_z-\sin 2\varphi_{z+1}}{4}\right)\times$$

$$\times\sum^{m}\frac{1}{3}P(q_l/\varphi_k)\,(q_{j+1}^2+q_{j+1}\cdot q_j+q_j^2)\times$$

$$\times\sum_{f=1}^{k}\frac{1}{3}P(v_n/q_l,\varphi_k)\cdot(v_{f+1}^2+v_{f+1}\cdot v_f+v_f^2)-M^2\vec{w}_y.$$

Полученные выражения упрощаются, если положить $\cos\varphi$ и $\sin\varphi$ постоянными в интервале $[\varphi_z, \varphi_{z+1}]$, а величины v и q в интервалах $[v_f, v_{f+1}]$, $[q_j, q_{j+1}]$ соответственно.

$$D\vec{w}_x=\sum_{z=1}^{n}P(\varphi_k)\cos^2\frac{\varphi_{z+1}+\varphi_z}{2}\sum_{j=1}^{m}P(q_l/\varphi_k)\cdot\left(\frac{q_j+q_{j+1}}{2}\right)^2\times$$

$$\times\sum_{f=1}^{k}P(v_n/q_l,\varphi_k)\left(\frac{v_f+v_{f+1}}{2}\right)^2-M^2\vec{w}_x,$$

$$D\vec{w}_y=\sum_{z=1}^{n}P(\varphi_k)\sin^2\frac{\varphi_{z+1}+\varphi_z}{2}\sum_{j=1}^{m}P(q_l/\varphi_k)\left(\frac{q_j+q_{j+1}}{2}\right)^2\times$$

$$\times\sum_{f=1}^{k}P(v_n/q_l,\varphi_k)\left(\frac{v_f+v_{f+1}}{2}\right)^2-M^2\vec{w}_y.$$

В предположении наличия двух случайных величин $w = v \cdot q$ и φ аналогично получаем:

$$D\vec{w}_x = \sum_{z=1}^{n} \frac{P(\varphi_k)}{\varphi_{z+1} - \varphi_z} \left(\frac{\varphi_{z+1} - \varphi_z}{2} + \frac{\sin 2\varphi_{z+1} - \sin 2\varphi_z}{4} \right) \times$$

$$\times \sum_{a=1}^{b} \frac{1}{3} P(w_c/\varphi_k) (w_{a+1}^2 + w_{a+1} \cdot w_a + w_a^2) - M^2\vec{w}_x,$$

$$D\vec{w}_y = \sum_{z=1}^{n} \frac{P(\varphi_k)}{\varphi_{z+1} - \varphi_z} \left(\frac{\varphi_{z+1} - \varphi_z}{2} + \frac{\sin 2\varphi_z - \sin 2\varphi_{z+1}}{4} \right) \times$$

$$\times \sum_{a=1}^{b} P\left(\frac{w_c}{\varphi_k}\right) (w_{a+1}^2 + w_{a+1} \cdot w_a + w_a^2) - M^2\vec{w}_y,$$

где a — порядковый номер интервала деления величины w, $w_c \in [w_a, w_{a+1}]$;

b — число интервалов деления величины w;

$P(w_c/\varphi_k)$ — повторяемость величины w в интервале угла $[\varphi_z, \varphi_{z+1}]$.

Или, полагая $\cos\varphi$ и $\sin\varphi$ постоянными в интервале $[\varphi_z, \varphi_{z+1}]$, а величину w постоянной в интервале $[w_a, w_{a+1}]$, имеем:

$$D\vec{w}_x = \sum_{z=1}^{n} P(\varphi_k) \cos^2 \frac{\varphi_{z+1} + \varphi_z}{2} \sum_{a=1}^{b} P(w_c/\varphi_k) \cdot \left(\frac{w_{a+1} + w_a}{2} \right)^2 - M^2\vec{w}_x$$

$$D\vec{w}_y = \sum_{z=1}^{n} P(\varphi_k) \sin^2 \frac{\varphi_{z+1} + \varphi_z}{2} \sum_{a=1}^{b} P(w_c/\varphi_k) \cdot \left(\frac{w_{a+1} + w_a}{2} \right)^2 - M^2\vec{w}_y,$$

Рассматривая отдельные результаты наблюдений $\vec{w}_{x_i}$ и $\vec{w}_{y_i}$ в качестве составляющих случайного вектора

$$\vec{w}_i = w_i \cdot \exp[j\varphi] = \vec{w}_{x_i} + j\vec{w}_{y_i},$$

можно для нахождения дисперсии результирующего векторного переноса влаги воспользоваться правилом определения дисперсии комплексной случайной величины:

$$D(\vec{w}) = D(\vec{w}_x) + D(\vec{w}_y).$$

При рассмотрении задач по горизонтальным переносам влаги в атмосфере большое значение также приобретает характеристика, определяющая вероятность того, что в данном секторе угла $[\varphi_1, \varphi_2]$

величина переноса влаги будет иметь значение в пределах w_1, w_2:

$$P\begin{pmatrix}\varphi_1<\varphi<\varphi_2\\ w_1<w<w_2\end{pmatrix}=\int_{\varphi_1}^{\varphi_2}\int_{w_1}^{w_2} f(w,\varphi)\,dw\cdot d\varphi=\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} f_1(\varphi)\,d\varphi\int_{w_1}^{w_2} f_2(w/\varphi)\cdot dw.$$

Переходя к интервалам изменения величин φ и w, получим:

$$P\begin{pmatrix}\varphi_1<\varphi<\varphi_2\\ w_1<w<w_2\end{pmatrix}=\sum_{z=1}^{n} P(\varphi_k)\sum_{a=1}^{\beta} P(w_c/\varphi_k).$$

И, наконец, используя полученное соотношение, можно определить среднее значение зонального и меридионального переноса влаги в атмосфере в произвольном секторе $[\varphi_1, \varphi_2]$ в предположении постоянства функции $Mw(\varphi_k)$ в интервале $[\varphi_z, \varphi_{z+1}]$

$$\vec{Mw}_x=\int_{\varphi_1}^{\varphi_2}\int_{-\infty}^{\infty} w\cdot\cos\varphi\cdot f(w,\varphi)\,dw\cdot d\varphi=$$

$$=\sum_{z=1}^{r}\frac{P(\varphi_k)}{\varphi_{z+1}-\varphi_z}Mw(\varphi_k)[\sin\varphi_{z+1}-\sin\varphi_z],$$

$$\vec{Mw}_y(\varphi_1,\varphi_2)=\sum_{z=1}^{r}\frac{P(\varphi_k)}{\varphi_{z+1}-\varphi_z}Mw(\varphi_k)[\cos\varphi_z-\cos\varphi_{z+1}],$$

где r — число интервалов деления сектора $[\varphi_1, \varphi_2]$.

Или при наличии трех случайных величин:

$$\vec{Mw}_x(\varphi_1,\varphi_2)=\sum_{z=1}^{r}\frac{P(\varphi_k)}{\varphi_{z+1}-\varphi_z}[\sin\varphi_{z+1}-\sin\varphi_z]\times$$

$$\times\sum_{a=1}^{b}\frac{1}{2}Mv(q_l,\varphi_k)(q_{j+1}+q_j)P(q_l/\varphi_k),$$

$$\vec{Mw}_y(\varphi_1,\varphi_2)=\sum_{z=1}^{r}\frac{P(\varphi_k)}{\varphi_{z+1}-\varphi_z}[\cos\varphi_z-\cos\varphi_{z+1}]\times$$

$$\times\sum_{a=1}^{b}\frac{1}{2}Mv(q_l,\varphi_k)(q_{j+1}+q_j)P(q_l/\varphi_k).$$

В заключение сделаем замечание об оценке точности и надежности определения значений параметров переноса водяного пара. Точность расчета параметров переноса влаги зависит от числа наблюдений. Пусть $(1-\varepsilon)$ — достоверность оценки величины ошибки, обусловленной заменой искомых параметров показателями,

вычисленными на основе ограниченного числа наблюдений. Это значит, что с вероятностью не меньше (1—ε), согласно неравенству Чебышева (Вентцель, 1958), имеет место оценка точности результатов.

$$\delta = |a - \bar{a}| \leqslant \sigma_a \sqrt{\frac{1}{\varepsilon N}},$$

где a — математическое ожидание искомого параметра;
$\bar{a}$ — оценка для a при заданной выборке наблюдений;
σ_a^2 — его дисперсия;
δ — погрешность результата;
N — число наблюдений.

При нормальном законе распределения величины σ_a и достоверности оценки для ошибки, равной 0,997, получаем выражение:

$$\delta = |a - \bar{a}| \leqslant \frac{3\sigma_a}{N}.$$

При достаточно большом N для оценки δ в правую часть соотношения следует подставить вместо теоретического значения σ_a^2 статистическую оценку дисперсии $\sigma_a^2 \doteq D\bar{a}$.

ЛИТЕРАТУРА

Белинский В. А. Динамическая метеорология. М.—Л., Гостехиздат, 1948.
Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., Физматгиз, 1958.
Евсеева Л. С. Некоторые вопросы влагооборота Каспийского моря. «Вестн. Моск. ун-та», геогр., 1964, № 5.
Евсеева Л. С., Евсеев В. Ф., Щукин Б. А. Вероятностный метод расчета переноса водяного пара. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1965, № 1.
Евсееева Л. С., Евсеев В. Ф. Расчет водяного пара в атмосфере. «Метеорол. и гидрол.», 1965, № 5.
Benton G. S. and Estoque M. A. Water-vapour transfer over the North American continent. Journal of Meteorolog, vol. 11, No. 6, 1954.

Л. С. ЕВСЕЕВА

ВЛИЯНИЕ ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ НА АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ ЛЕНКОРАНИ

Ленкорань — один из наиболее своеобразных по природным условиям районов побережья Каспийского моря. Особенность прежде всего заключается в повышенной увлажненности, которая в значительной степени объясняется совместным воздействием горного рельефа местности и водной поверхности моря. Ленкоранский район является второй (после влажных субтропиков Грузии) субтропической базой Советского Союза. В связи с тем, что уровень Каспийского моря за последние десятилетия резко понижается, задача количественного определения влияния испарения с поверхности моря на величину осадков в указанном районе приобретает народнохозяйственное значение. В исследовании этого вопроса уже получены некоторые результаты, которые и публикуются в данной статье.

Процессы, приводящие к выпадению осадков на Каспийском море. Выпадение осадков в Ленкоранском районе связано в основном с общей циркуляцией атмосферы, развивающейся на европейско-азиатском материке.

А. А. Мадатзаде (1947) дает общую характеристику основных типов синоптических процессов, под влиянием которых формируется погода на Каспийском море, не ставя задачей конкретного анализа случаев выпадения осадков в различных его районах.

Э. М. Шихлинский (1949), исследуя распределение осадков по сезонам на территории Азербайджанской ССР, выделяет синоптические процессы, при которых выпадают осадки. В основу типизации при этом положено прохождение различных видов фронтальных разделов. Использование типизации процессов, предложенное Шихлинским с целью определения влияния испарения на величину осадков, оказалось затруднительным, так как смена типа фронтального раздела не всегда совпадает со сменой воздушной

массы, из которой выпадают осадки; кроме того, одинаковые типы фронтов могут возникать при различных синоптических процессах.

Нами были проанализированы случаи выпадения осадков на Каспийском море за два — 1959 и 1960 — года различных по режиму осадков по 8 береговым станциям (табл. 1).

В каждом месяце 1959 и 1960 гг. выделялись периоды выпадения осадков при определенных синоптических процессах. Для каждого такого периода прослеживались траектории смещения циклонов и антициклонов. Всего было выделено 85 периодов с осадками (42 — в 1959 г. и 43 — в 1960 г.): осадки более 5 *мм* зарегистрированы на станциях Гурьев, Астрахань, Махачкала, Форт Шевченко, Баку, Гасан-Кули и Красноводск и более 10 *мм* — на станции Ленкорань.

В результате оказалось возможным выделить 4 основных типа синоптических процессов, при которых наблюдалось выпадение осадков на море. В основу типизации при этом было положено перемещение циклонов и антициклонов и выпадение осадков из одной воздушной массы.

I тип характеризуется вторжением арктического воздуха (АВ) с Баренцева, Карского и Норвежского морей, а также с севера Западной Сибири; из района Западной Сибири, Карского и восточной части Баренцева морей на Каспий смещается континентальный арктический воздух (КАВ) с низкими температурами и влагосодержанием; с Норвежского и западной части Баренцева морей смещается морской арктический воздух (МАВ).

При вторжении КАВ синоптическое положение характеризуется смещением области высокого давления, расположенной над районами Баренцева и Карского морей, в южном и юго-западном направлениях к Каспийскому морю. Одновременно с Северного Урала, Западной Сибири перемещаются циклоны в начальной стадии процесса в южном, а затем в восточном, северо-восточном направлениях.

При вторжении МАВ синоптический процесс характеризуется смещением области повышенного давления из района Скандинавии в южном и юго-восточном направлениях к Каспийскому морю. Над Баренцевым и Карским морями, над восточными районами ЕТС развиваются циклоны, смещающиеся в южном, юго-восточном и восточном направлениях. Над Средиземным и Черным морями — циклоническая деятельность.

Количество осадков, выпадающее при вторжении АВ в разных районах Каспийского моря, зависит от особенностей протекания процесса, его интенсивности, влагосодержания осадкообразующей воздушной массы. С данным синоптическим процессом связаны наиболее обильные осадки на юго-западном побережье моря. За 1959 и 1960 гг. в Ленкорани отмечены случаи выпадения осадков до 80 *мм* в сутки (в 1960 г. 18 сентября и 4 октября).

II тип характеризуется вторжением холодного морского воздуха умеренных широт (МУВ) с Атлантического океана на Каспий-

Таблица 1

Сезонное и годовое количество осадков за 1959 и 1960 годы и их отклонения от нормы*

Количество осадков / Станции	1959 г.										1960 г.									
	зима		весна		лето		осень		год		зима		весна		лето		осень		год	
	общее, мм	% от нормы	общее, мм	% от нормы	общее, мм	% от нормы	общее, мм	% от нормы	общее, мм	% от нормы	общее, мм	% от нормы	общее, мм	% от нормы	общее, мм	% от нормы	общее, мм	% от нормы	общее, мм	% от нормы
Астрахань	14	38	21	48	13	26	26	60	74	42	44	119	27	61	63	126	69	160	203	116
Гурьев	19	53	49	119	34	77	41	105	143	89	45	125	38	93	97	221	12	31	192	117
Махачкала	158	160	111	137	52	58	188	129	509	122	115	116	100	124	78	86	130	89	423	102
Форт Шевченко	28	97	15	38	82	178	46	115	171	112	35	121	7	18	4	9	34	85	80	52
Баку	82	144	66	143	7	39	99	146	254	134	47	82	29	63	16	89	41	60	133	70
Ленкорань, маяк	285	106	238	135	92	96	797	143	1412	128	137	51	272	154	39	41	564	101	1012	92
Красноводск	77	44	44	119	5	56	22	130	148	153	36	106	37	100	13	145	31	182	117	121
Гасан-Кули	71	134	100	175	20	87	77	140	268	135	15	28	49	86	64	278	112	204	240	121

* Норма — 100 %.

Таблица 2

Повторяемость синоптических процессов в периоды выпадения осадков

Типы синоптических процессов	Сезоны года	Астрахань	Гурьев	Махачкала	Баку	Форт Шевченко	Красноводск	Гасан-Кули	Ленкорань
1959 год									
Число учтенных дней с осадками	год	19	24	69	37	25	29	28	75
I тип		11	13	29	19	11	12	8	28
II тип		3	6	15	5	8	5	7	13
III тип		1	—	9	4	—	2	1	9
IV тип		4	5	16	9	6	10	12	25
Число учтенных дней с осадками	зима (XII—II)	7	9	23	14	6	14	11	20
I тип		6	8	13	11	5	9	5	14
II тип		—	—	2	—	1	1	2	2
III тип		—	—	—	—	—	—	—	—
IV тип		1	1	8	3	—	4	4	4
Число учтенных дней с осадками	весна (III—V)	3	6	11	7	7	7	7	19
I тип		—	1	1	1	—	1	1	1
II тип		—	1	1	—	1	—	—	—
III тип		—	—	1	—	—	—	—	1
IV тип		3	4	8	6	6	6	6	17
Число учтенных дней с осадками	лето (VI—VIII)	2	3	7	1	3	2	4	3
I тип		—	—	2	—	—	—	—	—
II тип		2	3	5	1	3	2	4	3
III тип		—	—	—	—	—	—	—	—
IV тип		—	—	—	—	—	—	—	—
Число учтенных дней с осадками	осень (IX—XI)	7	6	28	15	9	6	6	33
I тип		5	4	13	7	6	2	2	13
II тип		1	2	7	4	3	2	1	8
III тип		1	—	8	4	—	2	1	8
IV тип		—	—	—	—	—	—	2	4
1960 год									
Число учтенных дней с осадками	год	42	23	54	25	17	17	21	59
I тип		3	1	9	5	1	2	5	12
II тип		5	6	6	1	4	3	1	4
III тип		29	14	21	9	11	5	8	12
IV тип		5	2	18	10	1	7	7	31
Число учтенных дней с осадками	зима (XII—II)	16	10	19	8	11	7	3	12
I тип		—	—	—	—	—	—	—	1
II тип		4	3	3	1	3	3	1	2
III тип		10	6	6	2	8	3	1	2
IV тип		2	1	10	5	—	1	1	7

Продолжение табл. 2

Типы синоптических процессов	Сезоны года	Астрахань	Гурьев	Махачкала	Баку	Форт Шевченко	Красноводск	Гасан-Кули	Ленкорань
Число учтенных дней с осадками .	весна (III—V)	3	4	11	8	2	6	8	21
I тип . . .		—	—	2	1	—	—	1	2
II тип . . .		—	2	2	—	1	—	—	1
III тип . . .		3	2	—	2	1	—	2	4
IV тип . . .		—	—	7	5	—	6	5	14
Число учтенных дней с осадками .	лето (VI—VIII)	12	6	8	1	—	1	3	1
I тип . . .		1	1	2	1	—	—	1	—
II тип . . .		1	1	1	—	—	—	—	—
III тип . . .		8	3	4	—	—	1	2	—
IV тип . . .		2	1	1	—	—	—	—	1
Число учтенных дней с осадками .	осень (IX—XI)	11	3	16	8	4	3	7	25
I тип . . .		2	—	5	3	1	2	3	9
II тип . . .		—	—	—	—	—	—	—	1
III тип . . .		8	3	11	5	2	1	3	6
IV тип . . .		1	—	—	—	1	—	1	9

Таблица 3

Количество осадков, выпавшее при конкретных синоптических процессах (*мм*)

Типы синоптических процессов	Сезоны	Астрахань	Гурьев	Махачкала	Баку	Форт Шевченко	Красноводск	Гасан-Кули	Ленкорань
		1959 год							
Количество учтенных осадков . .	год	59	114	469	224	101	130	241	1238
I тип . . .		27	40	183	75	38	49	28	467
II тип . . .		16	55	103	28	51	10	55	316
III тип . . .		1	—	52	31	—	11	2	152
IV тип . . .		15	19	131	90	12	60	156	303
Количество учтенных осадков . .	зима (XII—II)	8	18	163	75	28	72	67	268
I тип . . .		7	16	97	39	16	37	12	166
II тип . . .		—	—	13	—	12	1	22	50
III тип . . .		—	—	—	—	—	—	—	—
IV тип . . .		1	2	53	36	—	34	33	52
Количество учтенных осадков . .	весна (III—V)	14	33	103	58	13	34	79	211
I тип . . .		—	2	1	4	—	8	12	25
II тип . . .		—	14	12	—	1	—	—	—
III тип . . .		—	—	12	—	—	—	—	6
IV тип . . .		14	17	78	54	12	26	67	180

Продолжение табл. 3

Типы синоптических процессов	Сезоны	Астрахань	Гурьев	Махачкала	Баку	Форт Шевченко	Красноводск	Гасан-Кули	Ленкорань
Количество учтенных осадков . .	лето (VI—VIII)	13	34	25	6	24	4	29	42
I тип . . .		—	—	7	—	—	—	—	—
II тип . . .		13	34	18	6	24	4	29	42
III тип . . .		—	—	—	—	—	—	—	—
IV тип . . .		—	—	—	—	—	—	—	—
Количество учтенных осадков . .	осень (IX—XI)	24	29	178	85	36	20	66	717
I тип . . .		20	22	78	32	22	4	4	276
II тип . . .		3	7	60	22	14	5	4	224
III тип . . .		1	—	40	31	—	11	2	146
IV тип . . .		—	—	—	—	—	—	56	146

1960 год

Количество учтенных осадков . .	год	201	180	378	119	74	108	228	936
I тип . . .		19	14	82	37	3	10	33	250
II тип . . .		34	34	70	12	15	14	3	42
III тип . . .		124	86	112	35	38	43	148	141
IV тип . . .		24	46	114	35	18	41	44	503
Количество учтенных осадков . .	зима (XII—II)	41	42	112	44	34	34	16	129
I тип . . .		—	—	—	5	—	—	—	15
II тип . . .		13	11	39	12	10	14	3	10
III тип . . .		20	25	30	11	21	15	10	24
IV тип . . .		8	6	43	16	3	5	3	80
Количество учтенных осадков . .	весна (III—V)	27	29	76	25	6	36	49	234
I тип . . .		—	—	24	3	—	—	2	44
II тип . . .		—	9	30	—	5	—	—	15
III тип . . .		27	20	—	3	1	—	19	48
IV тип . . .		—	—	22	19	—	36	28	127
Количество учтенных осадков . .	лето (VI—VIII)	64	96	60	15	—	13	52	31
I тип . . .		14	14	18	15	—	—	15	—
II тип . . .		21	14	1	—	—	—	—	—
III тип . . .		27	28	27	—	—	13	37	—
IV тип . . .		2	40	14	—	—	—	—	31
Количество учтенных осадков . .	осень (IX—XI)	69	13	130	35	34	25	111	542
I тип . . .		5	—	40	14	3	10	16	191
II тип . . .		—	—	—	—	—	—	—	17
III тип . . .		50	13	55	21	16	15	82	69
IV тип . . .		14	—	35	—	15	—	13	265

ское море, сопровождается прохождением холодных фронтов, которые перемещаются обычно с северо-запада на юго-восток. Синоптическое положение при этом характеризуется смещением области повышенного давления (действие Азорского максимума). Из района Англии или Бискайского залива в юго-восточном и восточном направлениях перемещаются циклоны, которые развиваются над Скандинавией и Балтийским морем. Над Средиземным и Черным морями имеет место волновая деятельность и образование циклонов, перемещающихся на восток.

III тип. При данном типе синоптического процесса осадки на Каспийском море связаны с циклонической деятельностью над центральными районами ЕТС и Черным морем. В большинстве случаев циклоны зарождаются в центральной части Атлантического океана и перемещаются к ЕТС в восточном направлении через Францию, Германию или по южной части ЕТС и Черному морю. Нередко циклоны смещаются на восток из Скандинавии на западные районы ЕТС. Над северной частью Черного моря развиваются циклоны, смещающиеся в восточном и юго-восточном направлениях на Каспий. При этом над Средиземным морем, Малой Азией с юга, над северными районами ЕТС с севера располагаются области относительно повышенного давления.

IV тип. При данном типе синоптического процесса осадки на Каспийском море связаны с циклонами или волновыми возмущениями, пришедшими со Средиземного моря (выходы южных циклонов). Над Восточной Европой и Западной Сибирью расположена область повышенного давления, а с северо-востока Атлантики через Скандинавию и Западную Европу на Средиземное море тянется полоса низкого давления. Циклоны и волновые возмущения, возникшие над Средиземным морем в ложбинах североатлантических депрессий, смещаются на восток и северо-восток южнее или севернее в зависимости от положения антициклона над Восточной Европой и Западной Сибирью. При этом в теплом секторе южных циклонов каспийская влага нередко выносится далеко на север.

Для различных пунктов побережья моря подсчитаны дни с осадками при выделенных синоптических процессах и количество осадков при каждом из них по сезонам года и в целом за 1959 и 1960 гг. (табл. 2, 3).

Наиболее интенсивные осадки в Ленкорани выпадают при вторжении АВ и МУВ (I и II типы).

Среднее суточное количество осадков в Ленкорани за 1959—1960 гг. в I и II типах синоптических процессов составило 18 *мм*, III типа — 15 *мм*, для IV типа — 14 *мм*. Средняя продолжительность синоптического процесса I типа — 3 дня, II, III и IV — 2 дня.

Связь осадков с характеристиками влажности воздуха в Ленкорани. Известно (Дроздов, Григорьева, 1963), что осадки определяются влагосодержанием, относительной влажностью в осадкообразующей воздушной массе и интенсивностью процесса. Нами была предпринята попытка установления связей между указанны-

ми характеристиками для юго-западного района побережья моря. Ввиду большого разнообразия величины осадков по высоте (табл. 4) и трудности их осреднения осадки учитывались только по гидрометеостанции Ленкорань.

Таблица 4

Среднее многолетнее годовое количество осадков на разных высотах в юго-западном районе побережья Каспийского моря (Климатологический справочник, 1957)

Станция	Высота над уровнем, *м*	Количество осадков, *мм*
Ленкорань (маяк)	—20	1099
Астара	—21,4	1242
Дильмады	500	1874
Лерик	1087	410

Анализ аэрологического материала по Ленкорани за 1959 и 1960 гг. показал, что вторжение осадкообразующей воздушной массы с моря в указанный район происходит в виде клина на высотах 1—3 *км* (выше 3 *км* наблюдается западно-восточный перенос, в приземном слое под влиянием местных условий преобладает ветер с суши). В дни с осадками относительная влажность на высоте 1—3 *км* повышалась на 10—50% по сравнению с периодами, предшествующими выпадению осадков. В связи с этим устанавливалась зависимость между суточной величиной осадков, выпавших при конкретном синоптическом процессе, и относительной влажностью на высотах 1,5 и 3,0 *км* (850 *мб* и 700 *мб* поверхности). Относительная влажность учитывалась по станции Ленкорань в осадкообразующей воздушной массе в срок, предшествующий выпадению осадков; во время исследований учитывалось любое количество осадков.

Чтобы исключить влияние температуры воздуха на осадки и получить зависимость последних только от относительной влажности, фактическое количество осадков приводилось к одной температуре (Дроздов, Григорьева, 1963) 10° и 0° на высотах 850 *мб* и 700 *мб* поверхности соответственно. Данные температуры являются среднемноголетними годовыми величинами на каждой из указанных изобарических поверхностей.

В результате проведенных исследований выяснилось, что связь между суточным количеством осадков при одном синоптическом процессе и предшествующей относительной влажностью на обоих изобарических поверхностях более четко выражена в холодную половину года, что указывает на более благоприятные циркуляционные условия выпадения осадков в этот сезон (рис. 1). Зависимость количества осадков от предшествующей им относительной влажности лучше выражена на высоте 1,5 *км*, чем на 3 *км*, что свидетельствует о том, что количество осадков над исследуемой

территорией определяется влагосодержанием нижних слоев атмосферы.

В холодное полугодие коэффициент корреляции между указанными величинами составил 0,80 на высоте 1,5 *км* и 0,73 на высоте 3,0 *км*. Наиболее низкие значения относительной влажности,

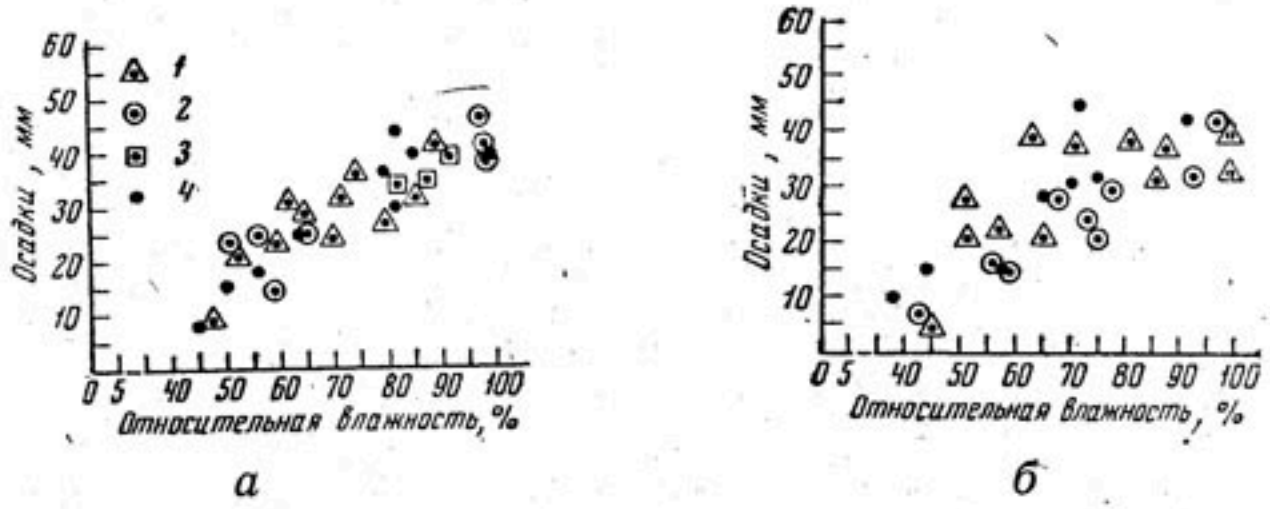

Рис. 1. Связь между осадками и относительной влажностью в холодное полугодие 1959—1960 гг. в Ленкорани: *а* — на уровне 850 *мб*, *б* — на уровне 700 *мб*. Типы синоптических процессов: *1* — *I*, *2* — *II*, *3* — *III*, *4* — *IV*

при которых наблюдалось выпадение осадков, — 45% на высоте 1,5 *км* и 40% на высоте 3,0 *км*.

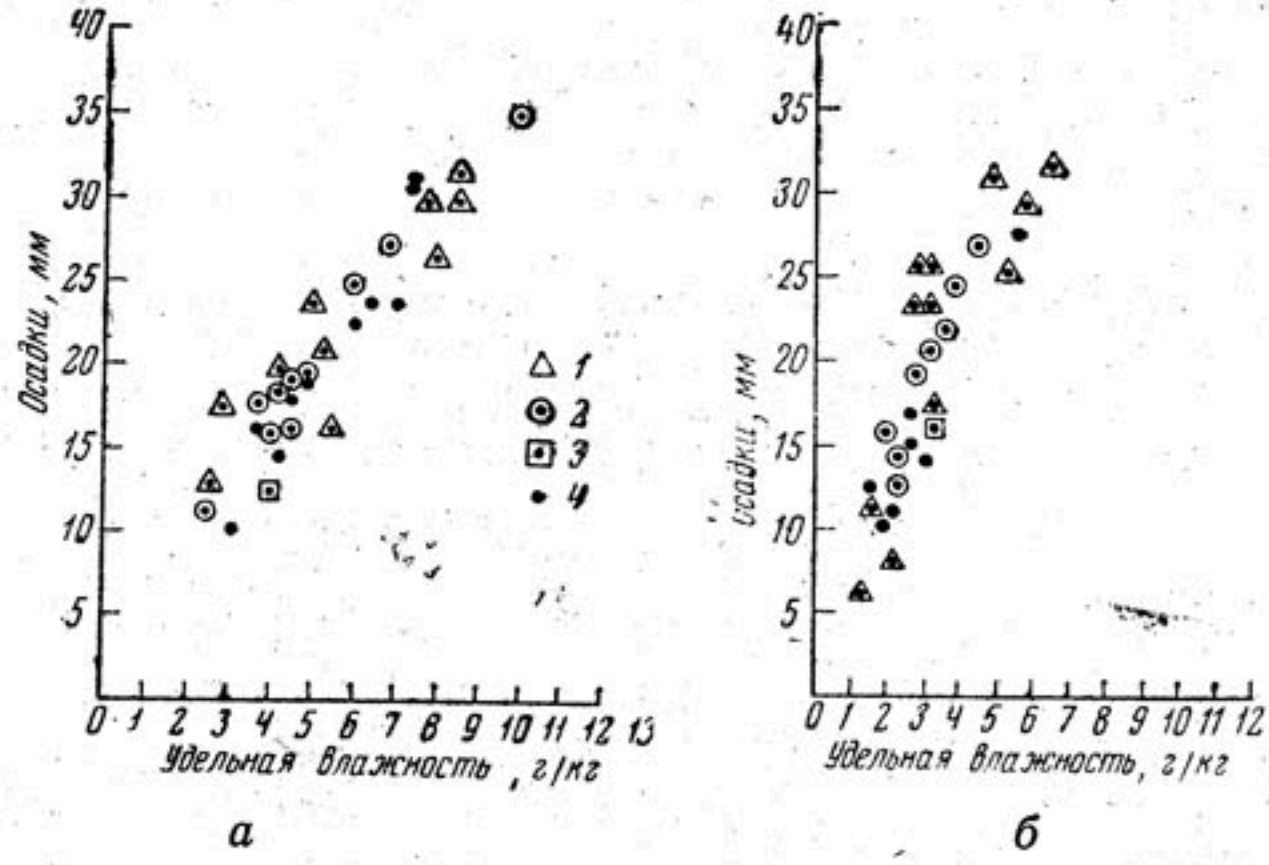

Рис. 2. Связь между осадками и удельной влажностью в холодное полугодие 1959—1960 гг. в Ленкорани: *а* — на уровне 850 *мб*, *б* — на уровне 700 *мб*. Условные обозначения — см. рис. 1

Были проведены также исследования связи между осадками и удельной влажностью на высоте 1,5 *км* и 3,0 *км* (рис. 2). В хо-

лодное полугодие коэффициент корреляции между осадками и удельной влажностью составил 0,75 на высоте 1,5 *км* и 0,67 на высоте 3,0 *км*. В теплую половину года указанные связи значительно слабее и характеризуются коэффициентами корреляции 0,51 на высоте 1,5 *км* и 0,40 на высоте 3,0 *км*.

Влияние испарения на количество осадков в Ленкорани. Довольно тесные связи в холодную половину года между осадками и характеристиками влажности в осадкообразующей воздушной массе позволяют определить в первом приближении влияние испарения на количество осадков в Ленкорани по изменениям характеристик влажности при движении воздуха над морем.

С этой целью из всех периодов выпадения осадков в Ленкорани за холодную половину 1959 и 1960 гг. (57 случаев) нами выделялись те случаи, когда осадкообразующая масса воздуха приходила с водяным паром, возникшим над морем в результате испарения (40 случаев). И для каждого из них прослеживалось увеличение характеристик влажности (с учетом понижения температуры воздуха) под влиянием испарения.

Отсутствие аэрологических наблюдений над акваторией моря и редкая сеть станций по зондированию атмосферы в прибрежных районах не позволили определить увеличение влажности под влиянием испарения за каждый выделенный период выпадения осадков. Прослеживалось увеличение характеристик влажности в осадкообразующей воздушной массе при перемещении воздуха от Гасан-Кули — Красноводска на восточном побережье до Ленкорани — Баку на западном. Увеличение абсолютной и относительной влажности на указанном участке определялось на высоте 1,5 *км*

Таблица 5

Влияние испарения с поверхности Каспийского моря на осадки в Ленкорани при конкретных синоптических процеесах

Время наблюдений	Тип синоптического процесса	Влажность (на высоте 850 мб)								Среднее суточное количество, *мм*	Осадки	
		восточное побережье			западное побережье			изменение под влиянием испарения			изменение под влиянием испарения	
		удельн. *г/кг*	относит. %	t° возд.	удельн. *г/кг*	относит. %	t° возд.	удельн. *г/кг*	%		*мм*	%
Октябрь 1959	IV	4,5	35	16	6,9	65	13,2	2,4	35	26	20	76
Февраль 1959	IV	3,2	59	2	4,0	92	—2	0,8	20	16	7	44
Октябрь 1959	II	4,2	47	10	6,0	99	4	1,8	30	41	12	29
Декабрь 1960	II	3,4	62	2	4,5	99	0,0	1,1	25	20	7	35
Январь 1959	II	3,0	78	—8	4,0	93	—1	1,0	25	14	7	50
Октябрь 1960	I	5,9	45	16	9,0	99	10	3,1	33	43	13	29
Март 1960	I	3,1	58	3	4,2	98	—1	1,1	26	20	8	40
Январь 1959	I	2,9	60	—6	4,0	99	—2	1,1	28	16	7	44

(850 *мб*), так как испарившаяся влага не успевает распространиться на большую высоту.

Результаты некоторых расчетов представлены в табл. 5. При определенных синоптических процессах влажность под влиянием испарения увеличивается на 20—35%, что приводит к увеличению осадков в указанном районе на 29—76% в зависимости от свойств воздушной массы перед перемещением ее над поверхностью Каспийского моря. Исходя из полученных данных, можно ориентировочно предполагать, что в среднем за год 35—40% осадков Ленкорани выпадает под влиянием испарения с поверхности Каспийского моря.

ЛИТЕРАТУРА

Дроздов О. А. и Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1963.

Климатологический справочник СССР. 1957, вып. 15, ч. 2.

Мадатзаде А. А. Основные типы синоптических процессов над Каспийским морем. «Изв. АН АзССР», № 2, 1947.

Шихлинский Э. М. Атмосферные осадки Азербайджанской ССР. Баку, Изд-во АН АзССР, 1949.

А. С. ШКЛЯЕВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Уральские горы, расположенные на пути движения циклонов, перемещающихся с запада, юго- и северо-запада, оказывают существенное влияние на воздушные течения, а следовательно, и на распределение атмосферных осадков; в Предуралье, на западных наветренных склонах гор осадки выпадают чаще и в большем количестве, особенно в холодный период, чем на восточных подветренных склонах.

На распределение осадков на территории Пермской области, восточную часть которой пересекают Уральские горы, значительное воздействие оказывают два фактора: траектории перемещения циклонов, связанные с формой циркуляции, и Уральские горы, вызывающие задержку и углубление циклонов при перевалива-нии их через хребет.

В настоящем исследовании дается анализ распределения атмосферных осадков на территории Пермской области в связи с влиянием этих факторов.

В работе использованы материалы наблюдений 97 метеорологических станций. При этом по 45 станциям период наблюдений составляет 64 года (с 1891 по 1954 г.) и по 42 станциям — 45 лет (с 1891 по 1935 г.). Разности в годовых суммах атмосферных осадков, подсчитанных за периоды 1891—1935 гг. и 1891—1954 гг., составляют почти по всем станциям 2—3% и только для метеорологической станции Чернушка — около 5%. Кроме того, были использованы: сборнокинематические карты за 1952 и 1953 гг. (сборнокинематические и средние карты..., 1960); каталог форм атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму за период с 1945 по 1949 г. (Вангенгейм, 1952).

Анализ влияния высоты места на распределение атмосферных осадков производился путем установления зависимости по широтным полосам между высотой станции над уровнем моря и количе-

ством осадков, а также по градиентам изменения осадков с высотой, вычисленным по методу О. А. Дроздова (Изменение климата.., 1952) и по уменьшению этих градиентов в соответствии с удаленностью метеорологических станций от хребта Уральских гор.

Было установлено, что увеличение осадков с высотой составляет в среднем для области 71/100 *м*, что близко к результатам, полученным И. А. Бересневой и Л. П. Даниловой (1954). Наблюдается некоторое уменьшение градиента с севера на юг, а также при удалении метеорологических станций от хребта. Так, на 59° с. ш. на расстоянии от хребта в 120—130 *км* градиент изменения осадков с высотой снижается до 40—42 *мм*/100 *м*, а на расстоянии 240—250 *км* — до 20 *мм*/100 *м*. Аналогичный ход изменения градиента наблюдается и на других широтах.

Воздействие широты места проявляется лишь в крайних западных и восточных горных районах, где происходит некоторое убывание осадков с севера на юг, и не выражено в центральной части области между 55° и 57°30′ в. д. Такое изменение осадков, по-видимому, объясняется не столько зональными причинами, сколько увеличением высоты Уральских гор в северном направлении.

Градиент изменения осадков с широтой места в западной части области составляет около 30 *мм*, а в восточной — около 110 *мм* на один градус широты.

На основании обработки материалов наблюдений по всем 97 метеорологическим станциям были построены карты распределения средних многолетних сумм атмосферных осадков за год, за теплый (апрель—октябрь) и холодный (ноябрь—март) периоды. Для восточных, горных, районов, имеющих редкую сеть метеорологических станций, при построении карт учитывался градиент изменения осадков с высотой.

Среднее годовое количество осадков на территории области изменяется от 450 *мм* на западе и юго-западе до 900—1000 *мм* на северо-востоке. На крайнем западе основное направление изогиет приближается к широтному, а на востоке — к меридиональному (рис. 1). Отдельные отклонения от указанного направления изогиет можно объяснить влиянием относительно небольших возвышенностей (Верхне-Камской и других).

В восточной горной части области, несмотря на меридиональный ход изолиний, наблюдается резкое уменьшение осадков к югу, особенно на широте 56°30′—58°30′, что объясняется понижением Уральских гор в этом направлении. Увеличиваются осадки с высотой места наиболее интенсивно на севере (между 58° с. ш. и 62° с. ш.), что связано не только с особенностями рельефа, но также с тем, что этот район подвергается воздействию южной окраины наиболее часто проходящих здесь от Прибалтики к Уралу циклонов (Шарова, 1958).

Средние годовые суммы дают лишь общую картину распределения осадков на территории области и не отражают их измен-

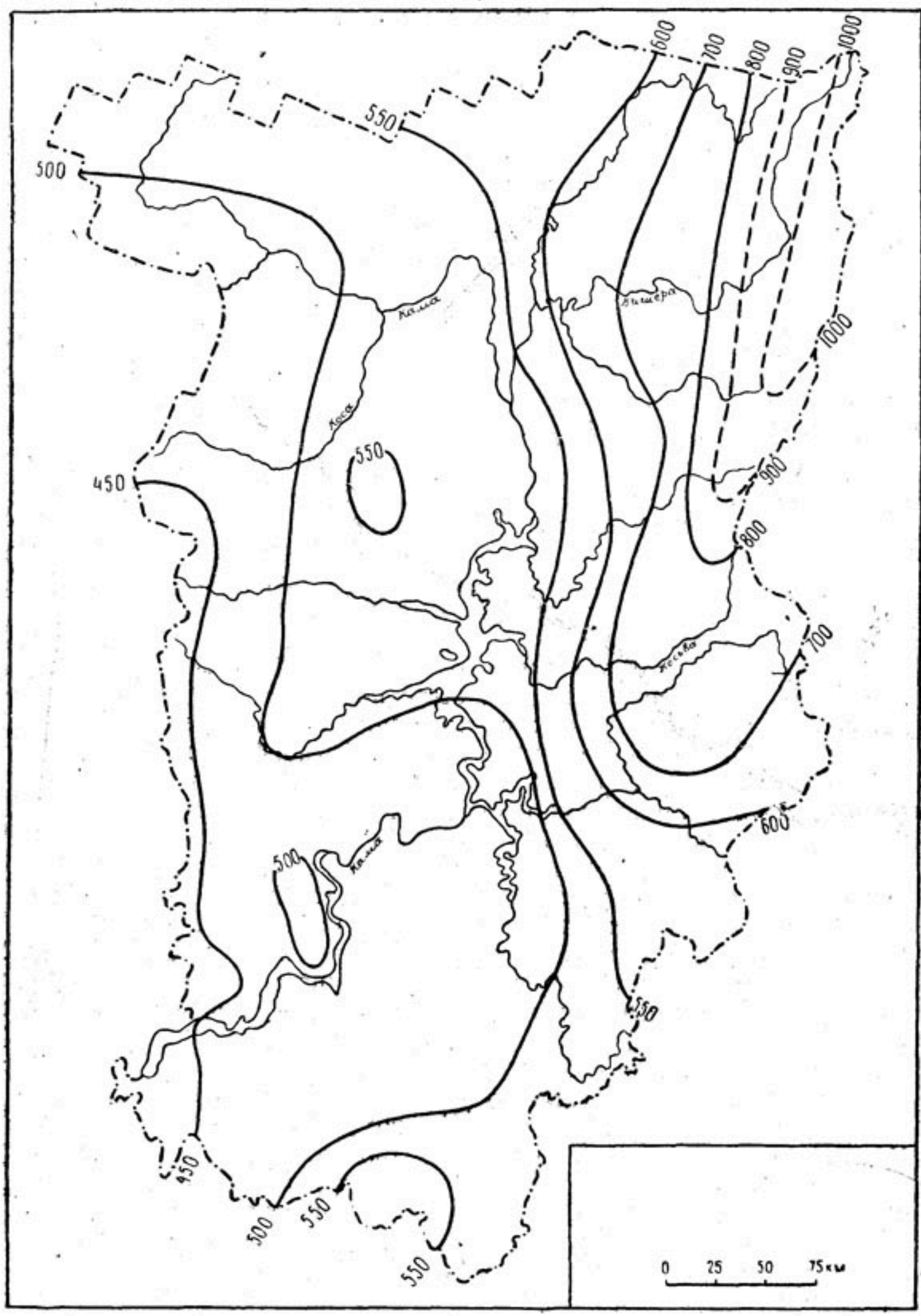

Рис. 1. Средние годовые суммы атмосферных осадков

чивости по отдельным годам, которая обусловливается особенностями атмосферной циркуляции отдельных лет.

Как пример изменения атмосферных осадков от года к году приводятся данные по метеорологической станции Чердынь (табл. 1).

Таблица 1

Градиенты изменения годовых сумм атмосферных осадков в смежные годы в долях от многолетней амплитуды по Чердыни (1888—1897, 1900—1918, 1921—1954 гг.)

Интервалы в долях от многолетней амплитуды	Число случаев в пределах интервала			Сумма продолжительности соответств. интервала	% от общей суммы
0—0,1	12	11	23	23	38
0,11—0,2	3	10	13	36	59
0,21—0,3	6	6	12	48	79
0,31—0,4	3	3	6	54	88
0,41—0,5	2	2	4	58	95
0,51—0,6	2	1	3	61	100

За 1961 г. эти разности не превышали 0,6 многолетней амплитуды (A); в 95 случаях из 100 они были не более 0,5, а в 79 случаях — не более 0,3 A. Следовательно, годы с наименьшим или наибольшим количеством осадков за многолетний период не наступают внезапно, а «подготавливаются» в течение ряда лет. Вероятность их наступления в двух смежных годах очень мала. Почти невозможно ожидать также одинакового количества осадков соседних лет. Более того, в 73 случаях из 100 увеличение (или уменьшение) осадков от года к году продолжается не более одного года, а в 91 случае — не более двух лет. Это значит, что если в течение двух лет наблюдалось увеличение годовых сумм атмосферных осадков по сравнению с предшествующими годами, то в последующее время их количество начнет уменьшаться, но не более чем на 50% от многолетней амплитуды.

Распределение атмосферных осадков на территории Пермской области может значительно меняться в зависимости от траекторий циклонов. Последнее хорошо показано в исследовании, проведенном нами совместно с Е. М. Чесноковой, когда был за двухлетний период (1952—1953 гг.) произведен анализ распределения осадков при различных траекториях смещения циклонов относительно Пермской области. Все циклоны условно были поделены на 4 типа: 1) северные, перемещающиеся с севера на юг, иначе, «ныряющие» циклоны, 2) северо-западные, возникающие за 68° с. ш., 3) западные — от 44° до 68° с. ш. и 4) южные, перемещающиеся в северо-восточном или северном направлениях со стороны Средиземного, Черного или Каспийского морей.

установлено, что наибольшее количество осадков выпадает при форме *C* (от 150 *мм* на западе области до 200 *мм* на востоке), а наименьшее — при форме *E* (от 50 *мм* на юго-западе до 90 *мм* на востоке); при западной форме циркуляции (*W*) на западе области выпадает 110 *мм*, а на востоке — 140—150 *мм*.

Указанные закономерности в распределении атмосферных осадков представляют несомненный интерес для изучения формирования речного стока и заслуживают более детального исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Л.—М., Главсевморпуть, 1952.

Береснева И. А. и Данилова Л. П. Влияние возвышенностей равнины на осадки и влагооборот. «Тр. ГГО», вып. 45 (107), 1954.

«Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР». Под ред. Х. И. Погосяна. Л., Гидрометеоиздат, 1952.

Климатологический справочник СССР, 1946, вып. 9.

Климатологический справочник СССР, 1954, вып. 9а, ч. 2.

Сборнокинематические и средние карты АТ 500 синоптических периодов за 1938—1957 гг. М., ЦИП, ГУГМС, 1960.

Шарова В. Я. Число дней с осадками различной величины на территории Европейской части СССР и Кавказа. Л., Гидрометеоиздат, 1958.

В. Д. БЫКОВ, МЕХДИ ЭЛЬ САХАФ

МАКСИМАЛЬНЫЙ СТОК РЕК ИРАКА

Общие замечания. На реках Ирака наибольшие расходы формируются за счет снегового и дождевого питания, достигая максимальных значений в апреле — мае.

Паводочные расходы дождевого происхождения в отдельные годы в период весны могут превышать максимальные расходы снегового происхождения. Паводочные расходы совместно с расходом, поступающим в реку от таяния снегов, могут представлять собой большую опасность, что имело место в 1941, 1946, 1950 и 1954 гг. на реке Тигр и в 1954 г. на реке Евфрат. Половодье на реках Тигр и Евфрат в 1954 г. было самым высоким в течение последних 50 лет. Обе реки в районе г. Насирия соединились в разливе вместе, что нанесло стране большой ущерб.

Модули максимального стока. Модули максимального месячного стока рек Ирака по данным фактических наблюдений (до 1957 г. включительно) приведены в табл. 1, а максимального суточного стока — в табл. 2[1].

Модули максимального суточного стока на реке Тигр и его притоках изменяются от 220 *л/сек км²* (река Хазер) и 136 *л/сек/км²* (река Большой Заб) в горной области до 1,6 *л/сек/км²* (Тигр — Амара) и 0,71 *л/сек км²* (Келак-Салех) на юге Месопотамской низменности.

Модули максимального суточного стока реки Евфрат изменяются от 13,3 *л/сек км²* (Хит) до 8,5 *л/сек км²* (ниже плотины Хиндия).

Модули максимального месячного стока реки Тигр и ее притоков (см. табл. 2) изменяются от 48 *л/сек км²* (река Большой Заб—Эски-Келак) в горном районе до 0,6 *л/сек км²* (река Тигр — Келак-Салех) в южном низменном районе.

[1] Наблюдения за стоком рек Ирака имеют весьма различную длительность: 7 створов менее 10 лет, 2 створа от 11 до 20 лет, 6 створов от 21 до 30 лет и 9 створов от 31 до 51 года.

Таблица 1

Основные характеристики максимального месячного стока

№ п/п	Река	Пункт	Месяц	Расход воды, $м^3/сек$					Средний модуль стока, $л/сек\ км^2$	Коэффициент вариаций, C_v
				наибольший	год	средний	наименьший	год		
1	Тигр	Мосул	IV	3510	1954	1519	396	1930	28,0	0,37
2	Тигр	Эль-Фатха	IV	6440	1954	3297	1636	1955	31,0	0,32
3	Тигр	Багдад	IV	5240	1954	2868	935	1930	21,4	0,31
4	Тигр	Сальман-Пак	IV	6280	1954	3294	1150	1930	20,0	0,33
5	Тигр	Ниже Баррадж-Кут . . .	V	5790	1946	2850	1123	1930	16,0	0,39
6	Тигр	Амара	IV	511	1938	374	236	1945	2,0	0,18
7	Тигр	Келак-Салех	IV	164	1938	117	61	1945	0,6	0,25
8	Бол. Заб	Эски-Келак	V	1770	1946	986	345	1925	48,0	0,34
9	Хазер впадает в Бол. Заб	Манкуба	III	197	1950	86	21	1955	30,0	0,69
10	Мал. Заб	Алтон-Капри	III	1270	1954	546	198	1930	35,0	0,51
11	Азейм	Анджана	III	243	1949	74	2	1955	5,7	0,99
12	Дияла	Водомерный пост	IV	1040	1954	440	170	1932	15,0	0,53
13	Евфрат	Хит	V	3560	1948	2264	533	1930	8,6	0,34
14	Евфрат	Ниже плотины Хиндия .	V	2620	1948	1803	535	1930	6,6	0,27
15	Евфрат	Шинафия	V	2117	1946	1600	455	1930	5,7	0,27
16	Евфрат	Насирия	V	1518	1940	1138	335	1930	4,0	0,23

Таблица

Основные характеристики максимального суточного стока

№ п/п	Река	Пункт	Расход воды, $м^3/сек$					Средний модуль стока, $л/сек/км^2$	Коэффициент вариаций, C_v
			наибольший	год	средний	наименьший	год		
1	Тигр	Мосул	6 200	1935	3236	1300	1930	59,2	0,36
2	Тигр	Эль-Фатха	12 400	1954	6790	2920	1947	63,1	0,39
3	Тигр	Багдад	7 640	1941	5223	1640	1930	39,0	0,35
4	Тигр	ниже Баррадж-Кут	8 000	1950	5091	2110	1951	29,0	0,32
5	Тигр	Амара	858	1942	458	302	1947	1,6	0,14
6	Тигр	Келак-Салех	179	1922	135	70	1947	0,71	0,24
7	Бол. Заб	Эски-Келак	6 900	1941	2781	1110	1951	136,0	0,54
8	Хазер впад. в Бол. Заб	Манкуба	1 630	1952	639	212	1944	220,0	0,61
9	Мал. Заб	Алтон-Капри	3 420	1954	1753	579	1958	112,0	0,46
10	Азейм	Анджана	2 110	1952	752	144	1956	58,0	0,74
11	Дияла	Водомерный пост	3 340	1954	1423	320	1947	48,0	0,58
12	Евфрат	Хит	4 730	1954	3511	1820	1932	13,3	0,27
13	Евфрат	Ниже плотины Хиндия	2 880	1948	2321	710	1930	8,5	0,22

на каждые 100 *м*. В среднегорном районе (в пределах высот от 1000 до 2000 *м*) модули изменяются от 48 до 112 *л/сек км²*, увеличиваясь в среднем на 38 *л/сек км²* на 100 *м* высоты. В предгорном районе (бассейны рек Азейм и Хазер ниже 1000 *м*) модули максимального суточного стока увеличиваются с понижением средней высоты водосбора с 48 до 220 *л/сек км²*, как это имело место для месячного максимального стока.

Для рек Ирака установлено наличие зависимости максимальных суточных модулей от площади водосбора. Согласно с этой зависимостью наблюдается увеличение максимального суточного стока с уменьшением площади водосбора. Упомянутая выше зависимость может быть выражена уравнением

$$M_{\text{макс.сут}} = 62 - 0{,}2F + \frac{476}{F},$$

где F — площадь водосбора в 10^3 *км²*.

Достаточно определенно выразилась зависимость максимального суточного стока от модуля годового стока (рис. 2). Она представлена тремя кривыми.

I кривая охватывает реки горного района с высотой водосбора выше 1800 *м* (Большой Заб, Тигр и Евфрат, последние даже в их нижнем течении). Аналитическое выражение этой кривой будет

$$\text{для } M_{\text{ср.год}} \leqslant 12{,}0 \quad M_{\text{макс.сут}} = \frac{M_{\text{ср.год}}}{0{,}188} - 1{,}06;$$

$$\text{для } M_{\text{ср.год}} \geqslant 12{,}0 \quad M_{\text{макс.сут}} = \frac{M_{\text{ср.год}}}{0{,}10} - 54.$$

II кривая охватывает среднегорный район (бассейны Малого Заба и Диялы, с высотами водосборов 1000—2000 *м*). Аналитическое выражение кривой связи для этого района будет

$$M_{\text{макс.сут}} = \frac{M_{\text{ср.год}}}{0{,}138} + 5{,}8.$$

III кривая для бассейнов рек предгорных районов (Азейма и Хазера, ниже 1000 *м*) показывает более интенсивное увеличение модуля максимального суточного стока с увеличением модуля среднего годового стока; так, например, Хазер при $M_{\text{ср.год}} = 10{,}7$ *л/сек км²* имеет $M_{\text{макс.сут}} = 220$ *л/сек км²*. Это объясняется тем, что реки предгорной зоны имеют хотя и небольшое количе-

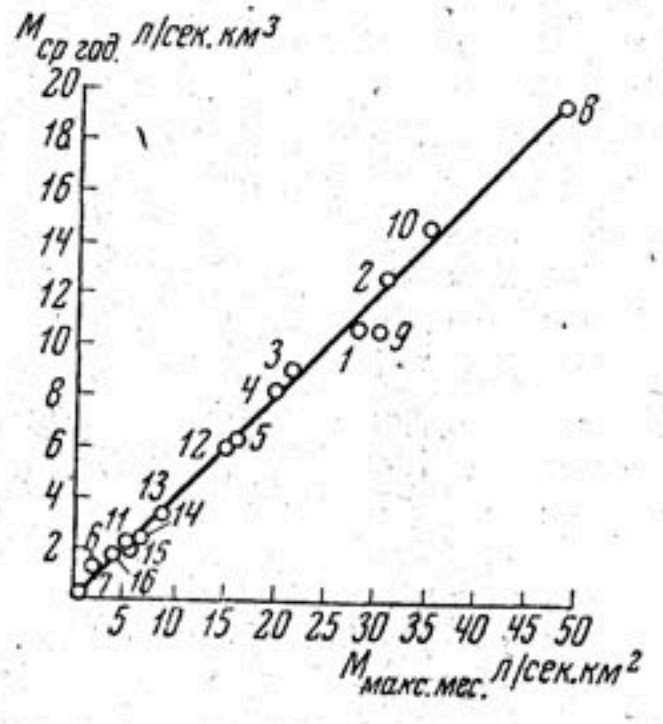

Рис. 3. Связь максимального месячного стока рек Ирака со среднегодовым стоком. Цифры у точек — см. табл. 1, 2

ство дней с осадками, но всегда со значительной их интенсивностью.

Значительно более тесная и простая связь наблюдается между максимальным месячным и среднегодовым стоком (см. рис. 3), которая может быть определена выражением:

$$M_{\text{макс.мес}} = 2{,}5\ M_{\text{ср.год}}\ .$$

В пределах Ирака по приведенной связи (см. рис. 3) или приведенному уравнению можно достаточно точно определить величину модуля максимального месячного стока рек Ирака для неизученных створов.

Коэффициенты вариации максимальных расходов. Коэффициенты вариации максимального суточного стока рек Ирака изменяются (см. табл. 1 и 2) в пределах от 0,14 (Тигр—Амара) до 0,74 (Азейм—Анджана). Коэффициенты максимального месячного стока изменяются в пределах от 0,18 до 0,99 для тех же створов.

Связь коэффициентов вариации максимального суточного и месячного стока с высотой водосбора недостаточно тесная, но тенденция уменьшения коэффициентов вариации с увеличением высоты водосбора достаточно определенная. Четкая зависимость установлена между коэффициентом вариации максимального месячного стока и коэффициентом вариации годового стока. Аналитически она может быть представлена уравнением:

$$C_{v\text{макс.мес}} = (2{,}1C_{v\text{год}}) - 0{,}21.$$

Менее тесная, но также достаточно определенная связь существует между $C_{v\text{макс.сут}}$ и $C_{v\text{макс.мес}}$.

В заключение следует отметить, что приведенные характеристики величин максимального суточного и месячного стока рек Ирака отражают в скрытом виде воздействие на естественный режим рек водозабора на орошение и регулирующее влияние водохранилищ и озер. Указанные факторы отражаются также и на величинах коэффициентов вариации характеристик максимального стока. На величины приведенных характеристик оказали, кроме того, воздействие различия в продолжительности наблюдений за стоком на отдельных створах.

В связи с приведенными выше соображениями полученные характеристики максимального суточного и месячного стока следует рассматривать как первое приближение к освещению этого вопроса.

МЕХДИ ЭЛЬ САХАФ, Р. К. КЛИГЕ

ПЕРИОД МЕЖЕНИ НА РЕКАХ ИРАКА

Главные реки Ирака Тигр и Евфрат пересекают территорию страны своим средним и нижним течением и, сливаясь, образуют реку Шатт-Эль-Араб, впадающую в Персидский залив. Наиболее крупные притоки Тигра в пределах Ирака—Большой Заб, Малый Заб, Азейм и Дияла. Евфрат на рассматриваемой территории притоков не имеет. Для пустынных районов Ирака характерны временные водотоки — вади (Ionides, 1937).

Изучение условий формирования и режима рек Ирака имеет большой научный и практический интерес в связи с интенсивным использованием их стока для орошения и обводнения (Hydrological Survey of IRAQ, 1959).

Одним из важнейших элементов в режиме иракских рек является меженный период, когда сток рек характеризуется продолжительным стоянием низких уровней и расходов воды и когда питание рек происходит в основном за счет подземных вод при сильном сокращении или полном прекращении поверхностного стока.

Меженный сток рек зависит от физико-географических факторов и местных особенностей территории, из которых главная роль принадлежит климатическим условиям, литологическому составу коренных пород, степени врезанности русла и инфильтрационным свойствам грунтов.

Межень на реках Ирака наступает обычно в летне-осенний период (в среднем с июля по декабрь). В это время реки питаются в значительной мере грунтовыми водами и водами от таяния снегов в высокогорье. Когда запасы снега исчезают, источником питания реки во время длительных бездождных периодов почти исключительно служат грунтовые воды, причем и этот вид питания постепенно ослабевает и сводится к минимуму. Последнее обстоятельство может вызывать даже пересыхание рек.

По своему характеру межень на реках Ирака может значительно меняться как по продолжительности, так и по величине,

что связано с яркой контрастностью природных условий. В бассейнах рек Тигра и Евфрата можно наблюдать изменение ландшафтов от высокогорных районов альпийских лугов и лесной растительности, богатых водными ресурсами, до песчаных безводных пустынь, почти совершенно лишенных жизни.

Различия в строении рельефа, климатических условиях, геологии и гидрогеологии, а также почв, грунтов и растительного покрова на территории в значительной степени изменяют характер режима стока в период межени в различных районах Ирака.

Для рек с наиболее высоко расположенными водосборами (более 2000 *м*), где питание является преимущественно снегодождевым (осадки около 800 *мм*), межень наблюдается в осенне-зимний период (август—январь), когда прекращается таяние снега и выпадение дождей и реки переходят исключительно на грунтовое питание (таблица). Продолжительность меженного периода может колебаться от 110 (Тигр — с. Эль-Фатха, 1954 г.) до 207 дней (Бол. Заб — с. Эски-Келак, 1954—1955 гг.) и составляет в среднем 153 дня.

Межень высокогорного района отличается сравнительно небольшой водностью, около 13% от годового стока (Большой Заб и Тигр, см. таблицу). Для гидрографа меженного периода характерно постепенное уменьшение расходов воды со сравнительно небольшими их колебаниями. В период с сентября по октябрь наступает устойчивая межень и расходы воды в это время остаются почти без изменений. Меженный период заканчивается обычно в декабре резкими паводками, которые связаны с интенсивным выпадением осадков.

На реках среднегорной зоны (от 1000 до 2000 *м*), которые получают питание частично за счет талых вод сезонных снегов, в основном за счет дождевых осадков (около 600 *мм*) (Муранов, 1959), межень характерна для летне-осеннего периода, когда прекращается таяние сезонных снегов и выпадение дождевых осадков происходит редко. Этот период наблюдается почти всегда с июля по ноябрь (см. таблицу), колеблясь от 82 (р. Евфрат — г. Хит, 1937 г.) до 235 дней (р. Дияла—Водомерный пост, 1936—1937, 1948—1949 гг.) и составляет в среднем 169 дней.

Водность межени среднегорной зоны несколько больше по сравнению с высокогорной зоной и составляет в среднем 18,5% от годового стока, что можно объяснить в значительной степени увеличением летнего периода и более благоприятными условиями питания в это время.

Для гидрографов меженного периода среднегорной зоны характерно общее постепенное уменьшение расходов воды (рисунок) со сравнительно небольшими их колебаниями в среднем до октября, когда наблюдаются наименьшие расходы. Затем расходы начинают увеличиваться, что часто сопровождается хорошо выраженными дождевыми паводками.

Таблица

Характеристика стока в период межени

Годы	Характер водности периода	Период межени: начало	Период межени: конец	Период межени: продолжительность, дни	Средний расход за межень, м/сек	Объем стока за межень, км³	Доля меженного в годовом стоке, %
р. Азейм — с. Анджана, F^* = 13 000 км², $H_{ср}$ = 965 м							
1957	многоводный	4/VII	6/XI	99	2,40	0,020	1,2
1945	средний	28/IV	4/XI	191	5,20	0,086	9,7
1956—1957	маловодный . . .	3/V	5/I	223	1,66	0,032	16,9
р. Дияла — Водомерный пост, F = 29 700 км², $H_{ср}$ = 1409 м							
1957	многоводный . .	22/VII	4/XII	166	114	1,640	16,7
1936—1937	средний	21/VI	24/I	235	74,8	1,520	27,4
1948—1949	маловодный . . .	10/VI	17/I	235	38,1	0,770	29,4
р. Малый Заб — с. Капри, F = 15 600 км², $H_{ср}$ = 1570 м							
1954—1955	многоводный . .	6/VIII	10/II	188	91,7	1,490	11,0
1956—1957	средний	15/VII	3/I	173	79,8	1,190	16,1
1951—1952	маловодный . . .	24/VI	10/I	201	47,2	0,820	21,6
р. Евфрат — г. Хит, F = 264100 км², $H_{ср}$ = 1854 м							
1954	многоводный . .	6/VIII	10/XI	97	377	3,160	8,0
1937	средний	8/VIII	25/X	82	288	2,040	7,4
1933	маловодный . . .	30/VII	21/XII	145	228	2,860	28,6
р. Тигр — с. Эль-Фатха, F = 107 600 км², $H_{ср}$ = 2142 м							
1954	многоводный . .	7/IX	25/XII	110	418	3,970	6,2
1956—1957	средний	4/VIII	19/I	168	461	6,690	15,0
1955	маловодный . . .	8/VII	24/XI	140	311	3,760	14,3
р. Тигр — г. Мосул, F = 54 900 км², $H_{ср}$ = 2196 м							
1954	многоводный . .	22/VIII	21/XII	122	236	2,49	7,2
1949	средний	3/VIII	25/XII	144	173	2,15	11,1
1934—1935	маловодный . . .	23/VII	2/I	163	126	1,77	14,7
р. Большой Заб — с. Эски-Келак, F = 20 500 км², $H_{ср}$ = 2210 м							
1954—1955	многоводный . .	19/VIII	13/III	207	203	3,630	16,9
1939	средний	5/VIII	30/XII	166	148	2,120	16,0
1955	маловодный . . .	13/VII	15/XII	156	138	1,860	21,4

* F — площадь водосбора

Реки предгорной части Ирака с преимущественно дождевым питанием имеют межень в летнее время (май—ноябрь), когда питание рек происходит в основном за счет грунтового стока, так как осадков в этот период почти не бывает. Те осадки, которые выпадают, полностью уходят на испарение.

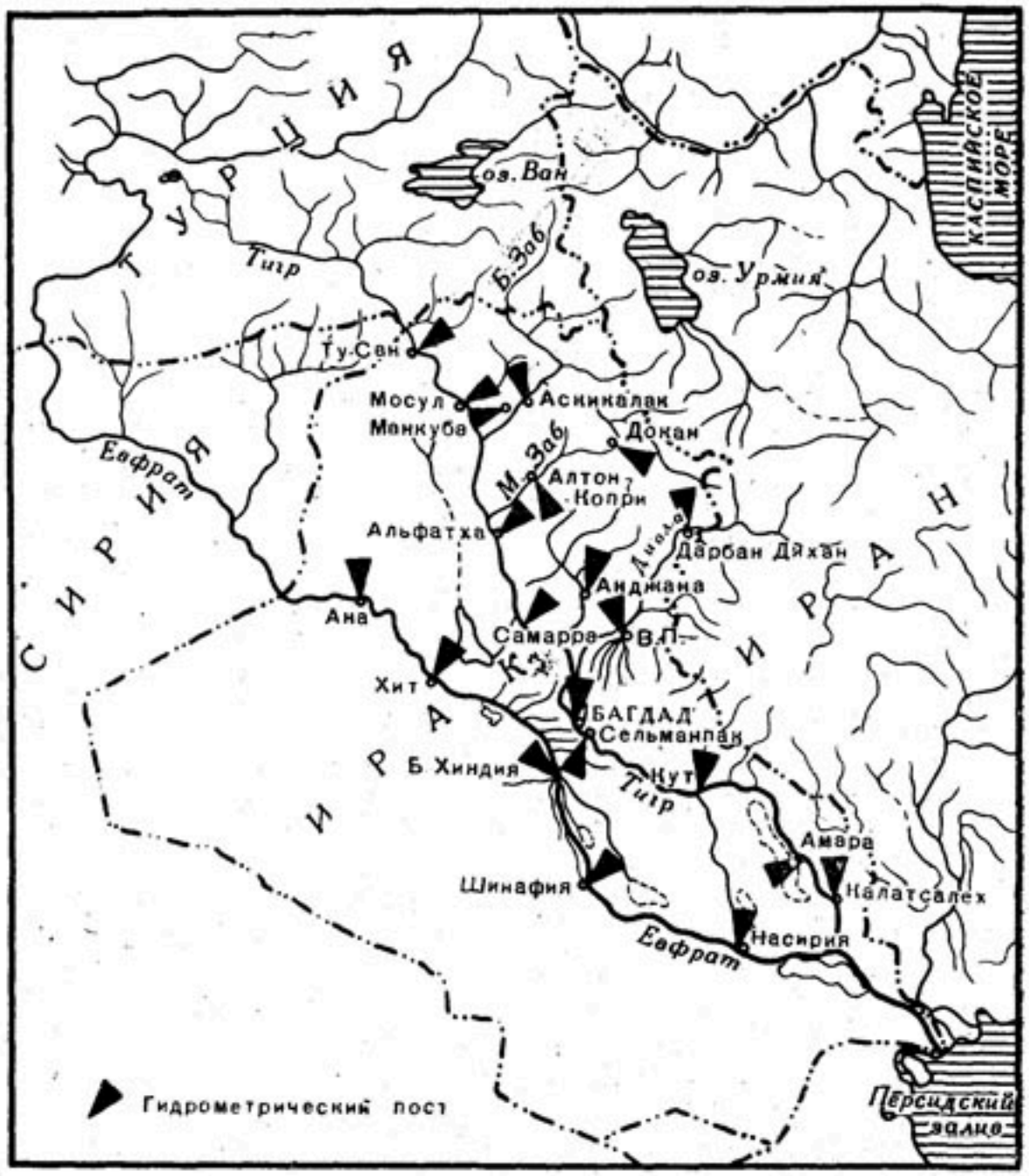

Рис. Гидрометрические посты на реках Тигр и Евфрат

Средняя продолжительность меженного периода около 171 дня (р. Азейм у с. Анджана).

Увеличение продолжительности меженного периода по сравнению с высокогорной и среднегорной зонами в предгорьях можно объяснить в первую очередь уменьшением количества осадков (до 200 *мм*) и значительным испарением. Последним обстоятельством объясняется и то, что водность межени в этом районе снижается в среднем до 9% от годового стока (см. таблицу).

Обычно межень, как например на р. Азейм у с. Анджана, имеет устойчивый, равномерный характер. Переход к межени может быть после целого ряда дождевых паводков (1945 и 1956 гг.) или после очень резкого спада расходов (от 130 $м^3/сек$ до 10 $м^3/сек$

за два месяца 1957 г.). Меженный период обычно заканчивается резким переходом к дождевым паводкам, которые в один день могут увеличить расходы воды от 5 *м*³/*сек* до 368 *м*³/*сек*.

Следует иметь в виду, что характер режима межени рек предгорной части Ирака в значительной степени искажается изъятием воды на орошение.

Наступление меженного периода на реках Ирака, его продолжительность и конец тесно связаны с условиями питания рек, что в свою очередь в значительной степени обусловлено высотным положением того или иного бассейна. Примером может служить начало межени, которое в основном обусловлено прекращением интенсивного и продолжительного таяния снега и выпадением жидких осадков, что, в свою очередь, определяется распределением высотных зон водосбора реки.

Начало меженного периода при низких высотах водосбора (до 1000 *м*) вследствие малого количества осадков и значительного испарения начинается рано, еще весной, в апреле, как это можно видеть на р. Азейм (см. таблицу).

С увеличением высоты водосборов начало межени сдвигается на более поздние сроки — до августа, как, например, на реке Большой Заб ($H_{ср}$=2210 *м*). Более поздние сроки наступления межени в высокогорных районах связаны с продолжительным поступлением талых вод.

Таяние снега в горах в отдельных частях бассейна происходит не одновременно: в бассейнах южных притоков снег сходит значительно раньше, чем в северных, поэтому, например, пик половодья Малого Заба, как правило, значительно опережает пик Большого Заба, а волна половодья у Диялы проходит ранее, чем у этих двух рек.

Удалось получить зависимость наступления межени от высоты водосбора и водности года. В маловодные годы межень может наступать, как правило, на 20 дней раньше, чем в средние по водности годы, а в многоводные — на 20 дней позже.

Зависимость начала меженного периода от средней высоты водосбора может быть выражена уравнением:

$$t_{дн} = 64{,}6\ (H_{ср} - 1000)^{0{,}175} \pm K,$$

где $t_{дн}$ — время начала межени, выраженное в днях от начала года;

$H_{ср}$ — средняя высота водосбора, выраженная в метрах над уровнем моря;

K — коэффициент, учитывающий водность рассчитываемого периода. Он может изменяться от $+20$ (в многоводный период) до -20 (в маловодный период). В средний по водности период коэффициент K близок к нулю.

Конец межени на реках Ирака определяется началом интенсивного выпадения осадков. На Евфрате (г. Хит) межень может заканчиваться, в зависимости от водности года, в октябре—декабре.

На реках предгорий (Азейм) межень заканчивается в ноябре—январе, в среднегорной зоне (Дияла, Малый Заб) — в декабре—феврале, в высокогорной зоне (Тигр, Большой Заб) — ноябре—марте.

Как показал анализ стока рек Ирака с увеличением высоты водосбора, продолжительность межени, как правило, уменьшается: в предгорьях оно составляет в среднем 171 день, в среднегорной зоне — 169 и в высокогорной зоне — 153 дня. Это явление связано с более благоприятными условиями увлажнения в горах, чем в предгорьях. Как уже отмечалось, осадки предгорий могут составлять 200—300 *мм*, в то время как в горах — до 1000 *мм*.

Из анализа меженного периода видно, что общее изменение межени тесно связано с высотным положением бассейна, определяющим климатические условия, которые являются решающими для формирования общей водности территории. Они оказывают влияние на увеличение запаса грунтовых вод в бассейне непосредственно через осадки и на уменьшение грунтового питания реки вследствие большого испарения. Последнее обстоятельство определяет характер, начало, конец, продолжительность и водность межени.

ЛИТЕРАТУРА

Муранов А. П. Реки Евфрат и Тигр. Л., Гидрометеоиздат, 1959.

Ionides M. G. The regime of the rivers Eophrates and Tigris. London, 1937.

Hydrological Survey of IRAQ. Havza Enginecring Co and Binnie, beacon and Gourley: bischarges for Selectad gaging Atations in IRAQ. Baghdad, 1959.

И. С. ФЕДОРОВА

МИНИМАЛЬНЫЙ СТОК РЕК САХАЛИНА

Использование рек Сахалина как источников питьевого и промышленного водоснабжения требует тщательного исследования минимального стока рек.

Наиболее низкие расходы воды на Сахалине наблюдаются в зимний период.

Характеристика межени

Зимняя межень начинается в конце ноября — начале декабря и продолжается до середины апреля, иногда до конца апреля. За начало зимней межени принята дата установления устойчивых минимальных расходов воды, а за окончание — дата последнего устойчивого минимального расхода. Продолжительность зимней межени за 12 лет с 1954 по 1962 г. изменялась в диапазоне 130—140 дней на северных реках и 100—110 дней на южных реках.

Летняя межень на реках Сахалина наступает в конце июня — начале июля. Летняя межень, не прерываемая дождевыми паводками, наблюдается на северных реках и на реках западного побережья. Наиболее продолжительна она на реке Александровке. На реках Леонидовке, Макаровой, Поронае в нижнем течении, впадающих в залив Терпения, летней межени не наблюдается.

Продолжительность периода с низкими расходами между паводками исчисляется несколькими днями, и наступают они почти одновременно на многих реках. Например, в 1962 г. на большинстве рек минимальные расходы воды наступили почти одновременно 24—29 августа и окончились также почти одновременно 8—9 сентября. Только на некоторых реках (например, на Александровке) эта синхронность была нарушена.

Продолжительность летней межени уменьшается с севера на юг от 62 дней (Александровка) до 20 дней (Фирсовка), а про-

должительность прохождения минимальных расходов от 32 (Александровка) до 10—15 дней (на реках, впадающих в залив Терпения).

Минимальный месячный и суточный сток почти на всех реках Сахалина наблюдается в конце зимнего периода: в марте, иногда в феврале, а в отдельные годы в январе.

Среднемесячные минимальные расходы за зимний период изменяются от нескольких десятков литров до 2—3 *м³/сек* и только для рек Тымь и Поронай расходы составляют 5—10 *м³/сек*. Модули стока изменяются от 0,26 *л/сек км²* до 1,5 — 2,5 *л/сек км²* и только на реках Северо-Сахалинской низменности модули возрастают до 3,5—9,1 *л/сек км²*. Отдельные реки (Матросовка, Гастелловка) перемерзают на длительное время.

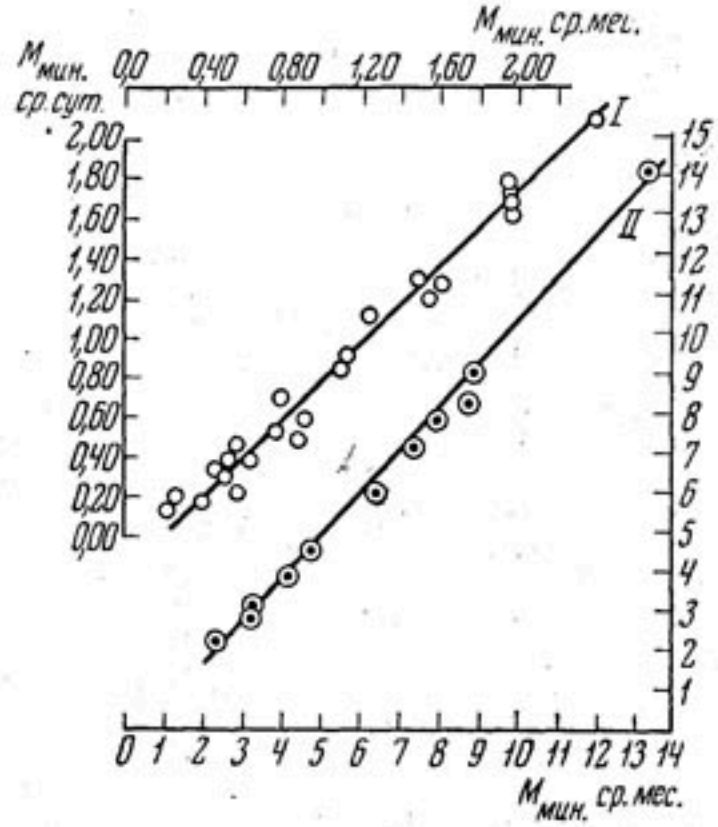

Рис. 1. Связь минимальных среднесуточных и среднемесячных модулей стока: *I* — все реки Сахалина, кроме Северо-Сахалинской низменности; *II* — реки Северо-Сахалинской низменности

Среднемесячные минимальные расходы воды в летний период наблюдаются чаще всего в июле, августе и иногда сентябре.

Среднемесячные минимальные расходы воды летнего периода выше зимних для северных рек в 1,5 раза, для большинства рек в 3—10 раз, а для рек, впадающих в залив Терпения, — в 15—25 раз. Например, на реке Макаровой средние месячные минимальные расходы выше зимних в 35 раз.

В бассейне Тыми и Пороная модули месячного стока изменяются от 2 до 5 *л/сек км²*. Для большинства же рек модули равны 5—7 *л/сек км²*, на северных реках имеют место модули стока 10 *л/сек км²* и более.

Очень низкий летний сток, почти равный зимнему, имеет Александровка, которая в отдельные годы может пересыхать.

Суточные минимумы наблюдаются, как правило, в зимние месяцы, и только на реках Ильинке и Александровке — в июле.

Минимальные суточные модули стока для большинства рек меньше 0,5 *л/сек км²*, для рек Тыми, Найбы, Сусуи, Лютоги, Углегорки и Лесогорки они равны 1,0—2,3 *л/сек км²*. Только на северных реках, где подземное питание составляет около 70% (река Пильтун), модули стока высоки: от 3 до 9 *л/сек км²*. Между среднесуточными и среднемесячными минимальными модулями стока получена зависимость, представленная на рис. 1.

Связь минимального модуля стока с высотой водосбора

Гидрологи, занимающиеся изучением минимального стока, подчеркивают сложность условий его формирования и зависимость от многих действующих факторов.

В горных условиях были сделаны попытки обнаружить связь с площадью водосбора и глубиной эрозионного вреза (Важнов, 1956; Шульц, 1963; Щеглова, 1960). Но большинство исследователей (Владимиров, 1955; Быков, 1963; Шульц, 1963 и др.) в качестве основного показателя минимального стока рассматривают среднюю высоту водосбора.

На формирование минимального стока сахалинских рек оказывают влияние следующие основные факторы: климат, рельеф, литология, гидрогеологические условия и тектоника.

Из перечисленных выше факторов непосредственно только рельеф (через среднюю высоту водосбора) может быть связан зависимостью с величиной минимального стока. Гидрогеологические условия бассейнов несомненно также имеют первостепенное значение для формирования минимального стока, но влияние этих факторов, как и климата, может быть выражено только в процессе районирования условий формирования минимального стока, что практически и осуществляется посредством районирования зависимости $M_{мин}=f(H_{ср})$.

На рис. 2 представлена связь величин минимального среднемесячного зимнего стока со средней высотой водосбора. Общее количество полученных зависимостей 11. Две из них получены для рек Северо-Сахалинской низменности (рис. 2а), девять — для рек Среднего и Южного Сахалина (рис. 2б).

На Северо-Сахалинской низменности *1-я кривая* (рис. 2а, *1*) объединяет реки, протекающие на крайнем северо-востоке Сахалина (от Сахалинки до Кадыланьи). Здесь самые высокие на всем Сахалине минимальные модули стока — от 4 *л/сек км²* на реке Сахалинке до 12,5 *л/сек км²* на ручье Сейсмиков, что объясняется тем, что пески плиоценового возраста, в отложениях которых протекает большинство из этих рек, имеют несколько водоносных горизонтов с большой мощностью дебита от 0,001 до 10 *л/сек*. Разгрузка подземных вод происходит прямо в русло. Низкие модули стока у рек Сахалинки и Эрри. Это объясняется, очевидно, не только меньшей высотой водосбора, но и тем, что большая часть их бассейна сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов; кроме того, имеют место слабоводообильные озерно-болотные и болотные отложения торфяников и иловатых суглинков, водообильность которых невелика.

2-я кривая (рис. 2а, *2*) объединяет реки Пильтун, Лангры и Черную.

На территории Среднего и Южного Сахалина получены следующие районные зависимости:

3-я кривая (рис. 2б, *3*) — река Тымь с правобережными при-

токами (за исключением Пиленги). Здесь модули минимального стока достаточно высоки и изменяются в пределах от 3,3 *л/сек км*^{2} (Тымь, совх. Красная Тымь) до 2,7 (Тымь, совх. Ныш). Сравнительно высокие модули стока обусловлены тем, что большая часть площади (77%) занята породами палеозоя (до створа Красная Тымь), перекрытыми мощным чехлом крупнообломочного мате-

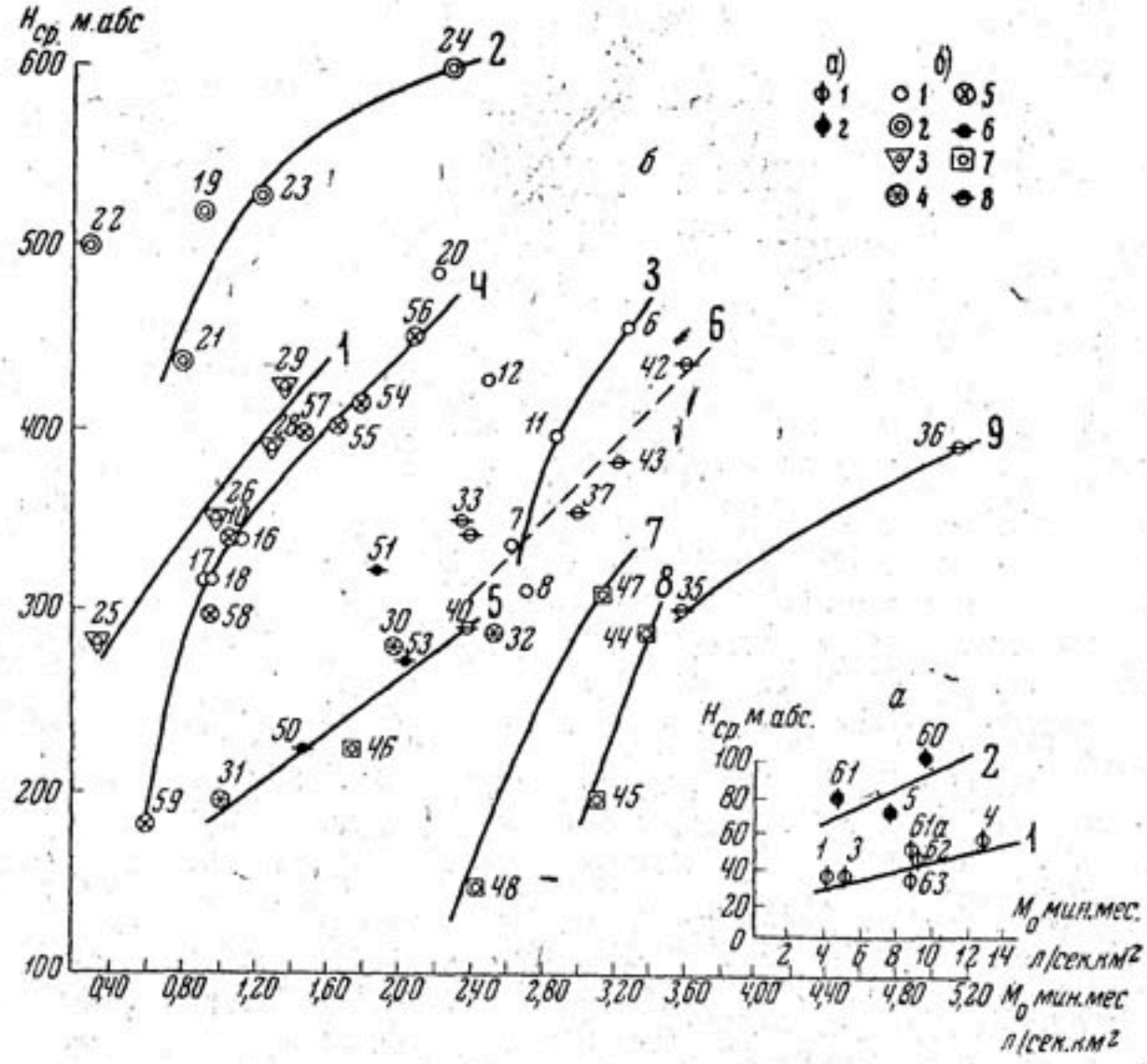

Рис. 2. Кривые зависимости минимального месячного зимнего стока от средней высоты водосбора: *а* — реки Северо-Сахалинской низменности; *б* — реки Центрального и Южного Сахалина. Прямыми цифрами (5) показаны кривые зависимостей, соответствующие номерам районов; наклонными (*15*) — номера гидрологических створов. Условные обозначения (1—9) см. в тексте статьи

риала. В среднем и нижнем течении реки протекают по Тымь-Поронайской низменности, выполненной (23% площади) мощными четвертичными отложениями (до створа Красная Тымь).

2-я кривая (рис. 2б, *2*) — правобережные притоки Пороная. Минимальные модули стока изменяются от 0,80 (Орловка) до 2,3 (Леонидовка); река Баюклинка (точка 22)[1] имеет самый низкий модуль стока (0,32), который на кривую не ложится. Несколько отклоняется от кривой река Онорка (точка 19, $M_{0мин}=0{,}93$). Пра-

[1] Номера у точек соответствуют номерам гидростворов по списку рек, приведенному в приложении к статье И. С. Федоровой (1962).

часть водосбора (61%) занята неогеновыми отложениями, меньшая (39%) — меловыми, которые в районах с крупными тектоническими трещинами водообильны. Бассейн Александровки облесен только в верховьях и частично в средней части.

Следовательно, формирование минимального стока связано в этих бассейнах со сложным геологическим и тектоническим строением бассейна и его облесенностью.

5-я кривая (рис. 2б, *5*) — реки, впадающие в залив Терпения от реки Лазовой до реки Фирсовки.

Геологическое строение участка восточного побережья, где протекают реки от Лазовой до Фирсовки, одинаково (около 90% площади занято меловыми отложениями). Несколько более разнообразен состав пород только в бассейне Фирсовки.

Минимальные модули стока изменяются от 1,02 (Мануи) до 2,54 (Фирсовка).

На эту же кривую $M_{0мин}=f(H)$ легли точки 50 (Парусная) и 53 (Айнская), точка 51 (Красногорка) сильно отклоняется.

Зависимость минимального и годового модулей стока показывает, что на западном побережье (точки 50, 51 и 53) при меньшей водности (19—24 *л/сек км*^{2}) модули минимального стока находятся в тех же пределах или выше, чем на восточном побережье при большей водности (23—29 *л/сек км*^{2}).

Наибольший модуль минимального стока имеет река Айнская: очевидно, это можно объяснить тем, что в бассейне реки бóльшая часть площади занята песчаниками, туфами, андезитами, базальтами, то есть породами более водообильными, чем аргиллиты и алевролиты.

6-я кривая (рис. 2б, *6*) — реки бассейна Лютоги и Таранай.

Как видно, при одинаковой водности (24—32 *л/сек км*^{2}) минимальный сток в предыдущем районе примерно в 1,5 раза ниже, чем в бассейне Лютоги, где он изменяется от 2,4 *л/сек км*^{2} в нижнем течении Лютоги до 3,6 *л/сек км*^{2} в бассейне реки Тиобут.

Более высокие модули стока в бассейне Лютоги объясняются условиями питания подземными водами.

7-я и 8-я кривые (рис. 2б, *7*, *8*) объединяют реки западного побережья, расположенные на перешейке Поясок и южнее.

По связи стока с высотой получены две кривые (кривая *7*), реки более южные располагаются правее, так как имеют модули выше. Точка 46 (Костроминка) сильно отклоняется и ложится на кривую *5*. Модули минимального стока в этом районе достаточно высокие: от 2,4 *л/сек км*^{2} (Ильинка) до 3,4 *л/сек км*^{2} (Амурская).

На графике связи минимального и годового модулей стока (линия связи *7* и *8*) точка 46 лежит хорошо, что указывает на ее тесную связь с водностью реки.

9-я кривая (рис. 2б, *9*) объединяет реки Сусую и ее приток Рогатку. Здесь имеют место самые высокие модули стока для рек Южного и Среднего Сахалина (Рогатка 5,1 *л/сек км*^{2}). Высокие модули левобережных притоков Сусуи объясняются тем, что их

бассейны сложены высоководообильными породами с дебитом источников от 1 до 5 *л/сек*.

Как указывает В. Л. Шульц (1963), для учета влияния на сток и на отдельные его характеристики факторов, оказывающих регулирующее воздействие, в первую очередь геологических, может быть использован коэффициент зарегулированности стока.

В качестве показателя зарегулированности стока А. Н. Важнов (1956) использовал отношение $\frac{Q_{мин}}{Q_0}$. Он пришел к выводу, что в условиях рек Армении значительные колебания стока не связаны с размерами бассейна или с глубиной вреза речных русел. Решающим в формировании минимального стока, по мнению А. Н. Важнова, является геологическое строение водосборов. С целью учета влияния геологического строения А. Н. Важновым по показателю зарегулированности были выделены районы со слабопроницаемыми или водоупорными породами $\left(\frac{M_{мин}}{M_0} = 0{,}25\right)$, сильно трещиноватыми и проницаемыми породами $\left(\frac{M_{мин}}{M_0} = 0{,}55\right)$ и район со среднепроницаемыми породами $\left(\frac{M_{мин}}{M_0} = 0{,}35\right)$. При исследовании показателя зарегулированности автор пришел к выводу, что отношение $\frac{Q_{мин}}{Q_0}$ совершенно не зависит от площади и высоты водосбора и меняется в широких пределах от 0,1 до 0,8.

О. П. Щеглова (1960) исследовала коэффициент зарегулированности (или, как она его называет, коэффициент подземного питания) для рек Средней Азии и установила, что, изменяясь в пределах от 0,1 до 0,5 по территории, в большинстве районов обнаруживается его уменьшение при возрастании высоты водосбора. Зависимости коэффициента естественной зарегулированности от площади водосбора для рек Средней Азии не обнаруживается.

Отношение $\frac{M_{мин.мес}}{M_0}$ на Сахалине изменяется в широких пределах (от 0,01 — Гастелловка до 0,72 — Лангры). Наибольшие коэффициенты зарегулированности (0,25—0,72) — на реках Северо-Сахалинской низменности. Коэффициенты в пределах 0,10—0,21 наблюдаются на Тыми и ее правобережных притоках, в верховьях Пороная и ее левобережном притоке Житнице, в бассейне Сусуи. Самые низкие коэффициенты подземного питания характерны для правобережных притоков Пороная и рек, впадающих в залив Терпения от Гастелловки до Фирсовки (0,01—0,06).

На реках западного побережья коэффициенты колеблются в пределах от 0,04 (Александровка) до 0,13 (Амурская). Между коэффициентом зарегулированности и подземным питанием была получена тесная зависимость. Чтобы выявить закономерности распределения коэффициента зарегулированности на реках Сахалина были построены графики связи этого коэффициента с площадью

водосбора, с высотой водосбора и средним модулем годового стока. Эти связи по некоторым районам Сахалина вполне удовлетворительные, а по другим недостаточно четкие.

От площади водосбора коэффициент подземного стока не зависит совершенно. В условиях Сахалина, где на большей части территории подземное питание осуществляется за счет трещинных вод, распространяющихся на глубине 25—50 *м* от поверхности, глубина эрозионного вреза, а следовательно, и площадь водосбора не влияют на увеличение подземного питания.

Поднятие отдельных горных частей территории способствует разрыву уровня подземных вод с верхним горизонтом трещинных вод. Как указывает Ю. П. Пармузин, П. Н. Кропоткиным и и К. А. Шахворостовой подсчитано, что в течение неогена и четвертичного периода Сахалинские горы поднялись более чем на 1000 *м* в средней своей части, а Центрально-Сахалинский синклинорий опустился от 200 до 500 *м*. Можно предположить поэтому, что в высоко расположенных бассейнах будут выше как минимальный модуль стока, так и коэффициент зарегулированности.

Для расчетов минимального стока неизученных рек могут быть использованы освещенные выше локальные районные зависимости.

ЛИТЕРАТУРА

Быков В. Д. Сток рек Урала, Изд-во МГУ, 1963.

Важнов А. Н. Средний многолетний сток рек Армянской ССР и его внутригодовое распределение. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1956.

Владимиров Л. А. Исследование закономерностей минимального стока в горных областях. «Тр. Ин-та геогр. им. Вахушти АН ГрузССР», 1955, т. VI.

Куделин Б. И. Гидрологический анализ и методы определения подземного питания рек. «Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1949, т. V.

Макаренко Ф. А. О подземном питании рек. «Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1948, т. I.

Норватов А. М. Минимальный сток малых рек в связи с подземным питанием. «Тр. ГГИ», 1950, вып. 27 (81).

Распопов М. П. Районирование подземных вод равнины Европейской части СССР по условиям их стока в реки. «Тр. ГГИ», 1950, вып. 27 (81).

Субботин А. И. О взаимосвязи подземных вод и речного стока. «Тр. ЦИП», 1948, вып. 9 (36).

Федорова И. С. Районирование Сахалина по среднему многолетнему стоку. В сб.: «Вопросы природного районирования советского Дальнего Востока в связи с районной планировкой». Изд-во МГУ, 1962 (ротапринт).

Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеоиздат, 1963.

Щеглова О. П. Питание рек Средней Азии. Ташкент, Изд-во Ташкентск. гос. ун-та, 1960.

Г. Н. ГОЛУБЕВ

ФОРМИРОВАНИЕ СЕЗОННО-СНЕГОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СТОКА РЕК ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Экспериментальные исследования гидрологических процессов в горных областях производятся пока недостаточно. Между тем большая сложность этих процессов (по сравнению с равнинными территориями) требует как увеличения объема натурных исследований, так и несколько иного методического подхода к изучению формирования стока горных рек.

На равнине бассейны малых и средних рек расположены обычно в одной природной зоне, а в горах даже малые реки часто формируют свой сток в нескольких высотных ландшафтных поясах. В связи с этим при гидрологических исследованиях в горных областях следует обращать серьезное внимание на воздействие высотной ландшафтной поясности на сток, а сток в целом можно рассматривать как интегральную сумму частных стоков, каждый из которых сформировался на территории отдельного высотного ландшафтного пояса.

С этих позиций и было проведено изучение условий формирования стока реки Чон-Кзылсу, стекающей с северного склона хребта Терскей-Алатау. Чон-Кзылсу типичная река не только для большой части Иссык-Кульской котловины, но также во многих отношениях и для более обширного района — Северного и Центрального Тянь-Шаня.

Чон-Кзылсу имеет площадь водосбора 303 $км^2$, среднюю высоту бассейна 3280 *м* (до створа Лесной кордон, расположенного перед выходом реки из предгорий на приозерную равнину).

В бассейне Чон-Кзылсу гидрометеорологические наблюдения проводились в пяти пунктах в интервале высот 1700—3400 *м*, охватывающем все высотные пояса бассейна (табл. 1). Материалы наблюдений позволили представить картину изменения от пояса к поясу характеристик снегонакопления и снеготаяния как важнейших предпосылок формирования снегового стока. Используе-

сотных поясах. В степном и особенно в пустынно-степном поясе оттепели (в основном, радиационные) — обычное явление. При почти одинаковых в зимнее время на всех высотах месячных суммах осадков увеличение снегозапасов кверху есть следствие разной продолжительности снегонакопления и убыли снега из-за оттепелей в нижних поясах.

Заметную роль в формировании снегозапасов играет испарение. Вследствие большей продолжительности периода снегонакопления абсолютная величина испарения увеличивается кверху, но значение его заметнее в нижних поясах, где оно составляет около половины максимальных снегозапасов (Иверонова, 1960а).

Начало снеготаяния во всех поясах, кроме гляциально-нивального, довольно хорошо совпадает с датой перехода температуры воздуха в 13 *час* через 0°. Переход среднесуточной температуры воздуха в сторону положительных значений происходит тогда, когда стаивает значительная часть снега, а в нижних поясах в малоснежные зимы весь снег стаивает до наступления этого момента. На ледниках таяние начинается в период между датами перехода 13-часовой и среднесуточной температуры воздуха через 0°, а начало интенсивной водоотдачи из снега близко совпадает с последней датой.

Снеготаяние в различных высотных поясах имеет как общие черты, так и существенные различия.

Наиболее важной общей чертой является преобладание радиационной составляющей в тепловом балансе снеготаяния, причем часто адвективная составляющая способствует снижению таяния. В табл. 2 показан тепловой баланс снеготаяния в альпийском и гляциально-нивальном поясах, вычисленный на основании метеорологических данных по упрощенной схеме П. П. Кузьмина (1961).

Таблица 2

Тепловой баланс снеготаяния (*кал/см²мин*)

Пояс, высота (*H*, *м*)	Год	Радиационный баланс	Тепловлагообмен с атмосферой	Тепловой баланс
Альпийский, 3280	1959	3300	—400	2900
Гляциально-нивальный, 3420	1958	5900	—1100	4800
	1959	4600	900	5500

Подавляющая роль радиационной составляющей предопределяет общие особенности снеготаяния во всех поясах:

1. Снеготаяние происходит только при ясной погоде. В марте, когда зимняя антициклональная погода сменяется неустойчивой, частые северные и западные вторжения приносят с собой облачную погоду и осадки в виде снега. В связи с этим таяние носит прерывистый характер.

2. Суточный ход снеготаяния характеризуется максимумом около полудня, резким спадом после захода солнца и прекращением таяния ночью.

Межпоясные различия в условиях снеготаяния связаны в первую очередь с тем, что при движении вверх таяние смещается на все более поздние сроки. Отсюда проистекают два следствия, касающиеся вещественного и энергетического аспектов проблемы снеготаяния:

1) Увеличение продолжительности снегонакопления кверху само по себе создает положительный высотный градиент снегозапасов. К тому же начиная с марта количество осадков увеличивается с высотой, и чем ближе к лету, тем сильнее. В результате слой талых снеговых вод очень резко возрастает с высотой водосбора.

2) Поглощение тающим снегом солнечной радиации больше у более высокого ландшафтного пояса, так как при близких значениях альбедо приток радиации больше в более поздние сроки. Это обстоятельство приводит к росту средней интенсивности снеготаяния от 4 *мм/сут* в пустынно-степном поясе до 10 *мм/сут* на языках ледников.

Скорость продвижения тыла снеготаяния — снеговой линии (см. табл. 1) меньше скорости движения его фронта. Интервал высот, на которых одновременно происходит таяние, увеличивается от 400 *м* в середине марта до 900 *м* в середине мая. Распределение площадей рассматриваемого бассейна по высотам таково, что площади одновременного снеготаяния увеличиваются еще сильнее.

Нарастание слоя талых снеговых вод и площадей одновременного снеготаяния с высотой обеспечивает увеличение объема этих вод, поступающих на поверхность водосбора. График поступления талых вод на водосбор имеет вид волны, нарастающей от марта к маю и несколько снижающийся в июне вследствие уменьшения площадей одновременного снеготаяния.

Гидрограф сезонно-снегового стока существенно отличается от графика поступления воды на водосбор. Исследования формирования стока в горных областях, проведенные автором, показали, что в марте—июне сток складывается из подземной и сезонно-снеговой составляющих. Роль жидких осадков очень мала и на формирование поверхностного стока практически не влияет. Средний многолетний гидрограф подземного стока имеет максимум в августе. Величина подземного стока за август вычисляется как разность общего стока и ледникового питания, определяемого достаточно точно. Восходящая ветвь гидрографа подземного стока относится к периоду апрель—август; она аппроксимируется уравнением параболы вида $Y=ax^2$. Месячные величины подземного стока для периода его нарастания находятся по августовскому расходу и указанному уравнению. Наконец, значения сезонно-снегового стока за каждый месяц определяются как разность общего и подземного стока.

За время наблюдений было установлено, что в каждом из весенних месяцев снеговой сток реки Чон-Кзылсу формировался на территории какого-то одного высотного пояса: степного — в марте, лесо-лугово-степного — в апреле, альпийского — в мае, гляциально-нивального — в июне — начале июля. Сравнение месячных величин стока (табл. 3) и непосредственные полевые наблюдения автора позволили оценить влияние каждого пояса на формирование снегового стока.

Из табл. 3 следует, что коэффициент снегового стока увеличивается с высотой. Причины этой известной закономерности понятны:

1) чем выше пояс, тем относительно больше площадь обнаженных скальных поверхностей, отличающихся чрезвычайно высоким коэффициентом стока;

2) увлажнение почвы растет с высотой;

3) интенсивность таяния у более высокого пояса выше.

Однако существуют и другие межпоясные различия, оказывающие существенное влияние на сток талых снеговых вод.

Степной пояс сложен водонепроницаемыми породами красноцветного киргизского комплекса. Но даже в этих условиях сухость почвы и небольшие запасы воды в снежном покрове приводят к чрезвычайно низкому коэффициенту снегового стока.

Низкие величины снегового стока формируются в лесо-лугово-степном поясе. Слой образующихся талых вод в средней части пояса (2550 *м*) составляет 140 *мм*, что характерно, например, для лесной зоны ЕТС. В целом по поясу величина снегозапасов и осадков за время таяния достигает 190 *мм*. Однако если в условиях ЕТС эти воды формируют высокое снеговое половодье, то в этом районе они в основном расходуются на увлажнение почвогрунтов и лишь около 20 *мм* сбрасывается в реки.

Характерно, что в случае когда апрельский сток формируется только на территории лесо-лугово-степного пояса, сток невелик и суточные расходы воды сравнительно слабо изменяются от суток к суткам. Очевидно, лесные почвы поглощают большую часть талых вод и регулируют их сток в реки. Пики расходов в апреле проходят лишь тогда, когда фронт снеготаяния проходит выше верхней границы леса и в формировании стока принимает участие альпийский пояс.

Меньшая водопроницаемость почв альпийского пояса и значительные площади обнаженных скал благоприятствуют некоторому повышению коэффициента снегового стока.

В целом для всех поясов (кроме нивального) характерны невысокие величины коэффициента снегового стока. Вероятно, сухая ясная осень, свойственная району, способствует иссушению почвы, так что, несмотря на значительное промерзание, почвы обладают высокой водопоглотительной способностью.

В этих условиях основная масса талых снеговых вод расходуется на увлажнение водосбора. Этим объясняется низкий сток

Таблица 3

Соотношение поступления талых снеговых вод на водосбор и сезонно-снегового стока (река Чон-Кзылсу — Лесной кордон)

Месяц	Пояс преимущественного формирования стока	Границы и величина площади одновременного снеготаяния		Снегозапасы плюс осадки		Снеговой сток		Коэффициент снегового стока
		Нм абс.	*км²*	млн. *м³*	*мм*	млн. *м³*	*мм*	
Март	Степной	2000—2400	37	4	110	0,1	3	0,03
Апрель	Лесо-лугово-степной	2400—3000	68	13	190	1,92	20	0,1
Май	Альпийский	3000—3600	95	33	350	8,7	90	0,3
Июнь — начало июля	Гляциально-нивальный	3300—4400	68	32	470	27,5	400	0,9
	в том числе:							
	языки ледников	3300—3700	18	11	600	10,8	600	1,0
	неледниковые поверхности	3600—4400	50	21	420	16,7	330	0,8

в марте—мае, несмотря на значительные снегозапасы. Однако затраты на увлажнение не проходят бесследно, так как они помогают создавать весной фон, на который накладываются обильные летние осадки. В результате эти осадки принимают главное участие в формировании сезонного подземного питания рек. Подобная же картина, по сообщению Н. Т. Кузнецова, характерна и для Восточного Тянь-Шаня и других сопредельных горных систем, расположенных на соседней с изучаемой нами территории Синьцзяна.

Совершенно иной режим формирования сезонно-снегового стока характерен для гляциально-нивального пояса. Водонепроницаемые поверхности ледников и окружающих их скал сбрасывают почти целиком образующиеся талые воды. В результате относительно малые по площади языки ледников играют важную роль в формировании снегового стока. В период март—май сток рек снегово-ледникового питания относительно невелик. Заметный подъем воды в реках происходит в конце мая — начале июня, когда начинается интенсивная водоотдача из снега, залегающего на поверхности языков ледников и окружающих их скал. Дата начала водоотдачи довольно хорошо совпадает с датой устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха на ледниках через 0°.

Следует сказать, что в сельскохозяйственных районах, орошаемых реками снегово-ледникового питания, наибольший дефицит влаги для орошения наблюдается весной, в апреле—мае (Большаков, 1959). С июня (т. е. со времени начала поступления талых вод с ледников) напряженный период в орошении сельскохозяйственных угодий прекращается.

Материалы, полученные в результате изучения процессов формирования снегового стока, позволяют оценить роль высотных поясов в этом процессе (табл. 4).

Таблица 4

Формирование сезонно-снегового стока по высотным поясам (река Чон-Кзылсу — Лесной кордон)

Пояс	Площадь, % от общ. площади	Сезонно-снеговой сток, % от общ. объема сезон.-снег. стока
Степной	10	$\ll 1$
Лесо-лугово-степной	25	3
Альпийский	30	23
Гляциально-нивальный . . .	35	74

Данные табл. 4 подтверждают, что основное внимание при изучении условий формирования сезонно-снегового стока следует уделять альпийскому и гляциально-нивальному поясам, т. е. зоне высотой 3000—4000 *м*.

ЛИТЕРАТУРА

Большаков М. Н. О соответствии режима стока незарегулированных рек Киргизии режиму орошения сельхозкультур. «Тр. Ин-та энергетики и водн. хоз. АН КиргССР», Фрунзе, 1959, вып. 6/XI.

Иверонова М. И. Особенности режима снежного покрова на ледниках (на примере одного из ледников хр. Терскей-Алатау). В кн.: «Основные методические указания по гляциологическим исследованиям», вып. 15. М., 1957.

Иверонова М. И. Испарение со снежного покрова на хребте Терскей-Алатау. В кн.: «География снежного покрова». М., 1960а.

Иверонова М. И. Характеристика снежного покрова центральной части северного склона хребта Терскей-Алатау. В кн.: «География снежного покрова». М., 1960б.

Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л., 1961.

А. Н. ВАЖНОВ

ПРОГНОЗ СТОКА ПОЛОВОДЬЯ ГОРНОЙ РЕКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВЕРОЯТНОСТНОЙ ЗАВИСИМОСТИ

При разработке зависимости для долгосрочного прогноза объема половодья или других сезонных величин стока мы часто встречаемся с необходимостью учета не только основной переменной, например величины снегозапаса, но и второстепенных факторов, например осадков того периода, на который должен составляться прогноз. На корреляционном графике связи стока со снегозапасами влияние осадков сказывается в рассеянии точек около линии регрессии. Наряду с осадками рассеяние точек отражает также влияние других факторов, которые нет возможности учесть при составлении прогноза.

При наличии влияния нескольких факторов целесообразно прибегать к построению зависимости в вероятностном выражении. Существо ее состоит в том, что для данной величины снегозапаса s можно найти ряд возможных значений стока половодья y, соответствующих разным обеспеченностям.

Построение такой вероятностной зависимости основывается на следующих теоретических предпосылках.

При наличии линейной стохастической связи между стоком y и снегозапасами s эта связь, как известно, выражается уравнением регрессии

$$\overset{\circ}{y}(s) = \bar{y} + r\frac{\sigma_y}{\sigma_s}(s - \bar{s}), \qquad (1)$$

где $\overset{\circ}{y}(s)$ — условное среднее значение стока y при условии, что снегозапас принимает некоторое конкретное значение s;

$\bar{y}$ и $\bar{s}$ — безусловные средние значения стока и снегозапаса;

σ_y и σ_s — безусловные значения средних квадратических отклонений стока и снегозапаса;

r — коэффициент корреляции между y и s.

Уравнение (1) позволяет по величине снегозапаса определить наиболее вероятное значение стока. Для прогноза же величины стока с различной вероятностью появления необходимо воспользоваться условной функцией распределения $F(y/s)$, означающей вероятность появления стока не более y, при условии, что снегозапас принимает заданное значение s.

Для этого необходимо знать законы распределения стока и снегозапасов.

Если предположить, что обе переменные распределены по нормальному закону и между ними существует корреляция, то плотность распределения системы, как известно из теории вероятностей, выражается формулой

$$f(y/s) = \frac{1}{\sigma_y \sqrt{1-r^2}\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2(1-r^2)\sigma_y^2}\left[(y-\bar{y})-r\frac{\sigma_y}{\sigma_s}(s-\bar{s})\right]^2} \quad (2)$$

Условная функция распределения запишется

$$F(y/s) = \frac{1}{\sigma_y \sqrt{1-r^2}\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{z} e^{\frac{1}{2(1-r^2)\sigma_y^2}\left[(y-\bar{y})-r\frac{\sigma_y}{\sigma_s}(s-\bar{s})\right]^2} \cdot dy.$$

В теории вероятностей доказывается, что если обозначить

$$\frac{(y-\bar{y})-r\frac{\sigma_y}{\sigma_s}(s-\bar{s})}{\sqrt{1-r^2}\cdot\sigma_y} = z, \quad (3)$$

то условная функция распределения может быть приведена к виду

$$F(y/s) = 0{,}5 + \Phi(z), \quad (4)$$

где $\Phi(z)$ — интеграл Лапласа (интеграл вероятности).

$$\Phi(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^z e^{-\frac{t^2}{2}} \cdot dt$$

(таблица значений интеграла Лапласа имеется в курсах теории вероятностей).

Распределение стока y отклоняется от нормального. Однако можно найти такую неубывающую функцию $f=f(y-\bar{y})$, которая распределяется по нормальному закону. Тогда условная функция распределения выразится

$$F(y/s) = 0{,}5 + \Phi\left[\frac{f(y-\bar{y})-r\frac{\sigma_y}{\sigma_s}(s-\bar{s})}{\sigma_y\sqrt{1-r^2}}\right] \quad (5)$$

где

$$\Phi\left[\frac{f(y-\bar{y})-r\frac{\sigma_y}{\sigma_s}(s-\bar{s})}{\sigma_y\sqrt{1-r^2}}\right]=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_0^z e^{-\frac{t^2}{2}}\cdot dt$$

есть интеграл Лапласа.

Формула (5) и используется при построении графика для прогноза стока половодья по снегозапасам в вероятностной форме. Для этого нужно для нескольких значений s вычислить условные функции распределения $F(y/s)$.

Практически вместо условной функции распределения лучше вычислять значения условной кривой обеспеченности $P(y/s)\,\%$. Между ними существует соотношение

$$P(y/s)\,\% = 100[1-F(y/s)]. \qquad (6)$$

Техника вычислений $F(y/s)$ и $P(y/s)$ следующая. Будем считать, что сток распределяется по асимметричной кривой Пирсона 3-го рода; таблицы ординат кривой обеспеченности применительно к этому роду распределения имеются в курсах гидрологических расчетов (таблицы Фостера-Рыбкина). По данным многолетних наблюдений над стоком половодья и снегозапасами вычисляют эмпирические значения $\bar{y}$ и $\bar{s}$, а также σ_y и σ_s и коэффициент вариации $C_{v_y}=\frac{\sigma_y}{\bar{y}}$.

Принимая $C_{s_y}=2C_{v_y}$, по таблице находят значения модульных коэффициентов стока K_y для ряда обеспеченностей $P\,\%$.

Поскольку в формуле (5) фигурируют разности $y-\bar{y}$ и $s-\bar{s}$, значения $y-\bar{y}$ находят по выражению $y-\bar{y}=(K_y-1)\bar{y}$. Принимая обеспеченность в долях единицы, находим функцию распределения $F(y)$

$$F(y)=1-P(y).$$

Строим график $F(y)=\varphi_1(y-\bar{y})$ (рис. 1). Далее на этом графике наносим линию, соответствующую функции $F(y)=\varphi_2[f(y-\bar{y})]$; значения аргумента $f(y-\bar{y})$ находим из выражения

$$\Phi[f(y-\bar{y})]=F(y)-0{,}5, \qquad (7)$$

где

$$\Phi[f(y-\bar{y})]=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_0^{f(y-\bar{y})} e^{-\frac{t^2}{2}}dt.$$

Для этого, задаваясь рядом значений $y-\bar{y}$, на графике (см. рис. 1) находим соответствующие значения $F(y)$, а подставляя их в выражение (7), получаем значения интеграла вероятности $\Phi[f(y-\bar{y})]$. По таблице этого интеграла находим соот-

ветствующие значения $f(y-\bar{y})$; для нанесения на график (рис. они умножены на σ_y.

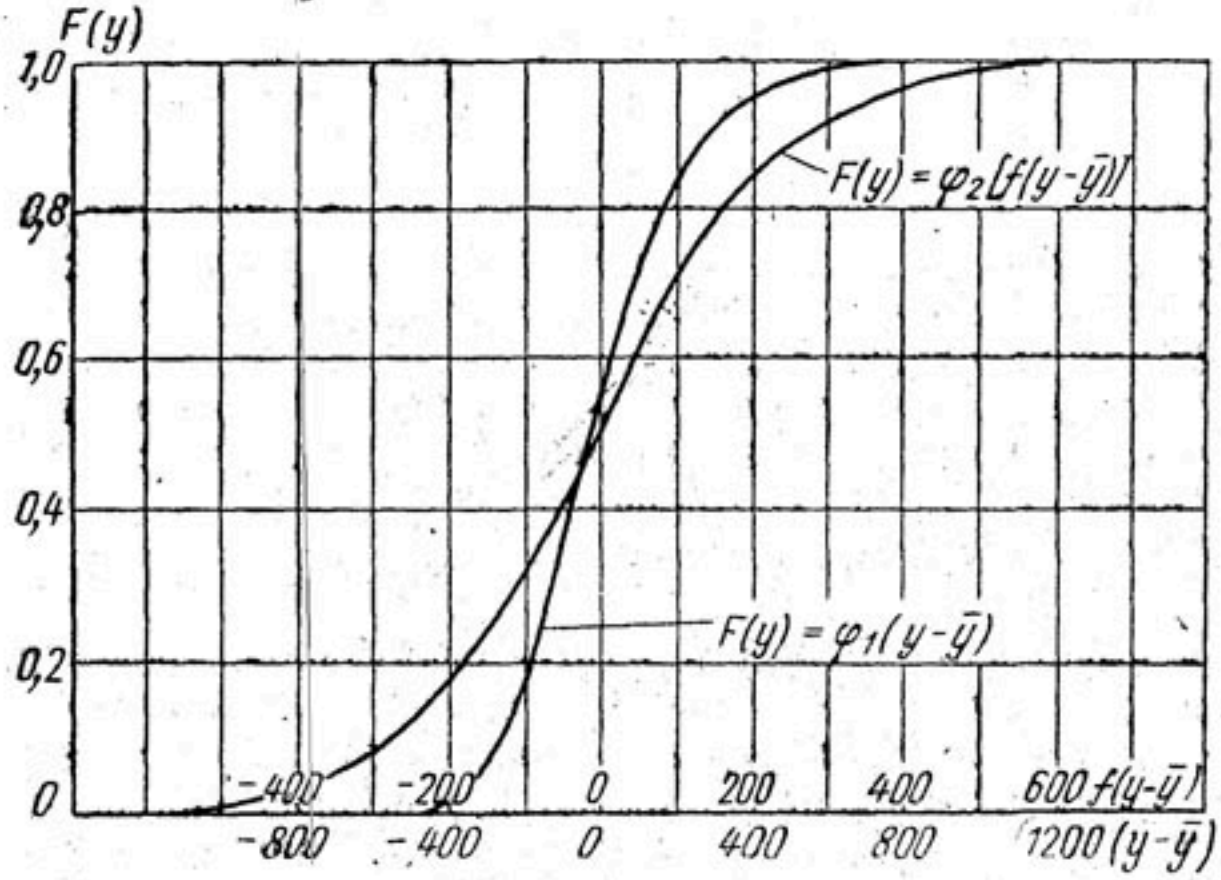

Рис. 1. График зависимости $F(y)=\varphi_1(y-\bar{y})$ и $F(y)=\varphi_2[f(y-\bar{y})]$

Для примера показан ход вычислений применительно к сток половодья реки Арагви у с. Жинвали.

$\bar{y}=695$ млн. $м^3$, $\sigma_y=214$ млн. $м^3$, $C_{v_y}=0{,}31$, $C_{s_y}=0{,}62$.

P_y%	P_y	K_y	$(y-\bar{y})=\bar{y}(K_y-1)$	$F(y)=1-P_y$	$\Phi[f(y-\bar{y})]=F(y)-0.5$	$f(y-\bar{y})$	$f(y-\bar{y})\sigma_y$
0,1	0,001	2,239	861	0,999	0,499	3,10	663
1,0	0,01	1,860	596	0,99	0,49	2,33	499
10	0,10	1,413	287	0,90	0,40	1,28	274
50	0,50	0,968	—22	0,50	0,00	0,00	0
75	0,75	0,776	—156	0,25	—0,25	—0,67	—143
90	0,90	0,630	—258	0,10	—0,40	—1,28	—274
95	0,95	0,553	—311	0,05	—0,45	—1,64	—351
99	0,99	0,423	—401	0,01	—0,49	—2,33	—499
99,9	0,999	0,306	—482	0,001	—0,499	—3,10	—663

Приступая к построению прогностического графика, подставляем в формулу (5) известные нам значения r, σ_y, σ_s, $\bar{y}$ и $\bar{s}$. Для бассейна Арагви, в частности, получаем выражение

$$F(y/s)=0{,}5+\Phi\left[\frac{f(y-695)-0{,}54\,(s-739)}{171}\right].$$

Задаемся интересующими нас значениями обеспеченности, чаще всего такими: 99%, 95, 75, 25, 5 и 1% — и последовательно нахо-

дим $F(y/s)$ и далее по формуле (5) значения $\Phi[z]$. По таблице $\Phi(z)$ находим соответствующие им значения

$$z = \frac{f(y - 695) - 0{,}54(s - 739)}{171}.$$

Эти вычисления приводятся ниже, они могут служить для аналогичных расчетов и применительно к любым другим рекам.

$P(y/s)$%	$P(y/s)$	$F(y/s)$	$\Phi(z)=F(y/s)-0{,}5$	z
99	0,99	0,01	—0,49	—2,33
95	0,95	0,05	—0,45	—1,64
75	0,75	0,25	—0,25	—0,67
50	0,50	0,50	0,0	0,0
25	0,25	0,75	0,25	0,67
5	0,05	0,95	0,45	0,67
1	0,01	0,99	0,49	2,33

Задаемся тремя значениями снегозапаса s — средним, близким к максимальному и близким к минимальному из наблюденных — и для каждого из них находим $f(y—695)$ для всех значений z и, следовательно, для всех значений обеспеченности $P(y/s)$. По графику (см. рис. 1) находим соответствующие им $F(y)$ и затем $(y—695)$, откуда получаем y, соответствующие принятым значениям обеспеченности $P(y/s)$.

Расчеты удобно производить в табличной форме. Ниже приводим расчет для реки Аратви для значения s, равного 439 *мм*.

Пример расчета величин стока половодья различной обеспеченности для реки Арагви

$P(y/s)$ %	z	s	$s—739$	$0{,}54 \times (s—739)$	$171 \cdot z$	$f(y—695)$	$y—695$	y
99	—2,33	439	—300	—162	—398	—560	—460	235
95	—1,64	439	—300	—162	—280	—442	—390	305
75	—0,67	439	—300	—162	—115	—277	—260	435
50	0	439	—300	—162	0	—162	—170	525
25	0,67	439	—300	—162	115	—47	—80	615
5	1,64	439	—300	—162	280	118	120	815
1	2,33	439	—300	—162	398	236	240	935

После этих расчетов строим график для прогноза стока (рис. 2), на который наносим эмпирические точки, соответствующие парам значений стока половодья и снегозапаса, а линии различной

обеспеченности проводим в соответствии с вышеприведенными вычислениями для нескольких принятых значений s.

При составлении прогноза по заданному значению снегозапаса на горизонтальной оси находим соответствующую ему

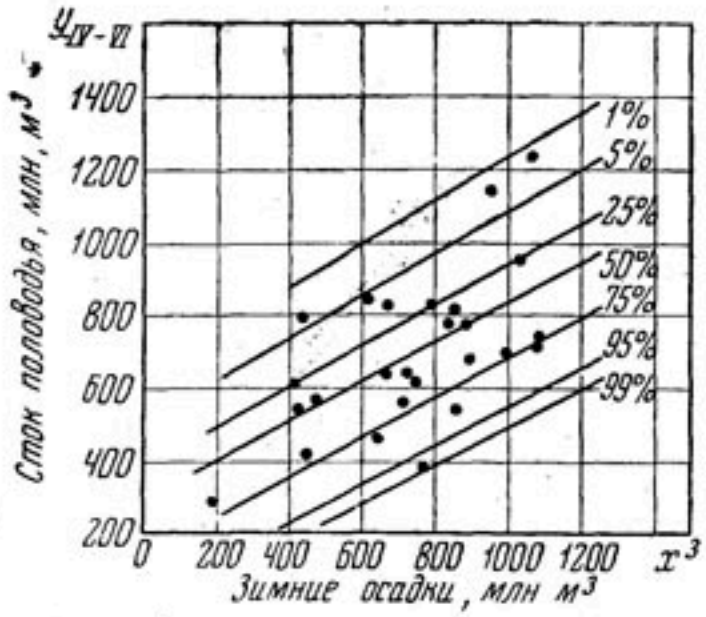

Рис. 2. График для прогноза стока половодья (в вероятностной форме)

абсциссу и на вертикальной линии, проведенной из этой точки, снимаем значения ожидаемого объема половодья различной обеспеченности.

Аналогичным способом может быть разработан прогноз максимального расхода за период половодья.

А. С. НЕМАЛЬЦЕВ

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТОКА РЕК ШВЕЦИИ

Сток рек горных стран представляет интерес в связи с тем, что горные хребты обусловливают трансформацию воздушных масс и в сочетании с другими особенностями определяют своеобразие климатических условий. В данной работе сделана попытка применить методику изучения стока горных рек (разработанную для Урала, Кавказа и Средней Азии) к территории Швеции — первой материковой преграде на пути движения воздушных масс с Атлантики. Кстати, в Швеции имеется, пожалуй, самая густая сеть гидрометрических станций, что в значительной степени способствует более детальному анализу стока на территории этой горной страны.

В статье рассматривается средний многолетний, максимальный и минимальный сток рек Швеции и его годовая изменчивость.

Для территории Швеции уже составлялись карты среднего многолетнего стока. Первая карта была составлена Слеттенмарком — карта среднегодовых расходов рек с расходами воды 5 $м^3/сек$ и выше. Позже Норлиндом (Людин, 1934) была составлена новая карта стока в изолиниях. Эта карта впоследствии была уточнена Б. Д. Зайковым (1938) и использована для составления карты среднего годового стока Европы. Уточнения относились главным образом к предгорьям, где данные Норлинда оказались преуменьшенными.

В. В. Куприяновым была составлена карта изолиний среднегодового модуля стока для Скандинавии. На этой карте стоковые характеристики отнесены к центру водосбора. Однако автор справедливо отмечает, что «...в Швеции, где многие крупные реки имеют горный водосбор в верхнем течении и равнинный — в нижнем, строго говоря, сток правильнее относить к средней высоте водосбора, которая не совпадает с центром бассейна» (1960, стр. 100).

Нами была составлена карта среднего многолетнего стока для территории Швеции (рис. 1) по полученным зависимостям модуля

большими различиями в климатических условиях, рельефе, озерности и других природных характеристик отдельных рек.

На карте (см. рис. 1) проведены изолинии модулей среднемноголетнего стока со значениями 6, 8, 10, 15, 20, 25, 30, 35 *л/сек км²*.

Географические закономерности распределения модуля среднемноголетнего стока.

Средний многолетний сток на территории Швеции имеет ярко выраженную зависимость от особенностей циркуляционных процессов атмосферы, определяющих климатические условия на территории страны как в увлажнении, так и в потерях стока на испарение. Существенное влияние на условия формирования стока рек имеют широтное положение отдельных бассейнов рек и ориентировка горных склонов, в отдельных районах — местные факторы: озерность, заболоченность, степень облесенности площади водосбора, водно-физические свойства почв и грунтов.

В связи с различным сочетанием факторов, формирующих сток рек страны, здесь весьма значительны пределы колебания величины модуля среднего многолетнего стока: от 6—8 *л/сек км²* на юго-востоке страны до 35—40 *л/сек км²* в горных районах, вдоль западной границы страны.

При рассмотрении карты среднего многолетнего стока (см. рис. 1) видно, что изолинии имеют, в общем, меридиональное направление (восточный склон Скандинавских гор и Норландского нагорья, Средняя и Южная Швеция), а в районах с повышенной водностью образуют замкнутые системы. (Это отчетливо выявилось бы при построении карты модулей среднего многолетнего стока данным методом для всей Скандинавии; районы с водностью 30—40 *л/сек км²* ограничивали бы все горные возвышения этой территории.)

Изолинии модулей среднего многолетнего стока на территории страны очень хорошо согласуются с распределением осадков и среднегодовых температур; районам с наибольшим количеством осадков и более низкими среднегодовыми температурами соответствуют районы с повышенной водностью.

В северной части Швеции главные центры водности расположены вдоль восточного склона Скандинавских гор, где осадки достигают 1000 *мм* и больше и где в питании рек принимают участие ледники высокогорных районов. Модуль стока в этих районах достигает наибольшей величины — 40 *л/сек км²* и более. По мере приближения к Ботническому заливу наблюдается снижение водности до 8—10 *л/сек км²*. Это уменьшение стока объясняется общим понижением местности и соответственным уменьшением количества атмосферных осадков.

Для средней части Швеции — равнинной территории, защищенной от влияния Атлантики, характерна наименьшая водность, составляющая всего 6—10 *л/сек км²*, что обусловлено сравнительно небольшим количеством осадков (500—600 *мм*) и значительным

испарением (по В. В. Куприянову, 1960); испарение в данном районе составляет 300—350 *мм*.

В юго-западной и западной частях Южной Швеции вновь наблюдается увеличение модуля среднего многолетнего стока от 10 *л/сек км²* до 20—22 *л/сек км²*. Для этой части территории, как указывалось выше, были получены обратные связи модуля стока со средней высотой водосбора, т. е. уменьшение величины модуля стока с увеличением средней высоты водосбора. Это вызвано тем, что наибольшее количество осадков выпадает в прибрежном районе, а не на возвышенности Смоланд (Занина, 1964). Помимо того, здесь в питании рек принимают участие грунтовые воды. Влиянием этих двух факторов (распределением осадков и выклиниванием грунтовых вод) объясняется своеобразное распределение модуля стока в данном районе.

Максимальный сток рек. Наибольшие расходы рек Швеции обычно связаны со снеготаянием и наблюдаются в период весеннего половодья в апреле—июне в зависимости от широтного и высотного положения площади водосбора.

Особенно характерны максимальные расходы в период снеготаяния для рек Северной Швеции. Величина максимальных расходов здесь в первую очередь зависит от запасов воды в снеге, от количества осадков, выпадающих в период половодья, глубины промерзания почвы и температуры воздуха, определяющей интенсивность таяния снегового покрова. Доля грунтового питания в стоке рек этого района незначительна.

Абсолютные значения модулей максимального стока зависят от многих факторов, и в первую очередь от количества осадков и их сезонного распределения, площади водосбора, рельефа, грунтов, озерности, заболоченности и степени облесенности площади водосбора. Особенно заметно влияние озерности: так, например, на гидростворе реки Гета-Эльв в верхнем течении, имеющем среднюю высоту водосбора 270 *м* и озерность 4,6%, модуль максимального стока равен 96 *л/сек км²*, а на гидростворе, расположенном при выходе из озера Венерн, при средней высоте водосбора 250 *м*, а озерности 18,6% модуль максимального стока равен всего 13,4 *л/сек км²*.

Для составления карты средних модулей максимальных расходов воды (50% обеспеченности) были построены зависимости модуля максимального стока от средней высоты водосбора. Связи получились удовлетворительные и это позволило выделить на территории Швеции 15 районов (рис. 2).

На основе рассмотренных зависимостей модуля максимального стока от средней высоты водосбора была построена карта изолиний распределения на территории Швеции модулей максимального стока (рис. 2), из которой видно, что модули максимального стока изменяются на территории страны в очень широких пределах: от 340 *л/сек км²* вдоль западной границы страны, в Скандинавских горах, до 25 *л/сек км²* и менее в средней равнинной и

юго-западной частях страны. Для северной части характерным является увеличение модулей максимального стока с повышением средней высоты водосбора от 50 *л/сек км²* в пределах Норландского нагорья до 340 *л/сек км²* в наиболее высоких районах Скандинавских гор.

В средней и южной частях страны наблюдается существенное уменьшение модулей максимального стока до 70—25 *л/сек км²*, что объясняется равнинностью рельефа здесь. Для западного склона возвышенности Смоланд (район 14) характерно даже уменьшение модуля максимального стока с увеличением средней высоты водосбора, что объясняется соответственным распределением осадков в этой части страны.

Вообще в Швеции распределение изолиний модулей максимального стока очень хорошо согласуется с распределением осадков по территории; районам с наибольшим количеством осадков соответствуют и большие значения модулей максимального стока. Некоторое отклонение от этого правила наблюдается в районах со значительной озерностью. Так, например, на величину модуля максимального стока большое влияние оказывают крупнейшие озера страны — Венерн, Веттерн и другие.

Минимальный сток рек. Реки Швеции «обладают значительной водностью в течение всего года. Пересыхание или перемерзание рек — явление очень редкое и может наблюдаться лишь в восточной части полуострова на очень малых реках с площадью бассейна менее 50—100 *км²*. Однако даже столь малые реки пересыхают только в исключительно засушливое лето (1914 г.)» (Куприянов, 1960, стр. 113—114). Как показали наши исследования, средняя высота водосбора почти не оказывает никакого влияния на величину модуля минимального стока.

Минимальный сток на территории страны зависит главным образом от распределения осадков внутри года и величины регулирующей емкости озер и болот; несомненно также и большое влияние хозяйственной деятельности человека.

Следует отметить, что озера и болота оказывают решающее действие и определяют величину модуля минимального стока.

В распределении минимального стока по территории страны можно выделить следующую закономерность: по мере продвижения с севера на юг величина модуля минимального стока уменьшается.

Наибольшие величины модуля минимального стока наблюдаются в северной части Швеции. Это объясняется тем, что «Скандинавские горы имеют выравненные плоские вершины с наличием большого количества озер и болот. Реки этого района обладают высокой водностью в течение всего года» (Куприянов, 1960, стр. 115). Модули минимального стока здесь колеблются от 1,4—1,7 *л/сек км²* для рек с малой озерностью до 7,0—7,5 *л/сек км²* для хорошо зарегулированных рек. Преобладающие здесь модули 2—5 *л/сек км²*.

В южной части страны наблюдается резкое уменьшение минимального стока: для рек с малой озерностью до 0,2—0,5 *л/сек км²* и для хорошо зарегулированных рек до 4,0—4,4 *л/сек км²*.

Особенно следует остановиться на реке Гета-Эльв (см. рис. 2, река 108), где на гидрологической станции 243 при выходе из озера Венерн наблюдается самый большой модуль минимального стока— 9,8 *л/сек км²*. Это объясняется большой регулирующей способностью озера.

Для сравнения приведем величины годовых модулей стока для данной гидрологической станции:

$$M_{\text{макс}} = 13{,}4 \text{ л/сек км}^2,$$

$$M_{\text{год}} = 11{,}6 \text{ л/сек км}^2,$$

$$M_{\text{мин}} = 9{,}8 \text{ л/сек км}^2.$$

Это подтверждает высказанное выше мнение о решающем влиянии озер и болот на величину минимального стока на территории страны.

Особенности распределения коэффициентов вариации C_v.

C_v годового стока. Для территории Швеции нами подсчитаны коэффициенты вариации годового стока рек по 187 пунктам. Однако составить карту изолиний не представилось возможным в связи с тем, что не было установлено зависимости коэффициента вариации ни от средней высоты водосбора, ни от величины площади водосбора, что вполне закономерно, так как непосредственное влияние на C_v резко меняющихся здесь климатических факторов несоизмеримо больше влияния средней высоты водосбора и площади водосбора. На величину коэффициента вариации C_v большое влияние оказывают различия в аккумулирующей способности отдельных бассейнов — наличие озер, болот, ледников и снежников. Несомненно, что на C_v большое влияние оказывает и хозяйственная деятельность человека.

Анализируя полученные данные, можно установить в общих чертах следующую закономерность в распределении коэффициентов вариации годового стока на территории страны.

Коэффициенты вариации годового стока на территории страны изменяются в пределах от 0,10 до 0,61 в зависимости от широтного положения водосбора. Наименьшие значения его — 0,10—0,26 наблюдаются в северной части страны и увеличиваются по мере приближения к югу до 0,14—0,61, и только в юго-западной части Южной Швеции они вновь уменьшаются до 0,18—0,38.

Такое распределение коэффициентов вариации годового стока, очевидно, вызвано особенностями циркуляционных процессов атмосферы и в соответствии с этим различной степенью устойчивости климатических условий, формирующих сток в каждом районе страны.

C_v максимального и минимального стока. Как показали проведенные исследования, коэффициенты вариации C_v

максимального и минимального стока не дают связи ни со средней высотой водосбора, ни с величиной его площади (точно так же, как и C_v годового стока). Связь между коэффициентами вариации годового и максимального стока выражена очень слабо. Поэтому можно сделать вывод, что на коэффициенты вариации максимального и минимального стока влияют те же факторы, что и на величину коэффициентов вариации годового стока. По указанным выше причинам не представилось возможным составить карту C_v максимального и минимального стока для территории страны в изолиниях. Однако для коэффициентов вариации максимального и минимального стока, как и для коэффициентов вариации годового стока, можно установить в общих чертах некоторые закономерности. Величина коэффициентов вариации максимального стока изменяется в широких пределах на территории страны — от 0,13—0,14 до 0,73—0,79; коэффициенты вариации увеличиваются по направлению к югу страны; амплитуда колебания значений коэффициентов вариации C_v уменьшается на хорошо зарегулированных реках.

Коэффициенты вариации минимального стока изменяются в гораздо больших пределах — от 0,14 до 1,13, что говорит о еще большем влиянии на изменчивость минимального стока климатических условий, озерности, заболоченности и степени облесенности площади водосбора, а также хозяйственной деятельности человека.

В распределении коэффициентов вариации минимального стока, точно так же как и в распределении коэффициентов вариации годового и максимального стока, наблюдается тенденция к увеличению коэффициентов вариации по направлению с севера на юг. Наименьшая амплитуда колебания коэффициентов вариации минимального стока наблюдается на хорошо зарегулированных реках и в юго-западных районах Южной Швеции, где более равномерное внутригодовое распределение осадков. Так, например, в районе рек Лаган, Фуллеон, Ниссан, Этран, Вискан, Рольфсон (реки 98—106) коэффициенты вариации минимального стока изменяются от 0,35 до 0,43. В то же время в рядом расположенном бассейне рек Гета-Эльв и Орекильсельвен (реки 108—110), имеющем бóльшие размеры и соответственно значительные разнообразия в физико-географических условиях, коэффициент вариации минимального стока колеблется в довольно значительных пределах в различных створах одного и того же бассейна. Коэффициент вариации минимального стока меняется здесь от 0,17 до 1,02.

ЛИТЕРАТУРА

Александровская Н. В., Ерамов Р. А. и др. Физическая география частей света. М., Изд-во «Высшая школа», 1963.

Богословский Б. Б. Озероведение. Изд-во МГУ, 1960.

Быков В. Д. Сток рек Урала. Изд-во МГУ, 1963.

Зайков Б. Д. Карта среднего годового стока Европы. «Тр. ГГИ», 1938, вып. 6.

Занина А. А. Климат Скандинавского полуострова. Л., Гидрометеоиздат 1964.
Куприянов В. В. Сток и испарение с речных водосборов Скандинавии. «Тр ГГИ», 1960, вып. 78.
Людин А. Гидроэлектростроительство Скандинавии. Л., Энергоиздат, 1934.
Похлебкин В. В. Швеция, Норвегия, Дания, Исландия. М., Географгиз, 1956.
Реклю Э. Швеция и Норвегия. СПб., 1895.
Рихерт И. Г. Подземные воды и, в частности, подземные воды Швеции. Киев, 1914.
Шелапутин П. А. Швеция. Физико-географический очерк. БСЭ, изд. 2, т. 47.
Melin R. Vattenföringen i Sveriges floder. Stockholm, 1955.

В. Д. БЫКОВ

ХИМИЧЕСКИЙ СТОК РЕКИ ОКИ

Река Ока крупнейшая после Волги водная артерия Центральной России. Она — последний крупный резерв для водоснабжения столицы нашего государства — Москвы.

Изучение Оки в целях принятия мер к сохранению высокого качества ее вод является неотложной задачей для будущего водоснабжения Москвы, а также современного и будущего водоснабжения ряда крупных промышленных городов, расположенных на берегах Оки и ее главных притоков.

Качество вод Оки и ряда ее притоков значительно ухудшилось за последние 30—40 лет, и есть все основания серьезно опасаться за состояние вод этих рек в ближайшие 30—40 лет, когда потребность в «чистой» воде значительно возрастет. Не следует забывать, что Ока после Камы является одним из главных притоков Волги и что качество ее вод должно неизбежно отражаться на качестве вод Волги, всегда занимавшей важное значение в хозяйственной жизни нашей страны.

Приведенные в этой статье материалы подтверждают, что воды Оки значительно загрязняются.

Ряд притоков Оки — Москва-река, ниже г. Москвы, Яуза, Нара, Уводь, Клязьма и некоторые другие реки Окского бассейна— уже не могут быть использованы для водоснабжения.

Загрязнение речных, озерных и подземных вод есть прежде всего результат бездумного и не хозяйственного отношения к ним, основанного на ошибочном предположении, что природные воды извечны в своих качествах и неистощимы в своей основе.

Реки, озера, водохранилища представляют собой сложнейшие живые организмы, чутко отзывающиеся на любые мероприятия, изменяющие их режим и установившийся баланс как в количественном, так и в качественном отношении.

Для расчета химического стока Оки были использованы материалы с 1951 по 1961 г., на основе которых построены кривые

$\Sigma_u = f(Q)$ для гидростворов: Орел, Белев, Калуга, Рязань, Муром, Новинки. За исключением Мурома, указанные зависимости выражены для каждого из названных пунктов одной гиперболой хорошо обоснованной точками связи суммы ионов и расходов воды. Для Мурома за этот период получены три линии связи $\overline{\Sigma}_u = f(Q)$. Одна из них, с несколько пониженными значениями минерализации в период открытого русла, относится к 1951 г., который по своей водности близок к среднему, но характеризуется ранним приходом весеннего половодья. Другая относится к 1956 г., сравнительно маловодному, с повышенными значениями минерализации, и третья — основная, построенная по данным остальных семи лет, указанного выше периода — наиболее обоснована фактическими данными.

В целях экономии места названные выше кривые $\overline{\Sigma}_u = f(Q)$ показаны в совмещенном виде на одном графике (рис. 1). График дает наглядное представление об увеличении в среднем общей минерализации Оки по ее длине, что подтверждают и данные табл. 1.

Из таблицы видно, что значительное увеличение общей минерализации вод Оки как в межень, так и в половодье наблюдается вниз от Рязани.

По рабочим графикам связи $\overline{\Sigma}_u = f(Q)$ были произведены расчеты химического стока Оки за характерные по водности годы (табл. 2).

Таблица 1

Общая минерализация вод Оки по ее длине (в *мг/л*)

Гидростворы	При расходе воды, *м³сек*	
	200	1000
Орел	185	145
Белев	255	145
Калуга	325	145
Рязань	450	165
Муром	550	275
Новинки . . .	600	285

Химический сток Оки изменяется от Орла до Новинок в средний по водности год от 0,243 млн. *т* до 8,81 млн *т*; в многоводный год от 0,268 млн. *т* до 9,78 млн. *т*, а в маловодный от 0,165 млн. *т* до 7,05 млн. *т*.

Распределение химического стока по сезонам года в процентах от годового сравнительно равномерно как по длине реки, так и в зависимости от водности года; в среднем для периода зимней межени химический сток составляет 33%, для половодья — 32 и для летне-осенней межени — 35%.

Соотношение главных ионов в водах Оки по данным за 1947 — — 1952 гг. в основном устойчиво по всей длине реки от Орла до Новинок, что видно на рис. 2, где представлено совмещенное по длине Оки соотношение ионов HCO_3', SO_4'', $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ от $\overline{\Sigma}_u$ для пунктов — Орел, Калуга, Рязань и Новинки.

Из рис. 2 видно, что соотношение $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ характеризуется одной зависимостью (рис. 2, I и III) для всех четырех пунктов. Зависимость для SO_4'' для пунктов Калуга и Новинки индивидуальны:

Таблица 2

Годовой и сезонный химический сток Оки в характерные по водности годы*

Наименование створа	Площадь водосбора, км²	Водность, годы	Химический сток, млн. *Т*.			
			зимняя межень	половодье	летне-осенняя межень	год
Орел	4 890	средний 1957	0,081 / 33	0,082 / 34	0,080 / 33	0,243 / 100
		маловодный 1949	0,052 / 32	0,060 / 36	0,053 / 32	0,165 / 100
		многоводный 1952	0,088 / 33	0,112 / 42	0,068 / 25	0,268 / 100
Калуга	54 900	средний 1957	0,74 / 33	0,66 / 30	0,81 / 37	2,21 / 100
		маловодный 1949	0,65 / 55	0,55 / 30	0,66 / 35	1,86 / 100
		многоводный 1952	0,83 / 33	0,84 / 33	0,86 / 36	2,53 / 100
Рязань	97 700	средний 1957	1,44 / 35	1,12 / 28	1,53 / 37	4,08 / 100
		маловодный 1949	1,25 / 38	0,87 / 37	1,16 / 35	3,28 / 100
		многоводный 1952	1,48 / 34	1,31 / 30	1,61 / 36	4,40 / 100
Муром	188 000	средний 1957	2,10 / 31	2,54 / 37	2,19 / 32	6,83 / 100
		маловодный 1949	1,86 / 31	2,12 / 35	2,05 / 34	6,03 / 100
		многоводный 1952	2,78 / 36	2,24 / 30	2,58 / 34	7,60 / 100
Новинки	245 000	средний 1957	2,72 / 31	3,15 / 36	2,94 / 33	8,81 / 100
		маловодный 1949	2,12 / 30	2,26 / 32	2,68 / 38	7,05 / 100
		многоводный 1952	3,25 / 33	2,84 / 29	3,69 / 38	9,78 / 100

* Обработка материалов выполнена В. В. Брусковой под руководством автора.

они характеризуются повышенным содержанием SO_4'' у Калуги (рис. 2, II а) и в особенности у Новинок (рис. 2, III б) сравнительно с пунктами Орел и Рязань. Зависимость HCO_3' для пунктов Орел, Калуга и Рязань общая (рис. 2, IV), а для Новинок (рис. 2, IV а) характер-

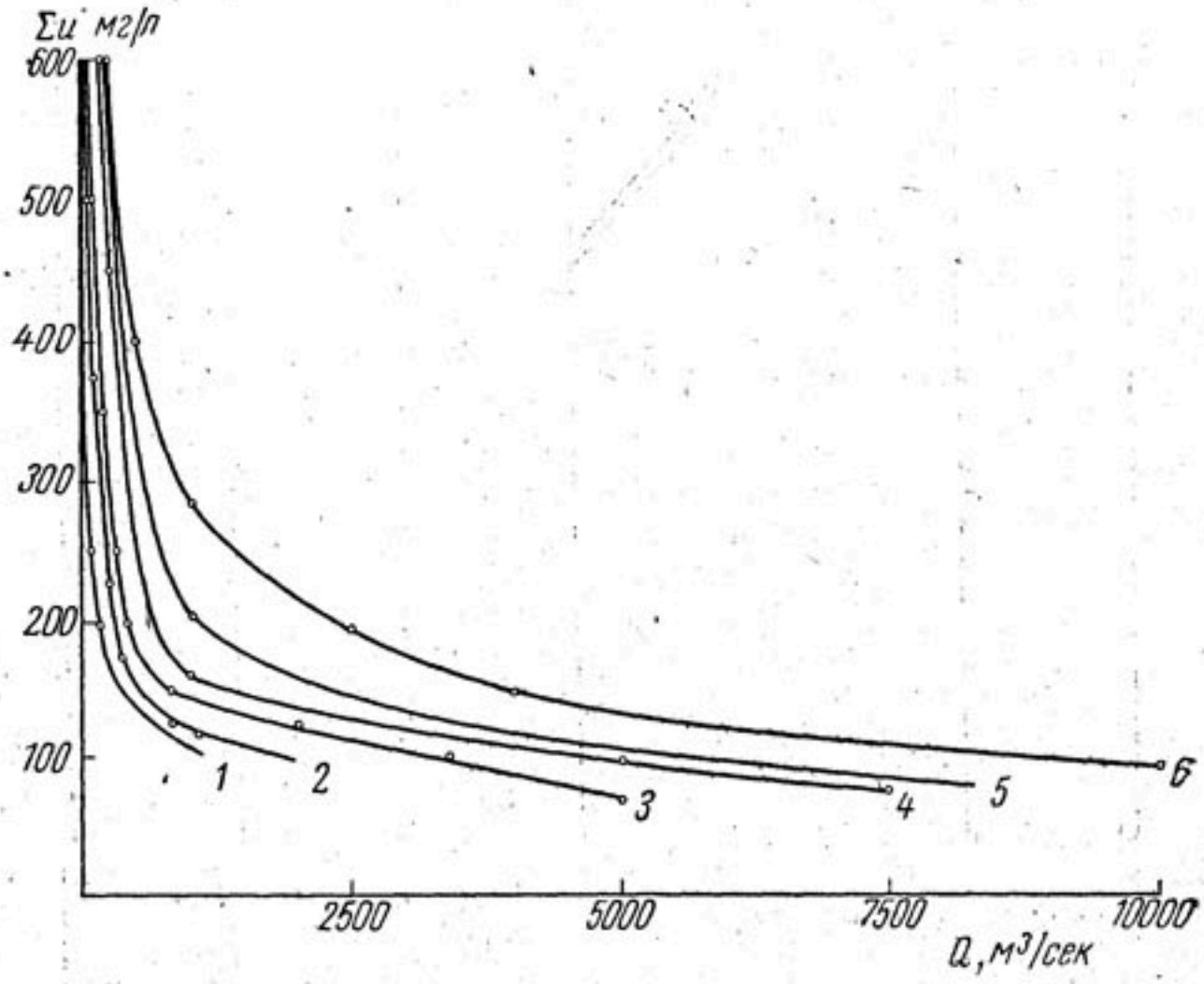

Рис. 1. Зависимость минерализации реки Оки от расходов воды. Пункты: *1* — Орел, *2* — Белев, *3* — Калуга, *4* — Рязань, *5* — Муром, *6* — Новинки

но пониженное содержание HCO_3' при повышенном содержании SO_4'' (рис. 2, III б). Содержание Na' в водах Оки у Орла возрастает с ростом суммы ионов от 4 до 20 — 25 *мг/л* при сумме ионов в 650 *мг/л*, а Cl' — от 0,5 до 10 *мг/л*.

Режим содержания отдельных ионов в основном следует за изменением режима водного стока. Минимальное содержание всех ионов наблюдается в период половодья, а максимальное в период зимней межени.

В летнюю и осеннюю межень наблюдаются значительные колебания величин отдельных ионов вследствие прохождения дождевых паводков. Это явление очень ярко выражено в многоводные годы, изобилующие летне-осенними паводками.

Колебания величин HCO_3' в летнюю межень у Орла в пределах 200—355 *мг/л*, у Калуги от 175 до 275 *мг/л*.

Содержание иона Ca'' у Орла колеблется в течение года от 30

до 97 *мг/л*, у Калуги от 16 до 92 *мг/л*, у Рязани от 40 до 110 *мг/л*, а у Новинок от 12 до 90 *мг/л*.

Содержание иона $Mg^{\cdot\cdot}$ у Орла от 3—5 *мг/л* до 20—30 *мг/л*, у Калуги от 3 до 22 *мг/л*, у Рязани 5—10 *мг/л* и у Новинок от 4 до 25 *мг/л*.

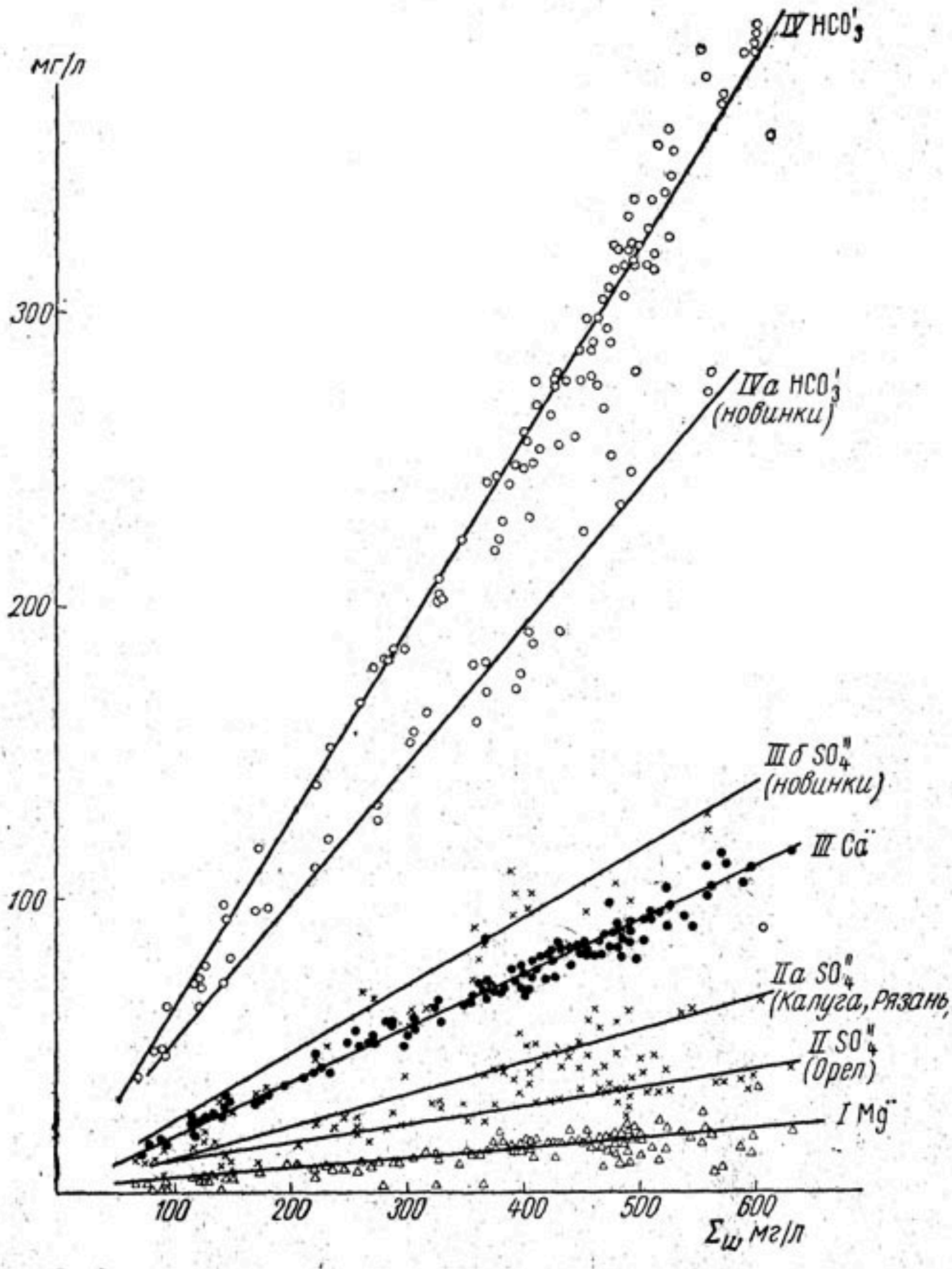

Рис. 2. Совмещенный график зависимости главных ионов от суммы ионов реки Оки (для пунктов Орел, Калуга, Рязань, Новинки)

Содержание иона SO''_4 у Орла от 5—10 (в половодье) до 40—90 *мг/л* в зимнюю межень, соответственно у Калуги от 5—15

до 55—65 *мг/л*, у Рязани от 13—25 до 35—50 *мг/л* и у Новинок от 15—25 до 105—125 *мг/л*.

Содержание ионов $Na^{\cdot}+K^{\cdot}$ и Cl' для всех названных выше пунктов колеблется в пределах: Cl'—0,2—4 *мг/л*, $Na^{\cdot}+K^{\cdot}$ от 2—до 20 *мг/л*.

Среднее содержание NO'_3 для створа Калуга 1,19—2,08 *мг/л*, наивысшее 4,6 *мг/л*, а минимальное 0,2 *мг/л*; у Рязани 1,13 *мг/л* при наивысшем содержании 2,2 *мг/л* и минимальном 0,3 *мг/л*; у Новинок среднее содержание 0,88—1,97 *мг/л* при максимуме 3,84 *мг/л* и минимуме 0,1—0,6 *мг/л*.

Минимальное содержание иона NO'_3 наблюдается в летние месяцы при развитии фитопланктона и водной растительности, к осени содержание NO'_3 уменьшается и достигает своего минимума зимой. Среднее содержание Si в окских водах в пределах 3—8 *мг/л*. Максимум содержания Si в зимний период: у Орла от 5,2 до 18,8 *мг/л*, у Калуги 5,6—8,6 *мг/л*, у Новинок 6,9—8,8 *мг/л*, в зависимости от водности зимней межени. Наименьшее содержание Si 1—4 *мг/л* в период половодья, а в летний период режим содержания Si изменяется от 2,12 до 5,68 в зависимости от водности летней межени.

Средняя величина окисляемости для годового цикла колеблется от 4,7 до 9,4 *мг* O_2*/л*. Наименьшее значение в верховьях реки у Орла 5,85—6,65, а наивысшее у Новинок 7,21—9,49 *мг* O_2*/л*. В период половодья величина окисляемости колеблется в пределах от 4,28 до 13,75 *мг* O_2*/л*. Наибольшая величина окисляемости у Орла 7,8—15,9, у Калуги 9,3—10,8 *мг* O_2*/л*, у Рязани 7,8—16 *мг* O_2*/л*, а у Новинок, где река значительно загрязняется сточными водами, окисляемость даже зимой достигает значения 12—17 *мг* O_2*/л*, в то время как у Орла, Калуги и Рязани окисляемость в зимний период колеблется в пределах всего лишь 2—8,5 *мг* O_2*/л*.

Содержание CO_2 в зимний период вследствие питания реки грунтовыми водами и окислительного процесса значительно увеличивается. Это увеличение прослеживается и по длине реки. Если у Калуги зимой CO_2 достигает значений 11—18 *мг/л*, то у Новинок содержание CO_2 увеличивается до 15—35 *мг/л*. После прохода весеннего половодья содержание CO_2 быстро уменьшается, снижаясь у Калуги до 0,5—3,3 *мг/л*, а у Новинок до 0—0,8 *мг/л*. В среднем в зимний период содержание CO_2 в водах Оки колеблется в пределах 8—26 *мг/л*, а в летнюю межень от 2 до 4 *мг/л*.

Содержание кислорода в водах Оки колеблется в зимний период от 5 до 12 *мг/л*, а в летний период от 9 до 15 *мг/л*. Величина концентрации ионов водорода в водах Оки колеблется в пределах от 6 до 8,3 с несколько повышенным содержанием в летний период.

Изменение химического состава вод Оки по ее длине определяется, помимо особенностей, обусловливаемых геологическим строением и гидрогеологическими условиями ее бассейна, химическим составом вод ее притоков и сбросных вод крупных городов и промышленных комплексов, расположенных на берегах Оки и ее

притоков. Если притоки Оки в ее верховьях выше г. Калуги могут быть отнесены к чистым рекам, то все последующие притоки Оки в той или иной степени загрязнены. Это в особенности относится к реке Оке ниже г. Коломны, где в нее впадает Москва-река, ниже Мокша с Цной и Клязьма. Но наиболее активно воздействует на химический сток Оки сброс сточных вод промышленности городов Орла, Калуги, Серпухова, Коломны, Рязани, Мурома и Дзержинска.

Материалы наблюдений Гидрометеослужбы СССР не позволяют в полной мере выявить влияние на химический сток Оки всех факторов, которые были указаны выше, и в частности влияние притоков Оки и крупных городов, расположенных на ее берегах. В какой-то степени это сделано во время экспедиционных исследований Оки, проведенных С. В. Бруевичем и Б. А. Скопинцевым, В. И. Жадиным, Ю. М. Залесским, Н. Г. Озерецковской и Н. Ф. Смирновой, А. Г. Родиной (Бакастов, 1962; Близняк и др., 1945; Бруевич, Скопинцев, 1935; Жадин, 1964; Залесский, 1964; Озерецковская, Смирнова, 1964), которые выявили ряд важных и интересных особенностей химического и биологического изменения вод Оки почти на всем ее протяжении. Такого вида исследования с учетом воздействия на химический состав и сток вод Оки ее главных притоков и крупных промышленных центров заслуживают самого серьезного внимания и всяческого поощрения с целью их неоднократного повторения для учета указанных выше воздействий в различных условиях и фазах водного режима Оки в отдельные годы.

При рассмотрении солевого комплекса вод Оки за период 1948—1961 гг. следует отметить, что в содержании хлоридов и щелочных ионов, гидрокарбонатного иона, а также и щелочноземельных ионов наблюдается их синхронность в период половодья.

Характер изменения гидрокарбонатного иона за период 1948—1961 гг. не всегда одинаков. В 1956 г. содержание ионов постепенно уменьшается от 106 *мг/л* у Орла до 52 *мг/л* у Новинок, но в 1955 г. (а также и в 1950 г.) увеличивается от Орла до Рязани с 65 до 100 *мг/л*, а ниже Рязани уменьшается и у Новинок составляет всего 52 *мг/л*. Увеличение концентрации иона HCO'_3 у Рязани объясняется повышенным его содержанием в период половодья на Москве-реке. В зимнюю межень величина концентрации ионов HCO'_3 снижается от 390 *мг/л* (Орел) до 320 *мг/л* (Калуга); это соотношение в пределах от 260 до 320 *мг/л* сохраняется у Рязани, к Мурому и Новинкам уменьшается до 210—230 *мг/л*. В летнюю межень изменение содержания HCO'_3 характеризуется постепенным уменьшением от 340—310 *мг/л* у Орла до 150—180 *мг/л* у Новинок.

Величина концентрации щелочных ионов $Na^{\cdot}+K^{\cdot}$ уменьшается от Орла к Рязани с 5 до 2,50 *мг/л*, но уже у Мурома она увеличивается до 1—14 *мг/л* под влиянием химического стока вод реки Мокши с Цной, а у Новинок колеблется в пределах от 1 до 6 *мг/л*.

Содержание ионов Cl' в половодье на участке от Орла до Калуги колеблется в пределах от 2 до 5 *мг/л*, у Рязани под влия-

Величина окисляемости в летнюю межень повышается от 5,4 *мг* O_2/*л* у Орла до 10 *мг* O_2/*л* у Новинок, а в 1950 г. до 13,6 *мг* O_2/*л*. Следует отметить повышение окисляемости у Калуги, а также у Рязани (5,6 *мг* O_2/*л*) и Мурома (7,7—10,4 *мг* O_2/*л*) под влиянием сточных вод этих городов. В период зимней межени значение окисляемости на участке Орел—Белев повышается от 2 до 5 *мг* O_2/*л*: у Калуги до 5 *мг* O_2/*л*, у Рязани 4,6 *мг* O_2/*л*, с колебаниями от 3,8 (1949 г.) до 5,8 *мг* O_2/*л* (1950 г.), у Мурома до 7 *мг* O_2/*л* и у Новинок в среднем 6,8 *мг* O_2/*л*, с колебаниями до 12 *мг* O_2/*л* и более.

В период половодья содержание органического вещества увеличивается у Орла и Калуги с 7,8 до 10,8 *мг* O_2/*л*, у Мурома до 13,4 *мг* O_2/*л* и у Новинок до 12—15 *мг* O_2/*л*.

Эти характеристики несколько ниже полученных в 1959 г. Н. Г. Озерецковской и Н. Ф. Смирновой. По данным указанных авторов, ниже впадения Москвы-реки органические вещества достигают значения 16 *мг* O_2/*л*, ниже устья Прони до 40 *мг* O_2/*л* и Клязьмы — 21,7 *мг* O_2/*л*.

Содержание нитратов в водах Оки неустойчиво: у Орла 2 *мг/л*, у Калуги 1,5 *мг/л*, у Серпухова 1 *мг/л*, у Рязани (под влиянием стока Москвы-реки) 1,5 *мг/л* и у Новинок 1 *мг/л* и более.

Химические характеристики Оки и ее главных притоков в период летней межени 1953 и 1954 гг. можно видеть в табл. 3.

Для сопоставления современного и прошлого состояния химизма Оки в ее верховьях (район г. Кромы и г. Орла) можно воспользоваться данными Гидрометеослужбы СССР с позднейшими данными Зоологического института, представленными в табл. 4, из которой видно, что содержание сульфатов в 1959 г. оказалось выше (42,5 *мг/л*) против 1939 г. (27,9 *мг/л*); а хлоридов натрия и калия — ниже, чем в 1939 г.

Для сравнения современного и прошлого состояния химизма вод Оки в районах Калуги можно воспользоваться наблюдениями С. В. Бруевича и Б. А. Скопинцева за 1930 г. и более поздними наблюдениями Гидрометеослужбы и Зоологического института.

Заметного различия в составе воды Оки за период с 1924 по 1957 г. не обнаруживается. У г. Алексина количество сульфатов и хлоридов в 1959—1961 гг. сравнительно с 1924—1930 гг. повышается, это также можно отметить для Оки и в районе Серпухова.

Значительно более заметные изменения в химизме вод Оки наблюдаются ниже впадения Москвы-реки. Содержание NO'_3 увеличивается от 0,89 *мг/л* в 1930 г. до 4,25 *мг/л* в 1957 г., а величина окисляемости от 6,9 до 13 *мг* O_2/*л*. Значительно возрастает также содержание сульфатов, что можно видеть из табл. 5.

В районе Рязани наблюдается увеличение SO''_4 с 25,5 (1930 г.) до 49,2 *мг/л* (1959 г.), а также повышение окисляемости и Cl'.

У Новинок обнаруживается в последние годы повышение хлоридов, сульфатов, железа, соединений азота и органических веществ по сравнению с 1933—1935 гг. Хлориды увеличились с

Анализы воды реки Оки и ее основных

Даты	Название реки и гидроствора	t° воды	pH	O_2, мг/л / % насыщ.	CO_2, мг/л
1953 г.					
30/VII	Ока—Орел	24,6	7,59	—	—
28/VI	Ока—Белев	20,8	—	—	—
31/VII	Жиздра—Козельск	21,9	7,4	—	—
25/VIII	Угра—Товарково	22,6	7,4	—	—
30/VII	Ока—Калуга	22,2	7,5	8,61 / 98	—
26/VII	Москва-река—Коломна	21,0	7,35	—	—
30/VII	Ока—Рязань	22,0	7,58	—	—
10/VII	Проня—Быково	24,8	7,58	—	—
6/VII	Цна—Кузьмина Гать	23,0	—	—	—
21/VII	Мокша—Прянзерки	21,0	—	—	—
9/IX	Ока—Муром	13,1	7,26	9,09 / 84	7,0
28/VII	Клязьма—Ковров	—	6,0	6,59 / 75	4,4
10/VIII	Клязьма—Ковров	—	7,5	9,10 / 98	6,6
28/VII	Ока—Новинки	21,2	8,3	10,76 / 117	0,0
1954 г.					
31/VII	Ока—Орел	22,8	6,31	14,87 / 169	—
17/VIII	Зуша—Мценск	23,4	8,28	10,28 / 112	—
25/VIII	Ока—Белев	20,4	—	—	—
26/VIII	Жиздра—Козельск	21,0	—	—	—
20/VII	Угра—Товарково	23,8	—	—	—
15/VII	Протва—Спас Загорье	22,6	8,0	—	—
10/VIII	Ока—Калуга	21,6	7,45	6,5 / 73	—
28/VIII	Москва-река—Коломна	20,1	7,35	—	—
31/VII	Ока—Рязань	19,5	—	—	—
7/VII	Проня—Быково	25,4	—	—	—
12/IX	Мокша—Прянзерки	15,6	—	—	—
17/VII	Цна—Кузьмина Гать	24,2	—	—	—
16/VIII	Ока—Муром	20,7	7,35	10,6 / 115	—
18/VIII	Клязьма—Ковров	21,7	8,5	14,2 / 156	—
31/VII	Ока—Новинки	20,8	8,3	9,21 / 99	0,0

Таблица 3

притоков в летнюю межень 1953—1954 годов

$Ca^{"}$, мг/л	$Mg^{"}$, мг/л	$Na'+k'$, мг/л	HCO_3', мг/л	$SO_4^{"}$, мг/л	Cl', мг/л	NO_3', мг/л	Si, мг/л	Окисляемость, мг O_2/л	Σ ионов мг/л	$Fe^{"}$ мг/л
89,2	21,3	8,8	324,6	44,0	10,9	—	—	11,0	498,8	—
83,6	19,6	9,2	317,1	33,0	6,9	3,53	4,3	4,1	472,9	0,08
64,3	9,4	0,8	161,6	60,1	4,0	0,23	5,0	9,3	300,4	0,11
57,4	9,9	4,0	217,6	8,6	3,0	0,23	2,4	8,2	300,7	0,12
69,5	15,1	4,8	236,2	41,3	5,0	1,84	4,7	8,0	373,7	0,10
55,6	12,3	50,5	183,1	74,5	42,2	2,63	2,2	9,6	421,6	0,41
65,9	17,2	9,2	231,8	40,3	14,1	1,6	2,5	9,0	380,1	0,29
78,0	17,0	0,8	259,3	35,8	8,9	—	2,2	3,3	387,3	0,19
93,9	13,5	67,5	349,0	102,3	23,2	—	—	5,5	649,4	—
71,2	14,6	25,5	285,6	37,9	10,6	—	8,2	9,6	445,4	—
70,4	10,1	8,5	192,2	45,5	20,0	1,0	—	15,3	347,7	0,21
48,5	12,2	21,5	159,0	62,0	13,3	—	—	9,2	316,5	0,47
50,7	12,5	20,0	147,0	67,0	20,0	—	—	0,1	317,2	—
70,8	13,9	13,5	180,6	87,2	11,9	0,48	2,6	11,2	380,4	0,09
87,0	18,6	29,5	358,2	43,2	9,9	—	—	7,0	546,4	0,36
66,5	21,5	10,8	309,4	19,3	1,7	—	—	3,8	429,2	0,1
77,2	25,1	5,8	323,0	31,0	6,0	1,6	3,0	3,8	470,0	0,1
98,5	16,8	1,0	223,8	119,9	6,0	0,23	4,3	5,3	466,2	0,06
62,9	13,8	6,5	242,5	19,0	5,0	0,45	4,2	4,6	350,2	0,07
69,9	19,4	5,8	310,0	6,4	3,8	0,17	3,4	3,3	415,5	0,16
76,1	20,8	3,5	261,1	55,5	7,0	0,34	3,0	6,0	424,3	0,08
62,5	14,5	60,0	197,1	86,3	55,8	4,43	2,0	11,4	482,4	0,59
69,5	18,5	7,5	225,5	47,2	21,0	1,1	3,6	4,3	390,3	0,21
86,4	19,2	1,0	245,2	81,8	7,4	—	5,3	2,2	441,0	0,18
83,7	11,8	35,0	323,4	47,7	9,4	—	5,8	7,9	511,1	—
74,3	21,5	10,0	230,0	75,3	19,1	—	—	7,3	430,2	0,08
81,0	10,9	13,2	195,3	68,0	30,0	—	—	10,2	398,4	0,1
54,9	13,8	48,2	219,6	67,1	23,2	10,01	—	8,6	437,2	0,26
78,1	14,3	16,2	183,7	107,0	14,5	0,54	2,8	12,9	416,5	0,16

Таблица 4

Химизм воды в верховьях Оки

Пункты наблюдений	Дата	$Ca^{··}$, мг/л	$Mg^{··}$, мг/л	$Na^{·}+K^{·}$, мг/л	HCO_3', мг/л	SO_4'', мг/л	Cl', мг/л	Σu, мг/л	pH	O_2		Окисляемость мг O_2/л	NO_3', мг/л	$Fe^{··}$, мг/л	Si, мг/л
										мг/л	% насыщ.				
Кромы	29. VIII. 1939	64,8	20,1	28,2	310	27,9	11,6	462	7,4	—	—	11,5	0,13	0,2	—
Кромы	VII. 1959	89,0	18,3	7,0	314	42,5	6,7	458	7,8	8,76	76,1	8,1	0,18	0,16	6,6
Орел	VIII. 1955	87,1	24,9	23,0	382,8	36,9	9,7	564	7,4	—	—	13,5	—	0,20	—
Орел	VII. 1955	84,6	22,5	2,5	319,0	37,4	5,6	472	8,1	8,43	95,0	9,6	—	—	—
7 км ниже Орла	VII. 1924	78,0	—	—	—	54,0	—	—	8,0	8,36	—	—	—	0,35	—
11 км ниже Орла	VII. 1959	86,8	20,9	4,0	341,6	22,2	5,4	481	8,18	10,3	102,6	6,9	0,173	0,06	4,7

8,3 *мг/л* в 1932 г. до 25,5 *мг/л* в 1959 г., сульфаты с 77 до 106 *мг/л*, а NO'_3 с 0,0034 до 0,135 (1957 г.). Эти изменения следует отнести за счет влияния сточных вод г. Дзержинска.

Загрязнение Оки практически начинается с ее верховий, где в реку смываются загрязнения, вносимые в речные воды сельскими населенными пунктами.

Первым крупным источником загрязнения вод Оки является г. Орел, сбрасывающий 4700 $м^3/сут$ неочищенных и недостаточно очищенных сточных вод, которые характеризуются высокой окисляемостью и значительным содержанием взвешенных веществ, содержащих различные нефтепродукты и другие соединения. Ока ниже Орла содержит большое количество бактерий (свыше 13 млн. *кл/мл*) и самоочищается, по данным Ю. М. Залесского, примерно на протяжении 20—30 *км*, что является маловероятным.

Еще более значительно влияние на химический состав вод Оки г. Калуги, где ежесуточно сбрасывается в реку 260 000 $м^3$ сточных вод. Содержание бактерий в Оке, по данным А. Г. Родиной, ниже Калуги около 12 млн. *кл/мл*. Сбросы г. Калуги значительно загрязняют Оку и вызывают отравление рыбы.

В районе Алексина Ока в значительной степени самоочищается и перед Серпуховым, по данным А. Г. Родиной, ее воды содержат бактерий не более 2 млн. *кл/мл*.

Но у Серпухова и у впадения в Оку р. Нары, Ока вновь сильно загрязняется, что можно видеть по окисляемости: перманганатная доходит до 7,4 *мг* $O_2/л$, а бихроматная — до 37,3 *мг* $O_2/л$.

У Коломны близ впадения Москвы-реки Ока вновь значительно самоочищается, количество бактерий не превышает 3 млн. *кл/мл*, а величина окисляемости — 5,2 *мг* $O_2/л$.

Москва-река несет в Оку сильно загрязненные воды. По данным А. Г. Родиной, воды Москвы-реки содержат 8 млн. *кл/мл* бактерий. Сильное загрязнение вод Москвы-реки отмечалось еще в 1932—1933 гг. С. В. Бруевичем и Б. А. Скопинцевым. В настоящее время загрязненность вод Москвы-реки увеличилась.

Загрязнение Окских вод Москвой-рекой прослеживается почти до Рязани, где в Оку вновь поступает значительное количество (140 тыс. $м^3$) неочищенных сточных вод в основном через р. Трубеж. Величина окисляемости достигает 6—10 *мг* $O_2/л$, содержание нитратов доходит до 4—5 *мг/л*, а количество бактерий до 8 млн. *кл/мл*.

Влияние сточных вод Рязани прослеживается вниз по течению на протяжении 250 *км*.

У Мурома и Горбатова Ока вновь загрязняется, но все же воды Оки здесь чище, чем в ее среднем течении.

Последнее загрязнение в воды Оки вносит г. Дзержинск, где в Оку сбрасывается до 500 тыс. $м^3$ сточных вод. Судя по данным на гидростворе Новинки (ниже на 30 *км* Дзержинска), Ока уже не справляется с загрязнением посредством самоочищения, так как

величина окисляемости здесь 12 *мг* O_2/*л* и выше, содержание сульфатов до 100 *мг/л* и выше, количество бактерий более 9 млн. *кл/мл*.

Загрязненные воды Оки попадают в Волгу и ухудшают химический состав воды, что можно видеть из табл. 6, составленной В. В. Брусковой по данным В. И. Жадина, С. С. Бакастова, А. Г. Родиной, Н. Г. Озерецковской, Н. Ф. Смирновой.

Таблица 6

Сравнительная характеристика вод Оки

Пункты наблюдений	По С. С. Бакастову	По Н. Г. Озерецковской и Н. Ф. Смирновой							По А. Г. Родиной
	мутность орг. вещ.	БПК *мг* O_2/*л*	pH	окисл. бихр. *мг* O_2/*л*	Cl' *мг/л*	$NH_4^{\cdot}$ *мг/л*	$NO_3^{\prime}$ *мг/л*	$NO_2^{\prime}$ *мг/л*	общая численность бактерий
Ниже Серпухова	92,5 / 38,8	9,4	8,4	24,1	7,5	—	0,001	0,005	2200
Ниже устья Москвы-реки	39,9 / 12,8	7,3	7,37	28,8	20,2	1,875	0,104	0,50	6200
У прист. Монастырек	31,4 / 8,4	2,9	8,2	24,4	14,9	0,287	0,021	0,045	2500
У дер. Новинки	30,9	14,1	7,62	32,9	25,5	0,391	0,002	—	9500

Река Ока в настоящее время практически исчерпала природные возможности самоочищения, но есть пути для значительного улучшения и доведения качества ее вод до такого состояния, когда их можно будет использовать для водоснабжения и развития рыбного хозяйства.

Для очищения вод Оки следует в первую очередь провести ряд мероприятий по прекращению сброса неочищенных стоков городов Орла, Калуги, Серпухова, Рязани, Мурома, Дзержинска, а также городов и промышленных предприятий на притоках Оки и в первую очередь на р. Наре, Москве-реке, Мокше с Цной и Клязьме.

Осуществление этих мероприятий совершенно необходимо для обеспечения материальной базы народного хозяйства европейской части СССР в самом ближайшем будущем.

ЛИТЕРАТУРА

Бакастов С. С. Некоторые данные по гидрологии Оки от Калуги до устья. «Тр. Зоол. ин-та АН СССР», 1962, т. 32.

Близняк Е. В., Овчинников К. М., Быков В. Д. Гидрография рек СССР. М., Гидрометеоиздат, 1945.

Бруевич С. В., Скопинцев Б. А. Гидрохимическое обследование р. Оки и ее притоков от Калуги до Рязани. В сб.: «Исследование рек СССР», вып. III, 1935.

Жадин В. И. Данные биоценозы р. Оки и их изменения за 35 лет. «Тр. Геолог. ин-та АН СССР», 1964, т. 32.

Залесский Ю. М. Санитарно-гидробиологическое исследование верховьев р. Оки у г. Орла в 1936—1937 гг. «Тр. Зоол. ин-та АН СССР», 1964, т. 32.
Озерецковская Н. Г., Смирнова Н. Ф. Гидрохимическое исследование р. Оки от истока до устья летом 1959 г. «Тр. Зоол. ин-та АН СССР», 1964, т. 32.
Озеров С. А. Волга, Ока и Москва-река, как источники водоснабжения г. Москвы. «Тр. Комис. по изыск. новых источников водоснабжения г. Москвы», 1927.
Родина А. Г. Микробиологическое исследование р. Оки. «Тр. Зоол. ин-та АН СССР», 1964, т. 32.

В. А. СКОРНЯКОВ

ВНУТРИГОДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ РЕК ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Вопрос о стоке взвешенных наносов рек южной части Дальнего Востока изучен весьма слабо: створов с регулярными наблюдениями за ними мало, кроме того, наблюдения эти начались только с 1950—1955 гг.

И в гидрологической литературе вопрос о стоке взвешенных наносов рассматриваемой территории освещен также очень слабо. Имеются лишь две статьи М. Я. Прытковой (1959, 1960), которые касаются среднемноголетних характеристик. В настоящей статье рассматривается изменение стока взвешенных наносов в течение года.

В табл. 1 приводятся месячные расходы взвешенных наносов, расходы воды и мутность в среднем за период наблюдения, а в табл. 2 дано распределение стока взвешенных наносов по сезонам. Нужно иметь в виду, что вследствие краткости рядов наблюдений приведенные данные не вполне точно отражают картину распределения среднемноголетнего стока по сезонам и особенно по месяцам. Тем не менее они все же позволяют выявить определенные закономерности внутригодового распределения.

Табл. 1 показывает, что на большинстве рек в месячных расходах взвешенных наносов, как и в расходах воды, наблюдается два максимума: один весной, другой в летне-осенний период.

Весенний месячный максимум стока наносов, как правило, приходится на май; на реке Лефу, расположенной на Приханкайской равнине, вследствие более раннего снеготаяния он перемещается на апрель. Подобную картину можно ожидать и на некоторых малых реках Зейско-Буреинской равнины. На реках, стекающих с южных склонов Буреинского и Баджальского хребтов (Бол. Бира, Тунгуска) и характеризующихся относительно небольшим снеговым питанием, а в связи с этим сравнительно низким

Средние месячные расходы взвешенных

Номера створов	Река—створ	Площадь бассейна, км²	Период наблюдения	Характеристика	Единицы измерения	I
1	Амур—г. Хабаровск	1 620 000	1950—1958	R	кг/сек	24,1
				Q	м³/сек	1440
				ρ	г/м³	16,7
2	Зея—п. Бомнак	28 200	1943, 1951—1955	R	кг/сек	0,007
				Q	м³/сек	4,64
				ρ	г/м³	1,5
3	Зея—ур. Зейские Ворота	82 400	1950—1958	R	кг/сек	0,47
				Q	м³/сек	20,2
				ρ	г/м³	23,2
4	Зея—с. Малая Сазанка	207 000	1950—1951, 1953—1958	R	кг/сек	0,84
				Q	м³/сек	93,1
				ρ	г/м³	9,0
5	Бурея—с. Гоголевский Ключ	40 600	1951—1958	R	кг/сек	0,037
				Q	м³/сек	13,1
				ρ	г/м³	2,8
6	Бурея—с. Каменка	67 400	1953—1954 1956—1958	R	кг/сек	0,034
				Q	м³/сек	29,5
				ρ	г/м³	1,2
7	Бол. Бира—г. Биробиджан	7 560	1952—1958	R	кг/сек	0,003
				Q	м³/сек	4,79
				ρ	г/м³	0,63
8	Уссури—п. Кировский	23 900	1952—1958	R	кг/сек	0,020
				Q	м³/сек	17,6
				ρ	г/м³	1,2
9	Улахе—с. Чугуевка	3 960	1952, 1955—1958	R	кг/сек	0,009
				Q	м³/сек	4,35
				ρ	г/м³	2,1
10	Лефу—с. Халкидон	3 980	1942—1951—1957	R	кг/сек	0,005
				Q	м³/сек	0,66
				ρ	г/м³	7,6
11	Иман—с. Картун	18 500	1943—1945, 1946, 1950—1956	R	кг/сек	0,14
				Q	м³/сек	28,2
				ρ	г/м³	5,0
12	Вак—с. Ракитное	4 880	1942—1948, 1950—1958	R	кг/сек	0,019
				Q	м³/сек	2,91
				ρ	г/м³	6,5
13	Тунгуска—с. Архангеловка	29 400	1952—1958	R	кг/сек	0,14
				Q	м³/сек	35,7
				ρ	г/м³	3,9
14	Амгунь—с. Гуга	41 000	1954—1958	R	кг/сек	0,40
				Q	м³/сек	44,4
				ρ	г/м³	9,0
15	Аввакумовка—с. Ветка	1 140	1940, 1953—1958	R	кг/сек	0,008
				Q	м³/сек	2,62
				ρ	г/м³	3,1
16	Майхе—с. Майхе	894	1945 - 1948, 1951—1958	R	кг/сек	0,002
				Q	м³/сек	0,57
				ρ	г/м³	3,5
17	Суйфун—с. Тереховка	15 500	1942—1948, 1952—1958	R	кг/сек	0,054
				Q	м³/сек	3,51
				ρ	г/м³	15,4

Таблица 1

наносов, расходы воды и мутность

Месяцы											Среднее за год
II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
19,3	17,9	233	1810	1430	1230	1840	1880	887	195	29,0	800
917	742	3450	1200	14400	13500	18000	18900	14200	5300	2000	8740
21,0	24,1	67,6	151	99,3	91,2	102	99,5	62,4	36,8	14,5	37,4
0,004	0,003	0,91	24,8	21,2	54,7	31,8	15,9	1,17	0,051	0,021	12,5
2,14	1,54	27,5	598	548	814	9,22	600	200	37	12,0	314
1,9	1,9	33	41,4	38,7	67,2	34,5	26,5	5,8	1,4	1,8	39,8
0,46	0,45	0,51	95,5	90,5	180	50,1	64,6	8,0	0,77	0,57	41,7
9,85	7,56	32,4	193	1560	2020	1940	1870	741	150	60,3	862
46,7	59,4	15,7	49,4	58,0	89,2	25,8	34,5	10,8	5,1	9,5	48,4
0,75	0,69	9,66	304	170	265	168	100	29,1	2,59	1,27	87,6
53,5	42,3	316	416	39,3	4390	4700	4390	2250	475	232	208
14,0	16,3	30,7	73,2	43,3	60,3	35,8	22,8	12,9	5,5	5,5	42,1
0,014	0,008	0,22	34,0	37,1	57,3	89,5	21,0	8,42	0,27	0,084	20,7
5,48	4,03	70,6	1094	1120	1120	1580	1230	539	95,6	32,7	575
2,6	2,0	3,1	31,2	32,0	51,1	56,7	17,1	15,6	2,8	2,6	36,0
0,012	0,007	0,97	30,4	35,8	42,0	71,1	13,8	9,54	1,10	0,15	17,1
11,1	9189	204	1660	1800	1700	2200	2020	967	222	95,2	910
1,1	0,71	4,8	18,4	19,9	24,7	32,2	6,9	9,5	5,0	1,6	18,8
0,001	0,004	0,41	2,51	2,94	1,75	1,52	1,27	0,31	0,043	0,020	0,90
22,2	22,4	62,2	155	200	213	223	242	116	37,6	13,8	106
0,45	1,8	6,6	16,2	14,7	8,2	6,8	5,2	2,7	1,1	1,4	8,5
0,028	0,040	32,3	32,4	13,9	8,21	6,81	5,50	2,82	1,17	0,065	8,61
10,5	10,2	384	582	346	222	233	235	190	115	36,1	199
2,7	3,9	84,2	55,7	40,3	37,0	29,2	23,4	14,8	10,2	1,8	30,1
0,003	0,005	1,59	6,80	1,31	1,27	1,01	1,43	0,39	0,13	0,024	1,16
2,53	2,61	49,3	107	72,9	55,7	44,0	55,0	37,7	23,8	7,76	38,6
1,2	1,9	32,2	63,5	18,0	22,8	23,0	26,0	10,3	5,5	3,1	30,1
0,003	0,016	3,96	2,68	0,47	0,22	0,31	1,06	0,50	0,30	0,016	0,79
0,49	2,56	58,4	35,1	16,3	70,8	8,33	20,5	18,9	12,9	2,62	15,3
6,1	6,3	75,8	74,9	28,8	311,8	37,2	51,7	26,5	23,2	6,1	51,6
0,052	0,055	1,85	14,2	6,85	6,92	9,75	8,27	2,27	0,68	0,39	4,28
17,4	14,8	122	426	376	420	379	355	255	116	501	213
3,0	3,7	15,2	33,3	18,2	16,5	25,7	23,3	8,9	5,9	7,8	37,4
0,011	0,025	5,04	5,64	1,97	3,06	1,43	1,68	1,01	0,27	0,049	1,68
1,85	2,74	81,7	125	55,6	69,3	55,9	65,7	45,0	19,5	62,4	44,2
6,0	9,1	61,7	45,4	34,8	44,2	25,6	25,6	22,5	13,8	7,9	38,0
0,077	0,056	2,47	24,0	26,0	20,0	14,4	28,2	10,8	1,46	0,23	10,7
23,2	18,2	108	475	798	773	954	1150	630	175	68,1	434
3,3	3,1	23,1	50,6	32,6	25,9	15,3	24,5	17,2	8,3	3,4	24,7
0,29	0,28	0,40	53,4	47,2	29,3	43,4	40,0	14,2	2,02	0,39	19,3
28,2	23,6	46,6	990	1240	765	992	1080	707	200	89,7	517
10,3	11,9	8,6	54,0	38,0	38,3	43,8	37,0	20,1	10,1	4,3	37,4
0,006	0,004	0,089	1,29	0,43	0,044	0,20	0,24	0,24	0,43	0,012	0,22
1,65	1,62	11,2	41,2	35,1	18,4	19,6	27,9	20,8	12,8	4,26	16,8
3,6	2,5	7,9	31,3	12,3	2,4	10,2	8,7	11,5	3,4	2,8	13,4
0,008	0,009	2,20	2,73	0,49	0,63	2,97	2,23	0,27	0,24	0,007	0,99
0,42	1,12	14,0	19,5	11,8	7,30	11,6	13,5	7,77	5,36	1,40	7,85
19,0	8,2	157	140	41,5	86,3	2,56	165	34,7	44,8	5,0	126
0,034	1,30	10,2	18,4	11,9	17,3	20,1	15,0	3,04	1,26	0,23	8,24
2,45	14,8	86,2	124	126	124	111	71,4	59,2	37,6	9,45	64,1
13,9	86,9	119	148	94,5	140	181	233	51,4	33,5	24,4	129

Таблица 2

Распределение стока взвешенных наносов по сезонам (в процентах от годового)

Номера створов	Река-створ	Сезоны			
		весна (IV—V)	лето (VI—VIII)	осень (IX—X)	зима (XI—III)
1	Амур—Хабаровск	21,3	46,9	28,9	2,9
2	Зея—Бомнак	17,1	71,4	11,4	0,1
3	Зея—Зейские Ворота	19,5	65,2	14,7	0,5
4	Зея—Мал. Сазанка	29,8	57,3	12,3	0,6
5	Бурея—Гоголевский Ключ	13,8	74,2	11,8	0,2
6	Бурея—Каменка	15,3	72,7	11,4	0,6
7	Бол. Бира—Биробиджан	27,1	57,5	14,7	0,7
8	Уссури—Кировский	62,7	28,0	8,0	1,3
9	Улахе—Чугуевка	60,1	25,7	13,0	1,2
10	Лефу—Халкидон	69,4	10,5	16,5	3,6
11	Иман—Картун	31,2	45,7	20,5	2,6
12	Вак—Ракитное	53,0	32,0	13,3	1,7
13	Тунгуска—Архангеловка	20,8	47,1	30,5	1,6
14	Амгунь—Гуга	24,5	51,1	23,0	1,4
15	Аввакумовка—Ветка	53,3	25,7	18,4	2,6
16	Майхе—Майхе	41,7	34,5	21,2	2,6
17	Суйфун—Тереховка	28,9	49,9	18,3	2,9

стоком воды в мае, весенний максимум стока взвешенных наносов переходит на первый летний месяц — июнь.

Летне-осенний месячный максимум стока взвешенных наносов приходится на июль—сентябрь.

На горных реках левобережья Амура весенний максимум стока взвешенных наносов уступает по величине летне-осеннему (верхняя Зея) или вовсе отсутствует (Бурея). Однако на нижних участках левобережных притоков Амура (Зеи, Амгуни), где доля снегового питания увеличивается по сравнению с горными реками, весенний максимум стока наносов превышает летне-осенний максимум. В отличие от этого, на Тунгуске в нижнем течении летне-осенний максимум стока наносов выше весеннего. Однако наибольшее среднее месячное значение мутности на Тунгуске, так же как на Амуре у Хабаровска и нижних участках Зеи и Амгуни, приходится на май. Объясняется это тем, что весной условия образования взвешенных наносов вследствие отсутствия травяного покрова более благоприятны, чем в летне-осенний период.

В бассейне Уссури на всех реках весенний максимум стока наносов, так же как и стока воды, выше летне-осеннего, причем выражен он обычно более резко. Например, на Уссури на май приходится 24,5% годового стока воды и 31,4% стока взвешенных наносов, на реке Улахе соответственно 23,1 и 48,7%.

На реках юга Приморского края (Майхе, Суйфун), отличающихся повышенной мутностью, месячный максимум стока взвешенных наносов и мутности приходится на летне-осенний период.

Зимой наблюдаются очень низкие расходы взвешенных наносов. Мутность в этот период на большинстве рек не достигает 10 *г/м*³.

По характеру распределения сезонного стока взвешенных наносов на юге Дальнего Востока можно выделить 6 районов (рисунок). Значения стока по отдельным сезонам в этих районах приведены в табл. 3.

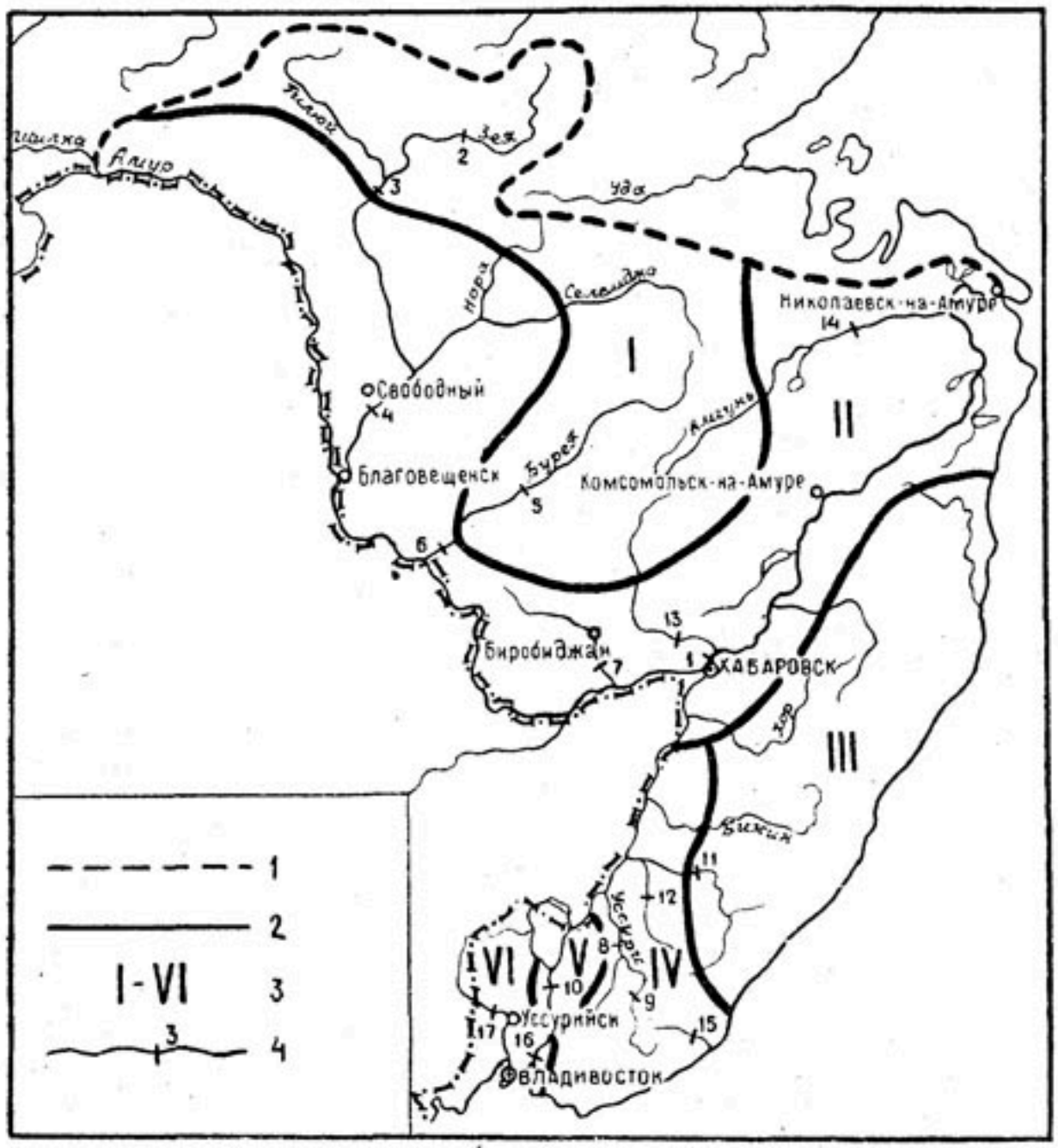

Рис. Схема районирования южной части Дальнего Востока по внутригодовому распределению стока взвешенных наносов: *1* — граница исследуемой территории; *2* — границы районов; *3* — номера районов; *4* — створы (см. табл. 1)

Из табл. 3 видно, что сезонное распределение стока взвешенных наносов испытывает значительное изменение на территории юга Дальнего Востока. Если в северо-западной части доля весеннего стока составляет менее 20%, а доля летнего 65—75%, то на юго-востоке весенний сток превышает 50%, а летний падает до 25—30%. Из приведенных данных определенно выявляется влияние двух факторов — высоты и широты местности. А именно с увеличением высоты и уменьшением широты увеличивается доля весеннего стока взвешенных наносов и уменьшается доля летне-осен-

Таблица 3

Распределение стока взвешенных насосов за сезон (в процентах от годового) по районам

Районы	Сезон			
	весна (IV—V)	лето (VI—VIII)	осень (IX—X)	зима (XI—III)
I—горная часть левобережья Амура .	13—20	65—75	10—15	0,1—0,6
II—равнинная часть левобережья Амура	20—30	50—60	15—25	0,6—1,5
III—северная часть Сихотэ-Алиня . . .	30—50	35—50	10—20	1,5—3
IV—южная часть Сихотэ-Алиня	50—65	25—35	5—15	1,5—3
V—восточная часть Приханкайской равнины	65—75	7—15	10—20	2—4
VI—юго-западная часть Приморья . . .	25—45	30—50	15—25	2—3

него стока. Такой характер изменения был отмечен нами и дл сезонного распределения жидкого стока на территории Приморско го края (Скорняков, 1962). Нужно сказать, что между стоко взвешенных наносов и жидким стоком за отдельные сезоны на блюдается определенная связь, причем за весенний период дол стока взвешенных наносов на всех реках больше доли водног стока, что объясняется более благоприятными условиями смыв наносов в этот период по сравнению с летом. За летний перио для рек с относительно низким летним стоком (например, Улахе доля стока взвешенных наносов по сравнению с водным стоко меньше, а для рек с большой величиной летнего (Бурея, Зея) — больше. Это, по-видимому, связано с тем, что многократное про хождение летних паводков, при которых довольно интенсивно про ходит боковая эрозия (Трегубов, 1959), приводит к значительном увеличению взвешенных наносов в реке. За осенний и особенн зимний периоды доля стока взвешенных наносов меньше доли вод ного стока.

Графики связи сезонного стока взвешенных наносов с высото имеют региональный характер, створов же с данными о взвешен ных наносах в каждом районе очень мало. Поэтому только для ре Зеи и Буреи удалось построить такой график с весьма небольшим количеством точек. Как и для водного стока, для стока взвешен ных наносов наблюдается уменьшение с высотой доли весенне стока и увеличение доли летнего.

ЛИТЕРАТУРА

Прыткова М. Я. Проблема стока наносов в свете изучения русловых деформаций на реках юга Дальнего Востока. «Амурский сборник», сб. 1, Хабаровск, Изд. АН СССР, 1959.

Прыткова М. Я. Вертикальная зональность стока взвешенных наносов рек юга Дальнего Востока. «Амурский сборник», сб. 2, Хабаровск, Изд. АН СССР, 1960.

Скорняков В. А. Гидрологическое районирование Приморского края. В сб.: «Вопросы природного районирования советского Дальнего Востока в связи с районной планировкой». Изд-во МГУ, 1962 (ротапринт).

Трегубов Г. А. Боковая эрозия русла рек Амура и Зеи. «Амурский сборник», сб. 1. Хабаровск, Изд. АН СССР, 1959.

III. СКЛОНОВЫЕ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Г. П. КАЛИНИН

СХЕМА РАСЧЕТА СКЛОНОВОГО СТОКА

О весьма существенном влиянии склоновой аккумуляции воды на условия ее стекания в речную и овражную сеть автор писал раньше (Калинин, 1956).

Разработке такой схемы расчета склонового стока, которая бы опиралась на физические предпосылки, характеризующие основные черты явления, и вместе с тем была бы доступна для практического применения, посвящена настоящая статья.

Исходные положения. Поверхность речного бассейна состоит из огромного количества элементарных бассейнов, причем вода при своем перемещении к ручейковой и овражно-балочной сети задерживается в огромном количестве понижений.

В большом числе случаев эта аккумуляция воды играет столь большую роль, что ею нельзя пренебрегать при расчете перемещения воды к речной сети.

В первом приближении решать задачу расчета склонового стока можно, исходя из следующей схематизации явления.

Прежде всего, целесообразно расчленить процесс формирования склонового стока на три фазы.

1 фаза — концентрация воды в микропонижениях. Движение воды от места выпадения осадков до ближайшего микропонижения местности может быть как ламинарным, так и турбулентным. Продолжительность движения воды в этой фазе невелика, так как расстояние между отдельными микроозерами (лужами) невелико.

Кривые добегания воды в микроозера определяются конфигурацией и размерами характерных элементарных водосборов. В связи с незначительностью времени добегания до микроозер в большом числе случаев им можно пренебрегать.

Таким образом, слой воды, поступающей в микроозера, принимается равным разности между осадками и потерями воды в процессе ее добегания до микроозер.

Принципиально и время добегания до микроозер может быть учтено, однако этого вопроса в настоящей работе мы касаться не будем.

2 фаза — отдача воды отдельными микроозерами или их системами. Поступившая в них вода может стекать в ручьи и овражно-балочную сеть в течение длительного времени, теоретически стремящегося к бесконечности. Во многих случаях продолжительность стекания воды из микроозер лимитируется продолжительностью впитывания дождевых вод. Закономерности стекания воды, поступившей в понижения рельефа, отличны от закономерностей сплошного и склонового стекания.

3 фаза — стекание воды по ручейковой сети. Эта фаза ручейкового стекания происходит с относительно большими скоростями, в равнинных условиях средняя скорость обычного порядка 0,1 *м*. Поэтому при длинах склона от 10 до 200 *м* время стекания будет меняться от нескольких минут до нескольких десятков минут.

Следует отметить, что скорость ручейкового стекания в принципе может увеличиваться по мере увеличения глубины воды в ручьях.

Однако вариация скоростей, вызванных изменением стока, по-видимому, не очень велика, так как при увеличении объема стекающей воды, одновременно увеличивается и ширина ручьев, что оказывает стабилизирующее влияние на глубину. Но это нуждается в обстоятельном экспериментальном изучении.

Существенное влияние на условия стекания дождевых вод может оказать также и регулирование ручейкового стока расположенными внизу склона микропонижениями. Этот вопрос также нуждается в экспериментальном исследовании. Однако нам представляется возможным при решении практических задач, хотя до некоторой степени условно, отнести это к регулирующей роли микроозер.

Расчет склонового стока. Расчет поверхностного стока со склона может быть сведен к последовательным операциям:

1) определению разности между поступлением и потерями воды на поверхности бассейна;

2) построению характерной для данного склона связи между объемом воды на нем и отдачей воды в ручейковую сеть, а затем вычисления поступления воды в ручейковую сеть;

3) расчету добегания воды по ручейковой сети до овражной сети.

В целях упрощения задачи можно допустить, что поступление воды в ручейковую сеть из микроозер происходит равномерно по длине склона и скорость добегания постоянна. Тогда приближенно можно считать, что расход воды со склона (q) находится в тесной связи со средним объемом ($\overline{W}$), подсчитанным за время добегания воды (τ) от начала склона до его конца, т. е.

$$q = f(\overline{W}).$$

Отсутствие непосредственных данных о ходе во времени слоя аккумуляции воды в микроозерах вынудило нас объем воды подсчитывать по уравнению водного баланса.

Как исходный материал для расчета были использованы экспериментальные данные Л. Т. Абрамова (1949) по стоку с площадки, длиной 30 *м* и шириной 15 *м*, которая в течение определенных интервалов времени подвергалась искусственному орошению с постоянной интенсивностью. Площадка была предварительно выровнена, но уже после первых экспериментов по дождеванию она приобрела характерные для естественных условий формы поверхности с микроозерами.

Расчет аккумуляции воды на поверхности бассейна проводился методами приближенного интегрирования по формуле

$$W_t = \int_0^t (i_x - i_{вп} - i_{ст})\, dt, \qquad (1)$$

где i_x — интенсивность орошения;

$i_{вп}$ — интенсивность впитывания;

$i_{ст}$ — интенсивность стока (по данным наблюдений).

Интенсивность впитывания рассчитывалась по формуле Г. А. Алексеева (1950)

$$i = K_0 + \frac{A}{\sqrt{t}}. \qquad (2)$$

Параметры этой формулы находились по двум точкам:

1) для того момента времени (t_1), когда начинался сток, $t_{вп}$ принималось равным i_x;

2) для того момента времени (t_2), когда сток становился практически постоянным, $i_{вп}$ принималось равным разности между интенсивностью осадков и стока.

Имея данные по двум указанным выше характерным точкам, различным для различных паводков, были подсчитаны кривые хода инфильтрации и затем в соответствии с уравнением (1) вычислены объемы аккумулированной на поверхности бассейна воды.

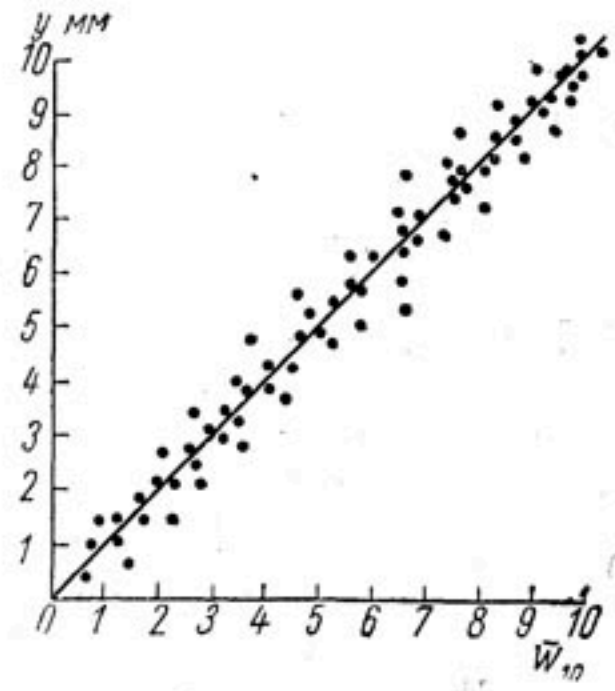

Рис. 1. Связь слоя стока с объемами воды, осредненными по 10-минутным интервалам времени

Для определения времени добегания (T) были по различным интервалам времени осреднены значения полученных объемов воды (W) и сопоставлены с расходами воды в нижней части склона. При этом все расчеты подводились для полоски склона длиной 30 *м* и шириной 1 *м*.

На рис. 1 приведено сопоставление слоя стока с объемами воды, осредненными по 10-минутным интервалам времени (что соответствовало скорости добегания $\frac{3000}{600} = 5$ *см/сек*).

Как видно из рис. 1, связь получилась вполне удовлетворительной, что позволяет пользоваться ею в период выпадения дождя для расчетов склонового стока в ручейковую сеть.

Расчеты этого стока производятся технически просто, путем совместного решения уравнения баланса и кривой объема, аналогично расчетам трансформации паводка водохранилища, и затем полученный сток в соответствии с предложенной методикой расчета определяется по принятым расчетным интервалам времени.

Как видно из рис. 1, связь близка к линейной, т. е.

$$\overline{W} = Kq, \tag{3}$$

что облегчает и аналитическое решение задачи.

Действительно, для этого случая уравнение для притока воды (q) в ручейковую сеть может быть представлено в виде

$$\frac{\alpha W}{dt} + q = i_x - i_{вп},$$

или после интегрирования, заменяя $i_x - i_{вп}$ через y, получим:

$$q = e^{-kt} \int_0^t y e^{-kt}\, dt. \tag{4}$$

Проводя методом приближенного интегрирования решение уравнения (4), вычисляем ход притока воды в ручейковую сеть.

Осреднение этого притока воды q по времени добегания $\tau = 10$ позволяет вычислить и расход воды в нижнем участке склона Q

$$Q = \bar{q}. \tag{5}$$

О расчете склонового стока на спаде. Решение вопроса о форме гидрографа склонового стока в период спада осложняется недостаточностью экспериментальных и теоретических данных об условиях впитывания воды после прекращения дождя. Действительно, после прекращения дождя основная масса воды находится в углублениях земной поверхности, где не только скорость просачивания может существенно отличаться от средней скорости просачивания на всем склоне (в частности, в связи с явлением кольматажа в углублениях микрорельефа она может быть снижена), но и происходит резкое уменьшение самой площади впитывания. Поэтому инфильтрационная кривая в момент прекращения дождя должна резко менять свои очертания.

Если допустить, что после прекращения выпадения осадков площадь, на которой происходит впитывание, пропорциональна объему воды на поверхности бассейна $F = \alpha W$, а интенсивность

впитывания в микропонижениях после относительно длительного увлажнения поверхности бассейна водой сравнительно мало меняется, то потери воды на просачивание в этот период времени могут быть выражены соотношением

$$i_{вп} = \gamma W. \tag{6}$$

Следовательно, дифференциальное уравнение склонового стока в ручейковую сеть (q_p) может быть выражено в следующем виде:

$$q_p + \frac{\alpha W}{dt} = -\gamma W. \tag{7}$$

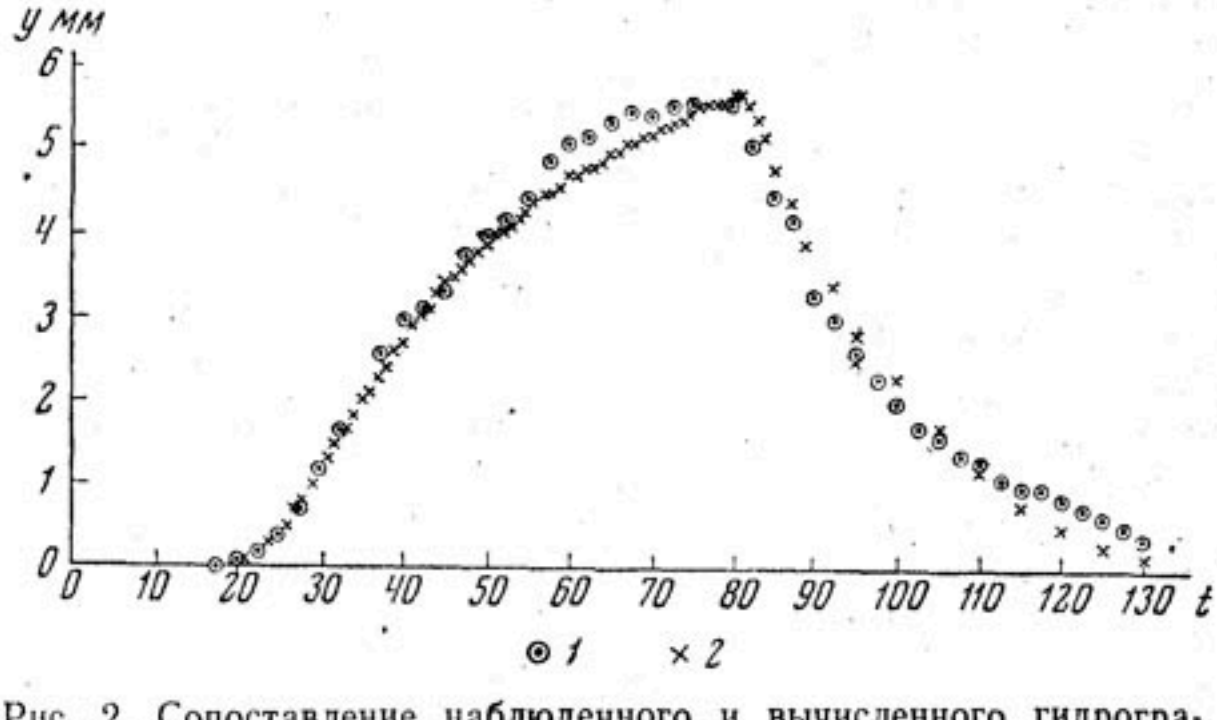

Рис. 2. Сопоставление наблюденного и вычисленного гидрографов: *1* — наблюденный; *2* — вычисленный гидрограф

Но так как $q = KW$, то получим

$$(K + \gamma) W + \frac{\alpha W}{dt} = 0, \tag{8}$$

откуда

$$W = W_0 e^{-(k+\gamma)t} \tag{9}$$

или

$$q_p = q_{0,p}\, e^{-(K+\gamma)t}. \tag{10}$$

Практическое решение этой задачи при постоянстве параметра γ просто — путем подбора этого параметра. Расчет склонового стока по формуле 10 иллюстрирован на рис. 2.

При малых длинах склона, когда пренебрегают влиянием продолжительности ручейкового добегания, параметр γ может находится путем построения зависимости

$$\lg q_p = \lg q_{0,p} - (k + \gamma)\, t \lg e \tag{11}$$

или вычислением по формуле

$$(k + \gamma) = \frac{\lg q_{0,p} - \lg q_p}{t \lg e}. \tag{12}$$

Для больших склонов параметр γ может определяться подбором.

В нашем случае при сравнительно небольшой длине склона удовлетворительные результаты получаются и по соотношению (11).

Но величина параметра γ лишь в первом приближении может считаться постоянной, так как она зависит от ряда факторов, определяющих интенсивность просачивания (например, увлажнение почвы).

В качестве одной из сводных характеристик просачивания может служить интенсивность впитывания воды в момент прекращения осадков (i_k).

Согласно соотношению (10), если мы возьмем за стандартные интервалы времени (Δt) приращения расходов воды от произвольно выбранного постоянного расхода воды ($q_{0,\,p}$), это приращение расходов (Δq) должно зависеть от параметра γ.

Между параметром γ и i_k, таким образом, должна существовать определенная связь. Последнее подтверждается эмпирическими материалами.

Следует отметить, что возможность приближенного определения кривых спада по экспоненциальной кривой подтверждается рядом работ.

Указанное обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о том, что исходные предпосылки о пропорциональности объема воды на склоне притоку воды в ручейковую сеть, а также о пропорциональности этого объема интенсивности впитывания довольно близко отражают реальные природные соотношения и, возможно, могут быть распространены для многих случаев образования склонового стока.

В заключение необходимо отметить, что, несмотря на приближенность предложенной схемы расчета, она позволяет решить некоторые вопросы, а именно:

а) расчет склонового стока в фазе подъема и спада паводков;

б) определение аккумулирующей емкости склонов;

в) ход потерь стока.

Указанные обстоятельства позволяют надеяться, что предложенная схема сможет оказать существенную помощь в анализе и расчете особенностей формирования поверхностного стока.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов Л. Т. Новые формулы и номограммы для расчета ливневой сети промпредприятий и населенных пунктов. М., Трансжелдориздат, 1949.

Алексеев Г. А. Состояние и пути дальнейшего развития исследований проблемы паводка. Тез. докл. к дискус. Изд. ГГИ, 1950.

Калинин Г. П. О добегании талых и дождевых вод. «Метеорол. и гидрол.», 1956, № 6.

В. Д. БЫКОВ, В. М. ПАВЛОВ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ СКЛОНОВОГО СТОКА

Общие замечания. При выпадении дождя сток по склону обычно происходит в очень тонком слое порядка долей миллиметра, и только при дождях значительной интенсивности его толщина может достигать 1 *мм* и более. Вследствие неровностей почвы наличие такого слоя почти незаметно, однако именно этот слой в значительной мере и определяет форму и характеристики гидрографа стока русловых потоков. Смыв почвы со склонов также является результатом эродирующего действия этого слоя, его глубины и скорости течения. Несмотря на актуальность этих вопросов изучению процессов стока в тонких слоях при дождях различной интенсивности уделялось еще мало внимания.

В данной работе освещены результаты по исследованию в лабораторных условиях влияния уклона водосбора на скорость стекания по склону и на интенсивность смыва песчаного грунта. Опыты проводились на стоковой площадке гидрологической лаборатории кафедры гидрологии суши географического факультета Московского университета [1]. Значительные размеры стоковой площадки позволяют считать ее не моделью, а некоторым участком склона в естественных условиях.

В работе излагается методика опытов и результаты обработки наблюдений. Результаты и расчетные формулы по скорости стекания и смыву относятся только к специфическим условиям наших опытов; вопрос об использовании полученных зависимостей в других условиях требует дальнейших исследований.

Следует отметить, что работы на площадке таких значительных размеров проводятся впервые и методика опытов требует дальнейших технических и методических усовершенствований.

---

[1] В проведении опытов и обработке материалов наблюдений принимали участие старшие лаборанты кафедры С. М. Кудрявцева и Л. В. Быков.

Стоковая площадка гидрологической лаборатории. Стоковая площадка состоит из следующих элементов: подвижной платформы, дождевальной установки, песколовки и устройств для измерения расходов воды.

Платформа представляет собой металлический резервуар площадью 7,4×5,8 *м* и глубиной 0,7 *м*. На платформу закладывается грунт и производится дождевание. Ввиду неравномерности фильтрации вся площадь платформы по длине разделена с помощью поперечных ребер высотой 10 *см* на 5 отсеков шириной 1,35 *м* каждый. Отвод профильтровавшейся воды осуществляется с помощью труб, приваренных к днищу платформы. Полезная площадь платформы 6,8×5,54 *м*, так как часть длины платформы (0,40× ×5,54 *м*) с тремя отверстиями диаметром 10 *см* используется для отвода поверхностного стока и смытого с поверхности грунта. С помощью специального электромотора и червячных передач платформа может быть установлена на угол наклона дна от 0 до 15°.

Дождевальная установка представляет собой систему труб с 30 насадками дефлекторного типа одностороннего действия с углом рассеивания по четверти круга, установленных по периметру платформы в шести точках: по четыре — в углах рабочей части платформы и по две — по бокам (на середине длины). Насадки установлены в 3 яруса на высоте 2,4; 2,75 и 3,15 *м* над дном платформы. Питание насадок осуществляется при постоянном напоре из напорного бака при суммарном расходе до 3,5 *л/сек*.

Поступившая поверхностным стоком вода вместе с частицами грунта стекает с площадки в песколовку размерами 5,0×1,75× ×1,35 *м*. Из песколовки осветленная вода поступает через водослив в приемный резервуар, откуда по трубам может быть направлена в мерный лоток или в сбросный подземный резервуар.

Характеристики дождя. При проведении опытов по исследованию скорости стекания по склону и смыва грунта дождевание осуществлялось с помощью десяти дождевальных насадок.

Для каждого опыта определялась интенсивность дождя с помощью 51 дождемерного бачка цилиндрической формы диаметром 20 *см* и высотой 20 *см*, которые выдерживались под дождем заданной интенсивности 25, 50 и 100 минут. Полученные значения интенсивности наносились на план площадки и проводились линии равной интенсивности дождя. Для заданной экспериментальной полосы стоковой площадки определялись: средняя и максимальная интенсивность дождя, средний и максимальный диаметры капель и вычислялось значение коэффициентов равномерности интенсивности дождя.

Опыты проводились при различных средних интенсивностях дождя от 0,50 до 1,83 *мм/мин* при средних диаметрах капель от 0,6 до 1,8 *мм* и максимальных диаметрах от 2,2 до 3,4 *мм*.

Значение коэффициента равномерности интенсивности дождя вычислялось как отношение средней интенсивности к максималь-

ной, взятой как среднее арифметическое из трех наибольших. Значение этого коэффициента изменялось от 0,33 до 0,61. Данные о характеристиках дождя приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Характеристики интенсивностей дождя при опытах на стоковой площадке

Средняя интенсивность дождя, *мм/мн*	Размер рабочей полосы, *м*	Количество дождемеров	Максимальная интенсивность дождя, *мм/мин*	Коэффициент равномерности дождя
0,50	6,80×1,70	21	1,41	0,34
0,54	6,80×5,54	51	1,66	0,33
0,60	6,80×1,70	21	1,56	0,38
0,75	6,80×2,0	23	1,65	0,46
0,86	6,80×5,54	51	1,79	0,48
0,88	6,80×2,0	23	2,16	0,41
1,01	6,80×5,54	51	2,38	0,42
1,04	6,80×1,70	21	2,12	0,49
1,25	6,80×2,0	23	2,58	0,48
1,26	6,80×5,54	51	2,79	0,45
1,36	6,80×1,70	21	2,89	0,48
1,69	6,80×2,0	23	2,79	0,61
1,83	6,80×2,0	23	3,08	0,59

Методика проведения опытов по наблюдению за скоростью стекания по склону. Для наблюдений за скоростью стекания по склону на стоковую площадку был заложен слой грунта высотой 35 *см*. Всего было заложено 16,5 $м^3$ песка весом около 3,3 *т*.

Гранулометрический состав песка определялся с помощью механического анализа грунта ситовым методом; данные анализа приводятся в табл. 2. Преобладающей фракцией грунта являются частицы с диаметром 0,25—0,50 *мм* (36,7%), причем частицы с диаметром до 0,50 *мм* составляют 62,2%. Эффективный диаметр грунта равен 0,10 *мм* при коэффициенте неравномерности породы 4,8;

Таблица 2

Данные механического анализа грунта стоковой площадки

Номера фракций	Диаметр фракции, *мм*	Процент от всей навески	Сумма
1	<0,25	25,5	25,5
2	0,25—0,50	36,7	62,2
3	0,50—1,00	12,4	74,6
4	1—2	7,1	81,7
5	2—3	2,8	84,5
6	3—5	4,8	89,3
7	5—7	4,1	93,4
8	7—10	3,6	97,0
9	>10	3,0	100,0

так как значение этого коэффициента меньше 5, то породу можно считать однородной. Коэффициент фильтрации породы составляет 10 *м/сут*.

Скорость стекания определялась с помощью раствора синей анилиновой краски. Вдоль площадки были разбиты четыре створа: пусковой, где впускали пол-литра раствора краски; верхний, при прохождении которого окрашенной воды пускали секундомер, средний — контрольный и нижний, при прохождении которого окрашенной воды останавливали секундомер. Длина фиксированного пути окрашенной струйки составляла 6,25 *м*. Каждый опыт повторялся 2—3 раза. Скорость определяли в трех пунктах площади — на $^1/_4$ ширины площадки, на середине и на $^3/_4$ ширины площадки. Всего было проведено около 500 опытов при различных уклонах, от 1 до 15°, и при различных интенсивностях дождя, от 0,50 до 1,83 *мм/мин*.

Все опыты проводились при установившихся режимах дождя и стока, когда потери на впитывание воды в грунт практически были постоянными и небольшими (порядка 1—2%).

Следует отметить, что хотя склон после каждого опыта заравнивался, все же сток осуществлялся и сплошным слоем, и в виде струй, где скорости и глубины были несколько больше средних значений. В естественных условиях сток идет не по идеально ровной плоскости, поэтому выравнивался опытный склон на глаз, так, чтобы не допускать образования ложбинок и рытвин; сток по таким ложбинкам будет носить уже сосредоточенный характер с образованием явно выраженных микробассейнов и не будет подходить к понятию «простого» склонового стока, исследованию которого и посвящена данная работа.

Обработка результатов наблюдений за скоростями стекания по склону и получение расчетного уравнения. Как уже указывалось, наблюдения за скоростями на стоковой площадке велись по трем полосам: на $^1/_4$ ширины, на середине и на $^3/_4$ ширины; для каждой экспериментальной полосы соответственно были подсчитаны значения средней интенсивности дождя, расход на один метр ширины в конце полосы и средняя высота стекающего слоя воды в конце полосы.

Аналогично ранее предложенным формулам других исследователей для скорости стекания по склону нами была принята зависимость

$$V = Bq^m I^n, \qquad (1)$$

в которой на основании данных наших наблюдений определялись значения коэффициентов B, m и n. Для определения коэффициента m была построена зависимость

$$\lg V = f(\lg q).$$

При постоянном уклоне получено семейство прямых при различных уклонах склона хорошо обоснованное экспериментальными

данными. Определенное по графику семейства прямых значение m при различных уклонах изменялось в пределах от 0,38 до 0,78 и было принято в среднем с округлением, равным 0,50.

Для принятого $m=0{,}50$ из уравнения (1) получаем

$$\frac{V}{q^{0,5}} = B \cdot I^n \tag{2}$$

или

$$\lg \frac{V}{q^{0,5}} = n \lg I + \lg B. \tag{3}$$

Зависимость вида

$$\lg \frac{V}{q^{0,5}} = f\left(I^0/_{00}\right) \tag{4}$$

показана на рис. 1, на основании которого вычислены значения $n = 0{,}66$ и $B = 0{,}09162$ и получено уравнение:

$$V = 0{,}09162\, q^{0,50} \cdot I^{0,66}, \tag{5}$$

где V — скорость стекания по склону в *см/сек*;

q — удельный расход, то есть расход воды на 1 *м* ширины в *см*^{3}*/сек м*;

I — уклон склона в промиллях ($^0/_{00}$).

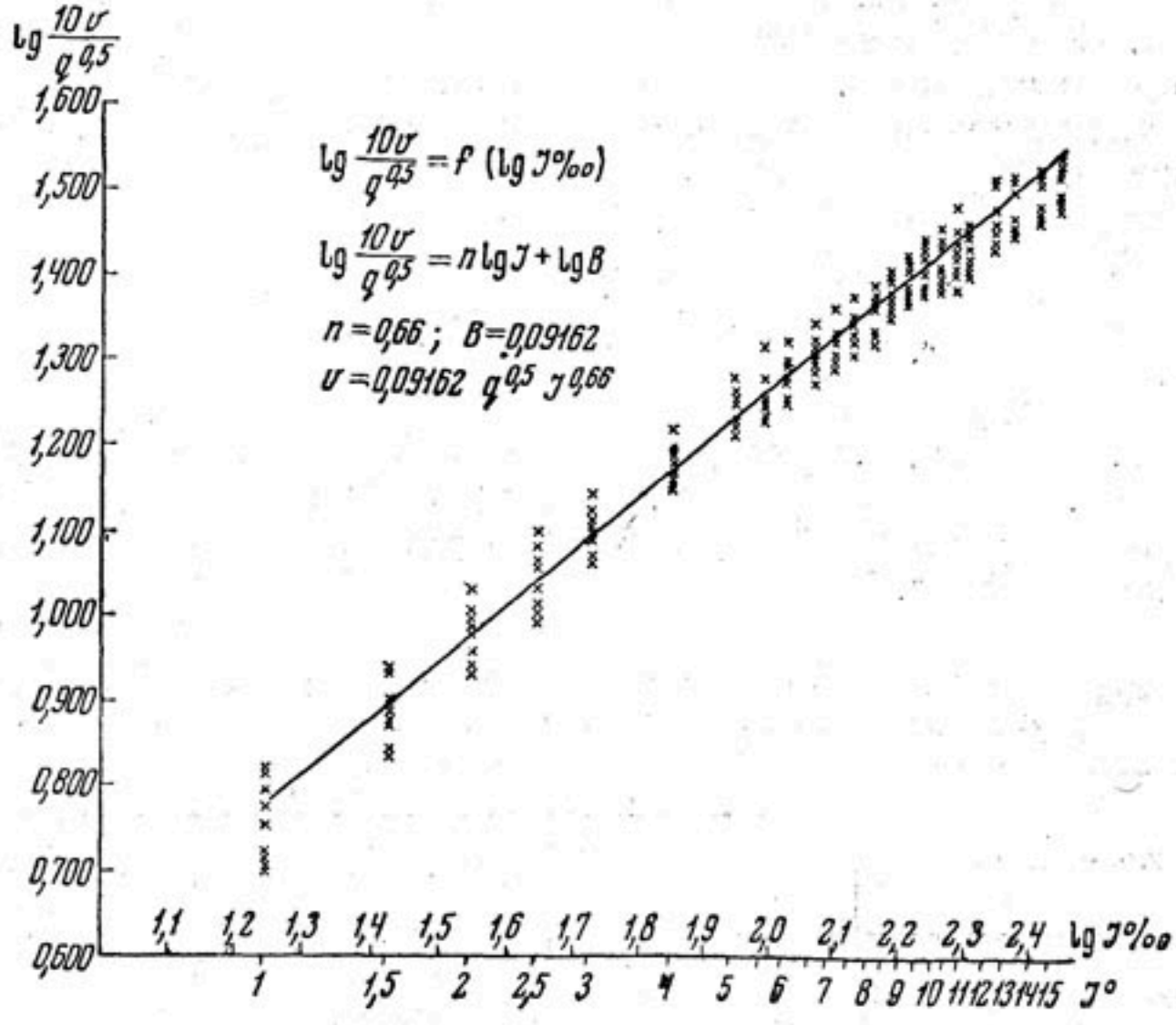

Рис. 1

Для проверки полученного уравнения были подсчитаны отклонения вычисленных значений скорости по уравнению (5) от наблюденных и подсчитаны отклонения в процентах от измеренных значений. Результаты этой проверки приводятся в табл. 3. Среднее квадратичное отклонение составляет ±2,9%, наибольшее +20,6%.

Таблица 3

Отклонения вычисленных значений скорости стекания по склону по уравнению (5) от наблюденных (в процентах)

Интервалы отклонений, %	Число случаев	Процент случаев	Обеспеченность, %
0—5	97	50,3	50,8
5,1—10	66	34,6	85,4
10,1—15	24	12,5	97,9
15,1—20	3	1,6	99,5
20,1—20,6	1	0,5	100,0
Итого . .	191	100	—

Анализ установленной зависимости для скорости стекания по склону. При установившихся режимах дождя и стока средние величины стекающего слоя в конце площадки изменялись от 0,2 до 3 *мм* при интенсивности дождя от 0,50 до 1,83 *мм/мин* и скоростях стекания от 3,9 до 51,2 *см/сек*.

Если принять критическое значение числа Рейнольдса для нашего потока (Агроскин и др., 1954)

$$R_e \text{ н. кр.} \approx 300 \text{ и } R_e \text{ в. кр.} \approx 580, \qquad (6)$$

то при указанных глубинах 0,2 и 3 *мм* получим соответственные значения нижних критических скоростей 150 и 10 *см/сек* и значения верхних критических скоростей 290 и 19,3 *см/сек*. Вычисленные по формулам (6) значения верхней и нижней критических скоростей приводятся в табл. 4.

Таблица 4

Значения верхней и нижней критических скоростей течения при различных глубинах (при R_e *н. кр.*=300, R_e *в. кр.*=580 и ν=0,01)

Скорость, *см/сек*	Глубина, *h мм*											
	0,2	0,3	0,4	0,5	0,75	1	2	3	4	5	10	20
V н. кр.	150	100	75	60	40	30	15	10	7,5	6,0	3,0	1,5
V в. кр.	290	193	145	116	77,3	58	29	19,3	14,5	11,6	5,8	2,9

Как известно, при турбулентном режиме скорость принимается пропорциональной корню квадратному из уклона, а при ламинарном — пропорциональной скорости в первой степени. Можно полагать вероятным, что в формуле для склонового стока скорость должна быть пропорциональна уклону в первой степени или в степени несколько меньше единицы.

Полученную нами зависимость (5) можно написать в виде

$$V \sim q^{0,5} I^{2/3}. \tag{7}$$

Заменяя q на произведение $v \cdot h$ и учитывая, что $v \sim I^{2/3}$, получаем с округлением вместо (7)

$$V \sim I. \tag{8}$$

М. А. Великанов (1948 а, б) на основании обработки данных наблюдений М. М. Протодьяконова (1932, 1960) получил эмпирическую формулу для склонового стока

$$V_{ср} = 10 q^{2/3} I^{1/3}, \tag{9}$$

с учетом $q = V \cdot h$ получаем

$$V \sim I. \tag{10}$$

Для сравнения приводим некоторые формулы, предложенные другими авторами:

М. М. Протодьяконовым (1932)

$$V = K A^{1/2} I^{3/16}; \tag{11}$$

П. А. Дудкиным (1937)

$$V = 61,23\, h^{0,67}\, I^{0,83}; \tag{12}$$

Д. П. Юневичем (1937)

$$V = 515,3\, h^{1,12}\, I^{0,9}; \tag{13}$$

Б. В. Поляковым (1946)

$$V = A I^{3/16}; \tag{14}$$

А. Н. Бефани (1949)

$$V = 25,8 y I^{0,5}. \tag{15}$$

Некоторые авторы при исследовании формирования максимальных расходов от ливней (Бефани, 1949) принимают скорость стекания по склону пропорциональной корню квадратному из уклона; однако при этом принимается, что глубина стекающего слоя, формирующего максимальный расход, может достигать 4—5 и даже нескольких десятков сантиметров.

Необходимо учитывать, что в эмпирических формулах значение показателя степени при уклоне зависит от метода обработки материала и от показателей степени, принятых для других, входящих в формулу величин. Простое сравнение этих формул без пере-

счетов их коэффициентов по единой методике может быть полезным только для общего представления о характере исследуемых зависимостей.

Методика проведенных наблюдений за смывом грунта. Опыты по смыву грунта проводились при различных уклонах от 1 до 15° (от 17,5 до 267,9‰) и средних интенсивностях дождя от 0,54 до 1,26 *мм/мин* при установившихся режимах дождя и стока. Продолжительность каждого наблюдения за смывом составляла от 30 до 120 *мин*, а в среднем 60—90 *мин*, не считая времени для установления необходимого режима. Постоянство интенсивности дождя фиксировалось по манометрам при насадках, интенсивность жидкого стока — по водосливу с модернизированным самописцем уровня «Валдай». После каждого опыта смытый грунт извлекался из отстойника и измерялся его объем. Так как грунт состоял из песка с частицами сравнительно крупного диаметра, то взвешенных наносов было мало и учитывался только объем тех наносов, которые отложились в отстойнике (емкостью в 4,16 $м^3$) за период данного опыта, причем для частиц песчаных фракций этот объем с течением времени менялся незначительно и практически его можно считать постоянным.

После каждого опыта объем смытого грунта составлял от нескольких килограммов до 1,7 тонны. Всего по исследованию за смывом грунта при различных уклонах было проведено более 100 опытов.

Обработка результатов наблюдений и получение расчетных зависимостей. Наблюдения за смывом велись по всей поверхности площадки при различных уклонах водосбора и различной интенсивности дождя. Для каждого опыта определяли: среднюю интенсивность дождя (i *мм/мин*), средний расход воды на один метр ширины в конце площадки (q $см^3/сек\,м$), среднюю высоту стекающего слоя воды в конце площадки (h *мм*) и интенсивность смыва грунта с поверхности площадки (по аналогии с интенсивностью дождя), которую вычисляли по формуле:

$$a\ мм/мин = \frac{A\ см^3 \cdot 10\ мм/см}{W\ см^2 \cdot t\ мин}, \qquad (16)$$

где $A\ см^3$ — объем смытого грунта в $см^3$;
$W\ см^2$ — площадь стоковой площадки;
t *мин* — продолжительность дождя в минутах.

По полученным значениям интенсивности смыва грунта при заданных уклонах склона и интенсивности дождя построен график зависимости между этими величинами (рис. 2).

На основании представленной на рис. 2 зависимости полагаем, что смыв грунта со склона является функцией уклона (I‰), расхода воды (q $см^3/сек\,м$) и других местных условий (B) и может быть выражен следующим образом:

$$a = B \cdot q^m I^n. \qquad (17)$$

Принимаем значения уклона постоянными и для каждого I_i‰ получаем свое уравнение:

$$a = B_1 q^m \quad \text{при} \quad I = \text{const}, \tag{18}$$

логарифмируя его, имеем:

$$\lg a = m \lg q + \lg B, \tag{19}$$

и из уравнения (19) находим значение m.

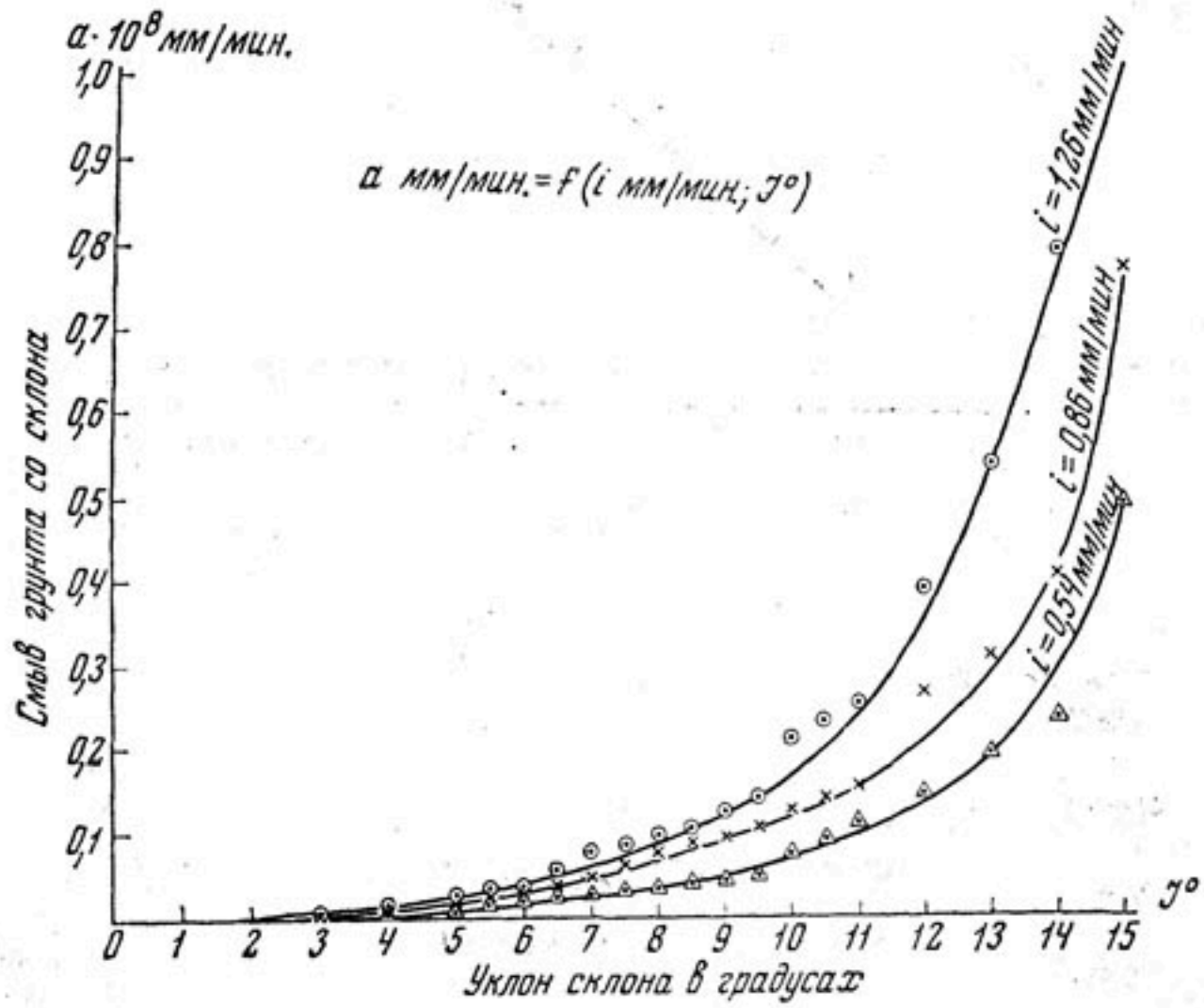

Рис. 2

Полученные значения m для различных уклонов площадки изменялись от 0,70 до 1,47 и в среднем m принято равным 1,14.

На рис. 3 показана зависимость

$$\lg \frac{a}{q^{1,14}} = f(\lg I\,{}^0/_{00}), \tag{20}$$

которая принята в виде прямой линии, и по уравнению

$$\lg \frac{a}{q^{1,14}} = n \lg I + \lg B \tag{21}$$

определены значения $n = 3{,}29$ и $B = 0{,}003487$.

Обработка производилась по способу наименьших квадратов.

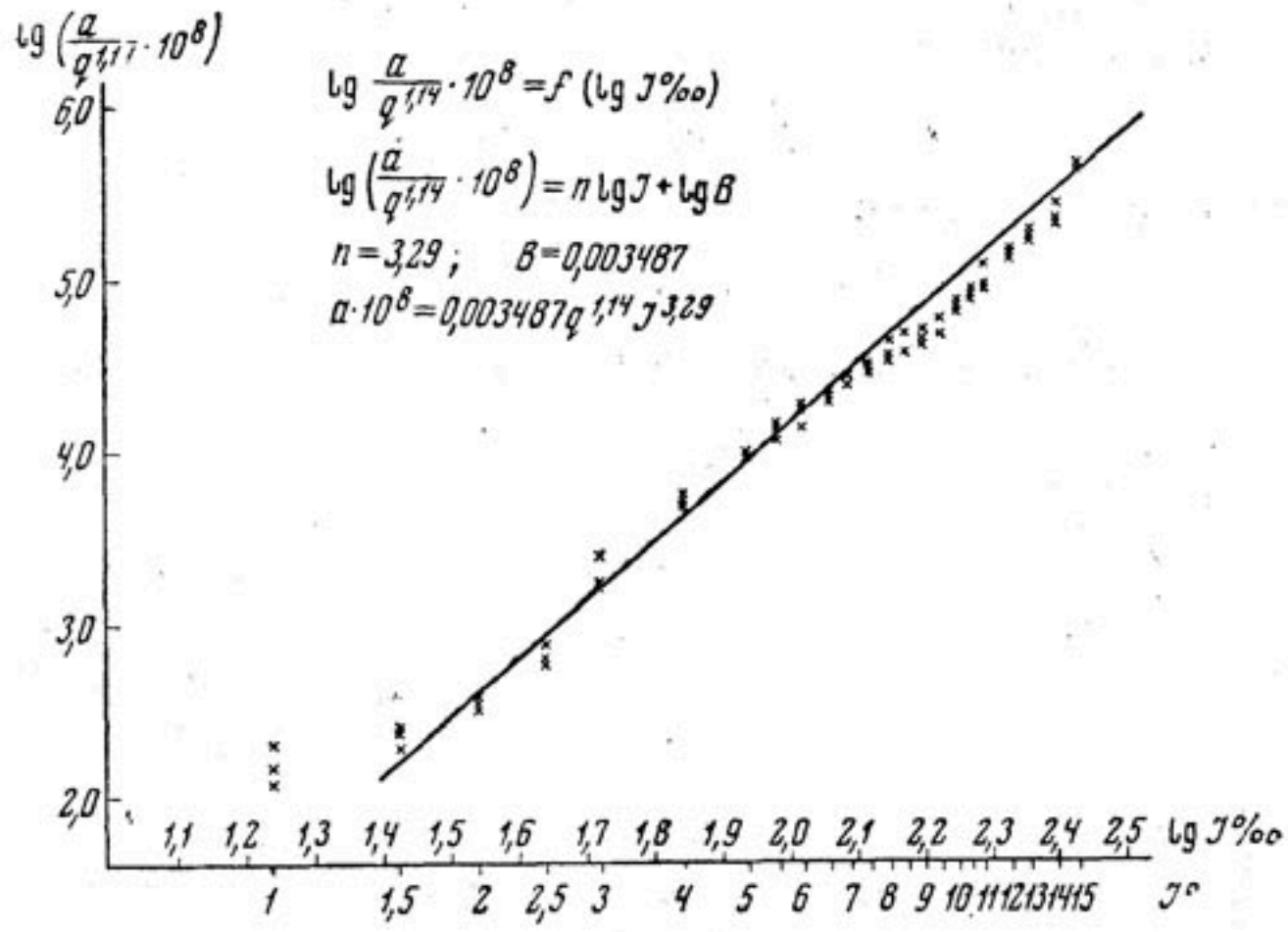
lg (a / q^1,14 · 10^8)
lg a/q^1,14 · 10^8 = f (lg J‰)
lg (a/q^1,14 · 10^8) = n lg J + lg B
n = 3,29 ; B = 0,003487
a · 10^8 = 0,003487 q^1,14 J^3,29
6,0
5,0
4,0
3,0
2,0
1,1 1,2 1,3 1,4 1,5 1,6 1,7 1,8 1,9 2,0 2,1 2,2 2,3 2,4 2,5 lg J‰
1 1,5 2 2,5 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 J°

Рис. 3

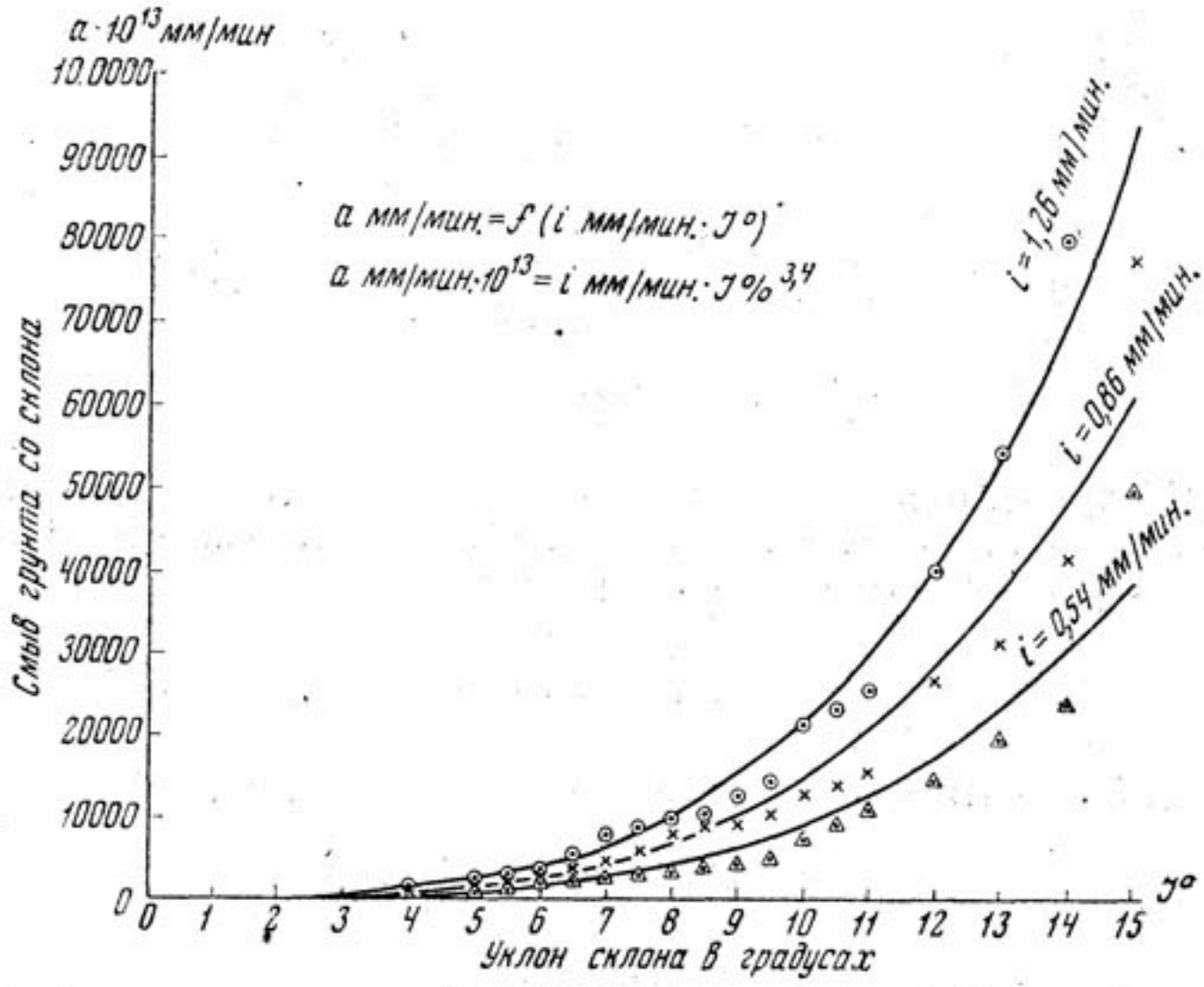
a · 10^13 мм/мин
10.0000
90000
80000
70000
60000
50000
40000
30000
20000
10000
0
a мм/мин. = f (i мм/мин. · J°)
a мм/мин. · 10^13 = i мм/мин. · J‰ 3,4
i = 1,26 мм/мин.
i = 0,86 мм/мин.
i = 0,54 мм/мин.
Смыв грунта со склона
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 J°
Уклон склона в градусах

Рис. 4

Таким образом, зависимость для интенсивности смыва (a *мм/мин*) имеет вид

$$a \cdot 10^8 = 0{,}003487 \cdot q^{1{,}14} I^{3{,}29}, \qquad (22)$$

где q — в *см*^{3}/*сек* и I в ‰; графически полученная зависимость показана на рис. 4. Для проверки полученного уравнения (22) были подсчитаны средние квадратичные отклонения вычисленных значений интенсивности смыва по уравнению (22) от наблюденных (табл. 5).

Таблица 5

Отклонения вычисленных значений интенсивности смыва по расчетным зависимостям от наблюдений

Интервалы отклонений, %	По уравнению (22)			По уравнению (23)		
	число случаев	процент случаев	обеспеченность, %	число случаев	процент случаев	обеспеченность, %
0—5	10	15,1	15,1	9	13,6	13,6
5,1—10	12	18,2	33,3	6	9,1	22,7
10,1—15	12	18,2	51,5	10	15,2	37,9
15,1—20	10	15,1	66,6	15	22,7	60,6
20,1—25	5	7,6	74,2	9	13,6	74,2
25,1—30	7	10,6	84,8	7	10,6	84,8
30,1—35	5	7,6	92,4	3	4,5	89,3
35,1—40	3	4,6	97,0	4	6,1	95,4
40,1—45	2	3,0	100	—	—	—
45,1—56,3	—	—	—	3	4,6	100
Итого	66	100	—	66	100	—
Среднеквадратичное отклонение		±20,3%			±23,1	

По этим данным среднеквадратичное отклонение полученной зависимости составляет ±20,3%, наибольшее 45,0%, причем число случаев, когда ошибка не выходит за пределы 30%, составляет 84,8%.

По тем же исходным данным была определена зависимость вида:

$$a = B \cdot i^m I^n. \qquad (23)$$

Значение коэффициентов B, m и n определялось подбором по методу последовательных приближений. При полученных значениях коэффициентов: $B=1$, $m=1$ и $n=3{,}4$ уравнение (23) имеет вид

$$a\,10^{13} = i \cdot I^{3{,}4}, \qquad (24)$$

где i — средняя интенсивность дождя в *мм/мин*;
I — уклон склона в промиллях.

Подсчитанное по данной зависимости среднеквадратичное отклонение составляет ±23,1%, наибольшее ±56,3%, причем число случаев, когда ошибка не выходит за пределы 30%, составляет 84,8% (см. табл. 5 и рис. 5).

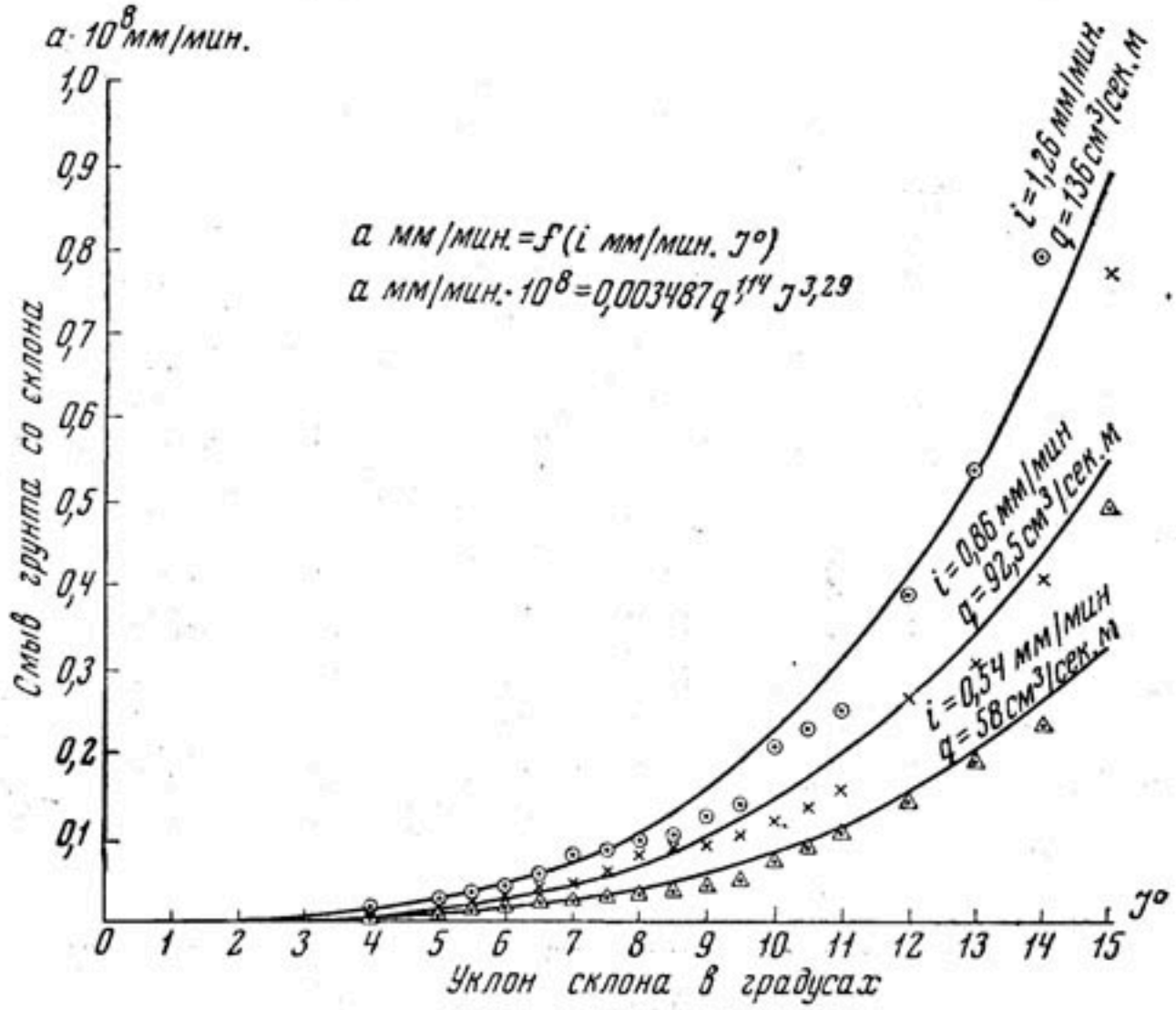

Рис. 5

Анализ полученной зависимости интенсивности смыва грунта. Наблюдения за смывом грунта велись при установившихся режимах дождя и стока. При скоростях стекания по склону от 3,9 до 51,2 *см/сек* и глубинах от 0,2 до 3 *мм* наблюденные значения относятся к ламинарному или переходному режимам.

Полученные зависимости для смыва грунта (22) и скорости стекания по склону (5) можно написать в общем виде:

$$a = B_2 q^{1,14} \cdot I^{3,29}, \tag{25}$$

$$V = B_1 q^{0,5} I^{0,66}. \tag{26}$$

Уравнения (25) и (26) с округлением коэффициентов m и n можно представить в виде:

$$a \sim q I^{3\frac{1}{3}}, \tag{27}$$

$$V \sim q^{0,5} \cdot I^{\frac{2}{3}}. \tag{28}$$

Из уравнения (26) находим

$$q \sim \frac{V^2}{I^{\frac{4}{3}}}, \tag{29}$$

тогда вместо (25) можно написать

$$a \sim \frac{V^2}{I^{4/3}} \cdot I^{3/2} \tag{30}$$

или

$$a \sim V^2 \cdot I^2. \tag{31}$$

Если принять, что режим ламинарный и скорость пропорциональна уклону в первой степени, то получаем вместо (31)

$$a \sim V^4. \tag{32}$$

Зависимость такого вида имеют почти все эмпирические формулы для расхода влекомых наносов: формула Шамова (Чеботарев, 1962), формула Лопатина (1952), формулы Мюльхофера и Полякова (Великанов, 1948 б) и других исследователей.

Если принять, что режим турбулентный и скорость пропорциональна корню квадратному из уклона, т. е.

$$V \sim \sqrt{I} \quad \text{и} \quad I^2 \sim V^4, \tag{33}$$

то получаем вместо (31)

$$a \sim V^6, \tag{34}$$

зависимость, известную под названием «закона Эри».

Таким образом, полученные нами зависимости для интенсивности смыва грунта со склона (22), в общем, хорошо согласуются как с эмпирическими формулами для определения расхода влекомых наносов, так и с формулой «закона Эри».

Для сравнения приводим данные других авторов о влиянии крутизны склонов на смыв.

Г. В. Лопатин (1952) на основании анализа наблюдений различных авторов считает, что характер этой закономерности может быть выражен в виде

$$a = A \cdot I. \tag{35}$$

Под наблюдением Цинга (1940),

$$a = Ax^{1,6} I^{1,4}. \tag{36}$$

По данным опытов Ниила (1938),

$$a = 0,4Tm^{2,2} I^{0,7}. \tag{37}$$

Приведенные формулы позволяют заключить, что смыв со склона приблизительно пропорционален уклону в первой степени, а по данным наших наблюдений — уклону в четвертой степени. Полученное расхождение можно объяснить различием в составе грунта: у авторов приведенных формул грунты состояли из частиц мелких фракций (типа суглинков и мельче), а в наших опытах — из песчаных фракций.

Смытые со склона крупные песчаные частицы обычно откладываются у подножия склона, а мелкие — в виде взвешенных на-

носов уносятся дальше. Поэтому структура приведенных формул (35—37), по-видимому, справедлива только для всего бассейна или крупных его участков, а для отдельных склонов с песчаным грунтом в этих формулах, очевидно, не учитывается смыв частиц во влекомом состоянии.

Смыв и перенос мелких фракций происходит в основном во взвешенном состоянии, а крупных — во влекомом. Поэтому формулы указанных исследователей соответствуют формулам скорости стекания по склону, а полученная нами зависимость — эмпирическим формулам расхода влекомых наносов и формуле «закона Эри».

Из анализа полученных зависимостей можно заключить, что для склона с частицами из песчаных фракций скорость стекания пропорциональна уклону в первой степени, а смыв пропорционален уклону в четвертой степени.

Вопрос о применении полученных зависимостей к другим условиям скоростей стекания и смыва грунта требует дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Агроскин И. И., Дмитриев Г. Т., Пиналов Ф. И. Гидравлика. М.—Л., Госэнергоиздат, 1954.

Бефани А. Н. Основы теории ливневого стока. «Тр. ОГМИ», 1949, вып. IV.

Бефани А. Н. Основы теории ливневого стока. «Тр. ОГМИ», 1958, вып. XIV.

Великанов М. А. Гидрология суши. Л., Гидрометеоиздат, 1948а.

Великанов М. А. Движение наносов, М., Речиздат, 1948б.

Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеоиздат, 1962.

Гуссак В. В. Опыт экспериментального изучения поверхностной эрозии почвы на красноземах влажных субтропиков Грузинской ССР. «Почвоведение», 1935, № 1.

Дубах А. Д. Пробегание талой воды по склонам и тальвегам. «Метеорол. и гидрол.», 1941, № 3.

Дудкин П. А. Скорости стекания воды по поверхности водосбора и методы их изучения. «Метеорол. и гидрол.», 1937, № 9.

Избаш С. В. Основы гидравлики. М., Гос. изд. лит. по строит. и архитек., 1952.

Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географгиз, 1952.

Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Л., Гидрометеоиздат, 1946.

Протодьяконов М. М. Теория стока поверхностных вод. М.—Л., Гострансиздат, 1932.

Протодьяконов М. М. Определение максимального стока поверхностных вод с малых водосборов. Л., Гидрометеоиздат, 1960.

Сурмач Г. П. Изучение водопроницаемости, стока и смыва на каштановых щебнистых почвах правобережья Нижней Волги в целях мелиорации. «Тр. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева», 1955, т. XVIII.

Борьба с эрозией почв. Сб. Укр. НИИ почвовед. Киев, 1962.

Чеботарев Н. П. Учение о стоке. Изд-во МГУ, 1962.

Юневич Д. П. О скоростях стекания воды по поверхности тонким слоем. «Метеорол. и гидрол.», 1937, № 9.

Neal T. H. Effect of Degree of Slope and Rainfall characteristics on Runoff and Soil Erosion. «Agricultural Engineering» May, 1938.

Zingg A. W. Degree and length of slope as if affects soil loss. «Agricultural Engineering» v. 21, No. 2, 1940.

В. М. ПАВЛОВ

О КРИТЕРИИ ПЕРЕХОДА ОТ ЛАМИНАРНОГО ДВИЖЕНИЯ К ТУРБУЛЕНТНОМУ ПРИ СКЛОНОВОМ СТОКЕ

При выпадении дождя сток по склону происходит в виде очень тонкого слоя порядка миллиметров и даже долей миллиметров. Однако несмотря на небольшие размеры, именно этот слой в значительной мере определяет характер гидрографов русловых потоков.

Переход от ламинарного движения к турбулентному при склоновом стоке наблюдается при некоторых условиях шероховатости n, уклоне склона I, расходе воды q *см*^{3}/*сек м* и кинематическом коэффициенте вязкости ν *м*^{2}/*сек*. Этот переход от одного вида движения к другому вызывает резкие изменения скоростей течения и глубин, однако по условию неразрывности потока для момента перехода значение расхода воды будет оставаться одинаковым как при ламинарном, так и при турбулентном режимах; для данного момента времени будут оставаться постоянными значения шероховатости склона, уклона и кинематического коэффициента вязкости. Эти условия могут быть записаны в виде

$$q_л = q_т \text{ при } n = \text{const}, \quad I = \text{const}, \quad \nu = \text{const}. \tag{1}$$

Для определения расхода склонового стока при ламинарном движении имеется выведенная на основе строго теоретических положений следующая зависимость (Великанов, 1954; Гончаров, 1962):

$$q = \frac{g}{3\nu} I h_л^3. \tag{2}$$

Для определения расхода при турбулентном движении воспользуемся формулой Шези

$$V = C\sqrt{RI}, \tag{3}$$

которая, хотя и выведена на основании некоторых теоретических предпосылок, является полуэмпирической. Для коэффициентов этой формулы накоплен обширный материал наблюдений (Чертоусов, 1964), и формула Шези остается основной для расчетов скоростей при турбулентном движении.

Используя формулу Шези для определения расхода воды при склоновом стоке и принимая $R=h$, получаем:

$$q_т = h_т C \sqrt{h_т I}\,, \tag{4}$$

где

$$C = \frac{1}{n} h_т^y \tag{5}$$

или

$$q_т = \frac{1}{n} h_т^{1.5+y} I^{0.5}. \tag{6}$$

Для одного и того же расхода при переходе от $V_л$ к $V_т$ получаем при сохранении условий (1) и уравнений (2) и (6).

$$\frac{g}{3\nu} I h_л^3 = \frac{1}{n} h_т^{1,5+y} I^{0,5}. \tag{7}$$

Условие (1) может быть написано в виде:

$$V_л h_л = V_т \cdot h_т \tag{8}$$

или

$$\frac{v_л}{v_т} = \frac{h_т}{h_л} = m, \tag{9}$$

где m — некоторый безразмерный коэффициент, значение которого должно быть больше единицы, так как при $q_л = q_т$ имеем

$$V_л > V_т \quad \text{и} \quad h_т > h_л. \tag{10}$$

Значение m не является постоянной величиной, а зависит от шероховатости склона: с увеличением шероховатости увеличивается и значение m.

Из уравнений (7) и (10) получаем

$$\frac{g}{3\nu} I h_л^3 = \frac{1}{n} (m h_л)^{1,5+y} I^{0,5} \tag{11}$$

или

$$\frac{g}{3\nu} I^{0,5} h_л^{1,5-y} n = m^{1,5+y}. \tag{12}$$

Значение $h_л$ может быть очень мало, и его непосредственное измерение вызывает большие затруднения, поэтому определяем $h_л$ по уравнению (2):

$$h_л = \left(\frac{g}{3\nu}\right)^{-1/3} \left(\frac{q}{I}\right)^{1/3} \tag{13}$$

и вместо уравнения (12) будем иметь:

$$\left(\frac{g}{3\nu}\right)^{0,5+y/3} q^{0,5-y/3} I^{1/3} n = m^{1,5+y} \qquad (14)$$

или

$$\left[\left(\frac{g}{3\nu}\right)^{0,5+y/3} q^{0,5-y/3} I^{1/3} n\right]^{\frac{1}{1,5+y}} = m. \qquad (15)$$

Обозначая левую часть уравнения (15) через β, получаем

$$\beta = m. \qquad (16)$$

Значение β является функцией кинематического коэффициента вязкости (ν), расхода (q), уклона (I) и коэффициента шероховатости (n) и является критерием для перехода от ламинарного движения к турбулентному; с увеличением q, I и n и с уменьшением ν значение β увеличивается, и при

$$\beta < m_{кр} \qquad (16а)$$

движение будет ламинарным;

$$\text{при } \beta = m_{кр} \qquad (16б)$$

имеет место переход от ламинарного движения к турбулентному и при

$$\beta > m_{кр} \qquad (16в)$$

движение будет турбулентным.

В полученное уравнение (15) входит значение показателя степени y при глубине h. Рекомендуемая для русловых потоков формула академика Н. Н. Павловского для показателя y получена при $R > 10$ *см* и $n \leqslant 0{,}04$, и экстраполяция этой зависимости по R и по n для малых глубин и значительных шероховатостей не дает удовлетворительных результатов. Величина показателя y уменьшается с глубиной и увеличивается с шероховатостью; для малых глубин со значительной шероховатостью получается некоторая взаимная компенсация, и, по нашим данным, $y = 1/6$ дает в первом приближении достаточную для практических расчетов точность. Тогда при $y = 1/6$ вместо уравнения (15) получаем

$$\left(\frac{g}{3\nu}\right)^{0,333} \cdot q^{0,267} \cdot I^{0,033} \cdot n^{0,600} = m. \qquad (17)$$

Если коэффициент $m > 1$, то, принимая значение m с некоторой погрешностью, мы как бы сдвигаем границу между зоной ламинарного и началом турбулентного движения; если же принять для m крайнее наименьшее значение $m = 1$, то, пользуясь нашим критерием по уравнениям (15) или (17), при $\beta < 1$ должно обязательно наблюдаться ламинарное движение и расчеты склонового стока следует проводить по соответствующим этому типу движения формулам.

Практическое значение полученного критерия m заключается в том, что при $\beta < m_{кр}$ расход следует определять по формуле (2), а скорость стекания по склону — по формулам:

$$V_{ср.лам} = \frac{g}{3\nu} I h_л^2 \qquad (18)$$

и

$$V_{макс.лам} = \frac{3}{2} V_{ср.лам}. \qquad (19)$$

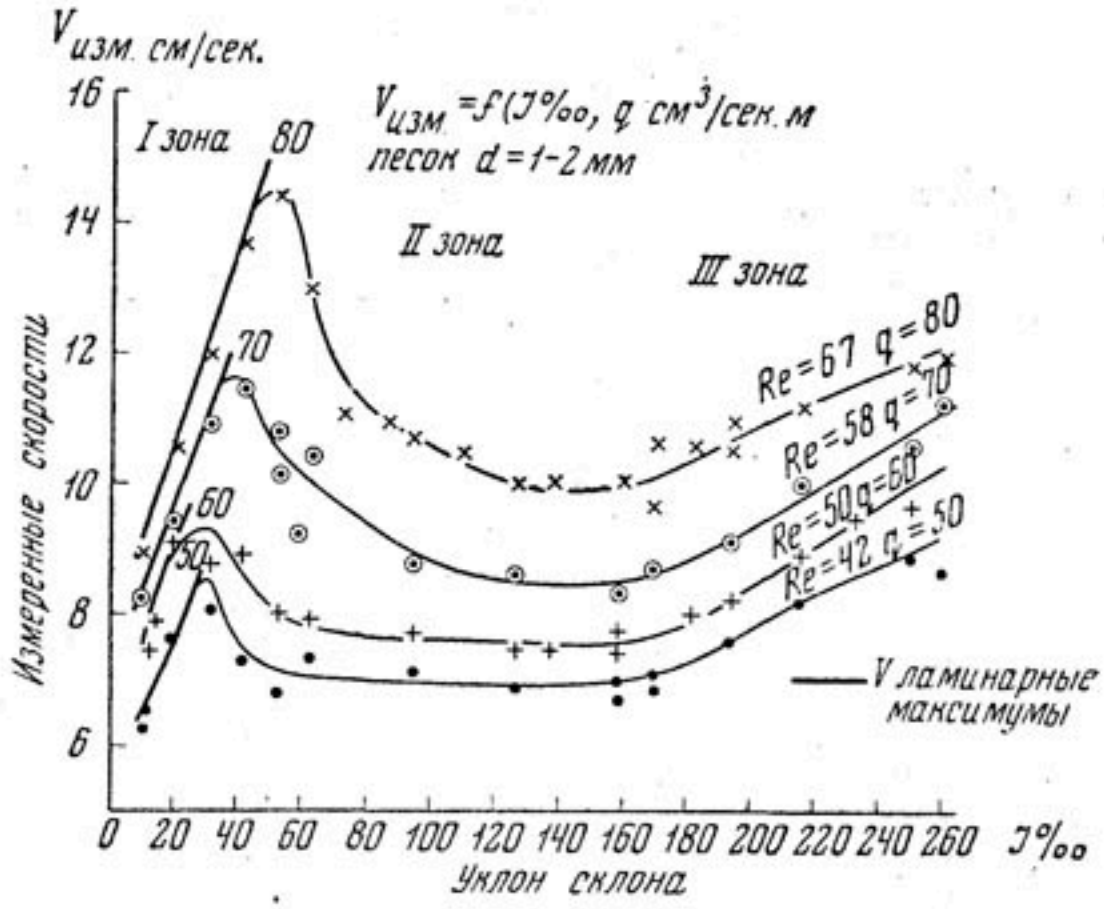

Рис. Зависимость скорости течения от уклона склона и расхода

Часто при определении $V_{лам}$ удобнее вместо уравнений (18) и (2) пользоваться формулой

$$V_{ср.лам} = \left(\frac{g}{3\nu}\right)^{1/3} q^{2/3} I^{1/3}. \qquad (20)$$

Уравнения (18) и (20) выведены на основе теоретических положений, и расчеты по ним не вызывают затруднений.

В качестве критерия для перехода от $V_л$ и $V_т$ были приняты: число Рейнольдса, предложенные нами уравнения (15) и (17) и некоторые другие характеристики. Наблюдения проводились на лотке длиной 3 *м* и шириной 40 *см* с переменным уклоном от 10 до 260‰ при различной шероховатости из наклеенных песчаных частиц одинаковых фракций диаметром от 0,25 до 10 *мм* и при расходах от 20 *см*³/*сек м* и до 100 *см*³/*сек м* (что соответствует интенсивностям дождя от 0,48 до 2,4 *мм*/*мин*). Скорость течения по склону определялась с помощью анилиновой краски; расход воды измерялся при каждом наблюдении. Всего было проведено более 1000

опытов. Для установившегося турбулентного движения при шероховатости 1—2 *мм*, по данным наших наблюдений, критическое значение m равно 2,1. Результаты обработки наблюдений и расчеты по уравнению (17) показали, что предлагаемый критерий перехода хорошо соответствует опытным данным. Число Рейнольдса в условиях наших опытов не являлось критерием перехода от $V_л$ к $V_т$; при одних и тех же числах Рейнольдса (от 17 до 84), но при различных значениях шероховатости могли иметь место и ламинарное, и переходное, и турбулентное движения. Для иллюстрации сказанного приводим рисунок, на котором показана зависимость скорости от уклона и расхода для склона с песчаными частицами диаметром от 1 до 2 *мм*. На графике можно выделить три зоны: I зона — ламинарного движения, в которой измеренные скорости близко соответствуют скоростям, вычисленным по формулам (19) и (20); II зона — переходного движения, когда отдельные струйки постепенно переходят от $V_л$ к $V_т$ и скорость за счет такого перехода с увеличением уклона уменьшается; III зона — установившегося турбулентного движения. Интересно отметить, что при переходе от $V_л$ к $V_т$ в соответствии с уравнениями (15) и (17) большое значение имеет величина n: при большой шероховатости этот переход осуществляется при меньшем расходе и меньшем уклоне. В таблице в соответствии с рисунком приведены исходные и окончательные расчеты.

Таблица

Наблюденные и вычисленные значения критических уклонов ($I_{кр}$)*

Расход воды в *см³/сек* на 1 *м* ширины	Число Рейнольдса	Вычисленное, среднее значение коэффициента шероховатости n	Значение критических уклонов, при которых $v_л$, переходит в $v_т$		Отклонение в промиллях
			наблюденное (см. рис.) $I_{кр}$	вычисленное (уравн. 17) $I_{кр}$	
80	67	0,067	55	60	+5
70	58	0,075	36	23	—13
60	50	0,081	26	19	—7
50	42	0,084	30	42	+12

* При этих значениях ламинарный режим движения переходит в турбулентный. Вычисления производились по уравнению (17) при $y=1/6$, $m_{кр}=2,1$ и абсолютной шероховатости $\Delta=1—2$ *мм*.

Если учесть, что уклону в 9‰ соответствует уклон в полградуса, то полученное наибольшее отклонение вычисленного по уравнению (17) значения критического уклона от наблюденного в 13‰ является небольшой величиной и находится в пределах точности наблюдений.

Нами проводились наблюдения при тех же значениях расходов, уклонов и числах Рейнольдса, но при абсолютной шерохова-

тости $\Delta = 2—3$ *мм*, что соответствует коэффициенту шероховатости по формуле Шези-Маннинга $n = 0{,}140$. По уравнению (17) было вычислено значение β, которое даже при уклоне в 10‰ было больше критического значения $m = 2{,}1$, т. е. $\beta > m_{кр}$, что соответствует данным наблюдений, так как при абсолютной шероховатости от 2 до 3 *мм* и для более крупных частиц ламинарного режима движения в условиях наших опытов не наблюдалось.

В соответствии с условиями поставленной задачи можно по уравнениям (15) и (17) определять не только критическое значение уклона, при котором ламинарный режим движения переходит в турбулентный, но и критическое значение кинематического коэффициента вязкости (ν), расхода (q) и коэффициента шероховатости (n). Подобные расчеты позволяют определять границы, в пределах которых следует пользоваться формулами (18) и (20) для ламинарного движения и которое, как отмечают многие исследователи, часто имеет место при склоновом стоке. Необходимо также учитывать, что полученные нами данные относятся только к условиям наших опытов, поэтому необходимы еще дальнейшие исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Великанов М. А. Динамика русловых потоков. М., Гостехиздат, 1954.
Великанов М. А. Русловой процесс (основы теории). М., Физматгиз, 1958.
Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеоиздат, 1962.
Чертоусов М. Д. Гидравлика. Специальный курс. М.—Л., 1964.

Р. С. ЧАЛОВ, К. М. БЕРКОВИЧ

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУСЕЛ ГОРНЫХ РЕК
(на примере рек Абхазии)

Вопросы типологии речных русел в последнее время неоднократно освещаются в литературе. Особенно большое внимание им уделяется в работах ГГИ (Кондратьев и др., 1959; Пиньковский, 1962), в которых опубликованы карты типов речных русел для европейской части СССР, Западной Сибири, Средней и Южной Сибири. Эти работы, несомненно, имеют большую ценность, однако они базируются в первую очередь на исследованиях равнинных рек; типология русел горных рек нуждается еще в дальнейшей разработке.

Различие между горными и равнинными реками подчеркивалось многими исследователями; оно выражается, во-первых, в неодинаковой крупности аллювия (Нечаев, 1960; Рожков, 1961); во-вторых, в режиме течения и структуре потока (Великанов, 1964; Сокольников, 1936; Маккавеев, 1955); в-третьих, в степени выработанности продольного профиля.

Аллювий горных рек весьма неоднороден по сравнению с аллювием равнинных рек; крутые склоны горных долин поставляют в русла рек настолько крупные обломки пород, что их нагромождения нередко являются основным определяющим фактором формы горного русла.

Для потока горной реки характерна высокая кинетичность (бурное течение), вследствие чего подпор и спад, обтекание берегов, образование циркуляционных течений и другие гидравлические явления, влияющие на облик русла, развиваются иначе, чем в спокойном потоке равнинной реки.

Долины горных рек обычно формируются в более сложной геологической обстановке, характеризующейся относительно интенсивными тектоническими движениями, чередованием резко выраженных структур и пестрым литологическим составом горных пород. Поэтому продольный профиль горных рек обычно далек от состоя-

ния выработанного; на реках встречаются наряду с участками относительно стабильными, где развиты нормальные русловые формы, участки интенсивной глубинной эрозии с водопадами, порогами и быстринами и участки интенсивной аккумуляции, отличающиеся мощными конусами выноса, обвалованными руслами и относительно широкой, изрезанной рукавами поймой.

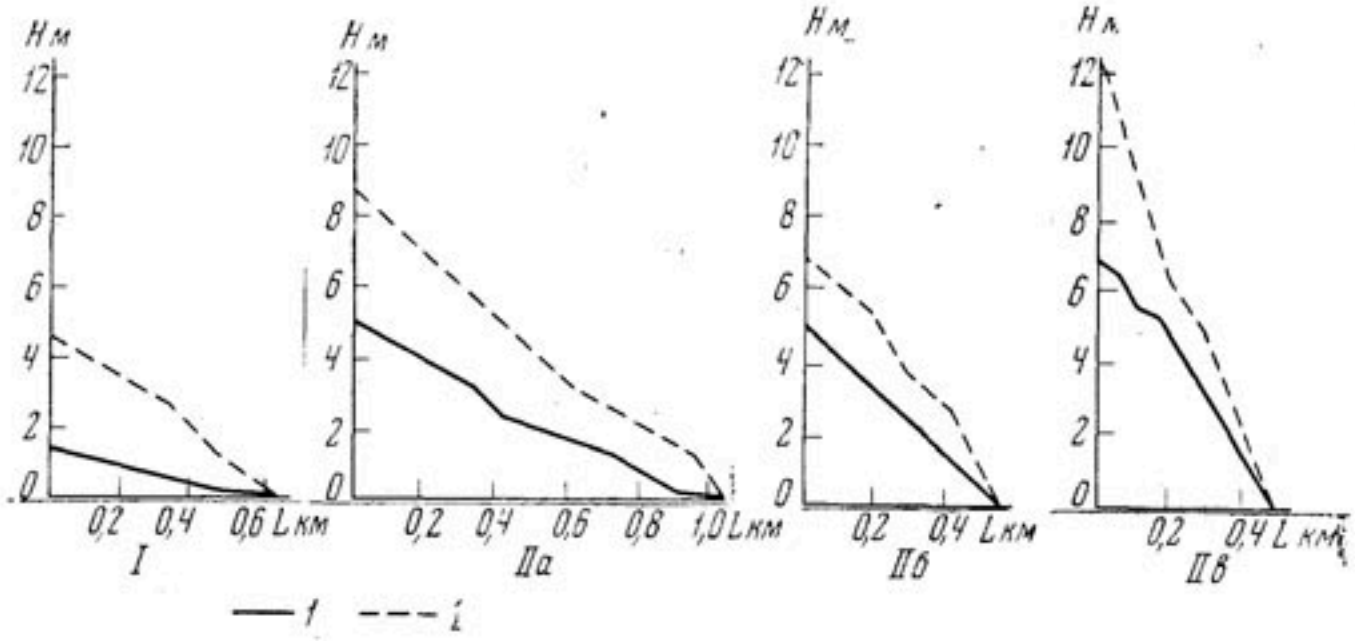

Рис. Типовые продольные профили русел рек Абхазии: *I* — полугорные русла; *II* — горные, с развитыми русловыми формами; *IIб* — горные, с неразвитыми русловыми формами; *IIв* — порожисто-водопадные русла. *1* — русла рек с площадью бассейна более 100 *км*², *2* — русла рек с площадью бассейна более 10—100 *км*²

Поскольку процесс взаимодействия потока и ложа реки у равнинных и горных рек вследствие указанных различий протекает не одинаково, принципы типизации русел горных рек должны быть совершенно иными, чем для равнинных рек.

Н. И. Маккавеев (1955) считает, что критерием для определения различия равнинных и горных рек может быть бурность потока, которая, в свою очередь, является функцией уклона и водности реки. Им составлена для рек разного размера таблица критических уклонов, превышение которых приводит к явлению бурности потока, а следовательно, к переходу русла к горному типу. Между горными и равнинными реками выделяется обширная группа полугорных рек.

Наши исследования, проведенные в составе экспедиции Московского университета, позволили дополнить и конкретизировать найденные Н. И. Маккавеевым, а также М. А. Великановым, В. М. Сокольниковым и другими критерии определения морфологии русел горных рек. Нами составлена схематическая карта типов речных русел Абхазской АССР; при этом помимо материалов собственных исследований были использованы для некоторых рек существующие гидрографические описания (Куфтырева и др., 1961).

Принято считать основными типами речных русел русла равнинные, горные и полугорные. Те реки, которые при всех фазах гидрологического режима имеют спокойное течение, являются равнинными. В исследованном районе в Абхазии к ним могут быть отнесены лишь некоторые малые реки предгорий и приморских низменностей и низовья реки Ингури. Горные русла отличаются бурным характером течения по всему руслу в паводок или на отдельных участках (в основном на порогах и перекатах) при меженных горизонтах. Полугорные русла являются переходными между горными и равнинными, поэтому режим бурности потока резко изменяется от межени к паводку; в межень поток на всем протяжении русла спокойный, а в паводок появляются участки большей или меньшей протяженности, с бурным течением. По Н. И. Маккавееву, переход от равнинных к полугорным руслам осуществляется при критическом падении русла в 25—50 *см/км*. Критические падения перехода от полугорных к горным руслам колеблются в значительных пределах и, по нашим исследованиям, оказываются тесно связанными с площадью бассейна. У рек с площадью бассейна более 100 *км*^{2} поток становится бурным уже при падении 5—6 *м/км*, тогда как для рек с площадью бассейна от 10 до 100 *км*^{2} критическое падение равно приблизительно 25 *м/км*. У малых рек (площадь бассейна меньше 10 *км*^{2}) полугорный характер течения наблюдается даже при падении в 50 *м/км*. Равнинные и полугорные реки в зависимости от соотношения гидрологического режима, уклонов, водности, крупности и количества наносов меандрируют или дробятся на рукава, часто русла становятся разветвленно-извилистыми, особенно у полугорных рек.

Значительно сложнее обстоит дело с подразделением горных русел на морфологические подтипы. В зависимости от сочетания определяющих факторов, перечисленных в начале статьи, можно выделить три основных подтипа горных русел: а) с развитыми русловыми формами, б) с неразвитыми русловыми формами и в) порожисто-водопадные русла. Переход от одного подтипа к другому совершается при различных значениях критического падения у рек с разной площадью бассейна (табл. 1). Вследствие этого и характер продольного профиля однотипных русел не одинаков у больших и малых рек.

Отличительной особенностью горных русел с развитыми русловыми формами является наличие в них перекатов, образованных побочнями. Морфологический облик русла зависит от ширины дна долины и литологии пород, слагающих ее коренные берега. В ущельях реки образуют вынужденные излучины; перекаты приурочены к изгибам потока и обычно относительно стабильны, их гребни часто почти параллельны линии вогнутого берега, у которого располагается глубокий и спокойный плес. В очень широких ущельях русла горного типа могут меандрировать, в зоне предгорий они обычно дробятся на сложную систему рукавов. Режим бурности потока в руслах с развитыми русловыми формами довольно слож-

Таблица 1

Морфологические типы русел горных рек и соответствующие им значения критических падений

Тип и подтип русла	Критическое падение (*м/км*) у рек с площадью бассейна		
	> 100 *км*²	от 10 до 100 *км*	< 10 *км*²
I. Полугорный	0,2—0,5	—	—
II. Горный			
а) с развитыми русловыми формами	4—6	25—26	48—50
б) с неразвитыми русловыми формами	15—17	55—60	70—75
в) порожисто-водопадный . . .	28—30	100—105	120—125

ный: на перекатах течение всегда бурное, на плесах бурный поток наблюдается только во время паводков.

Русла с неразвитыми русловыми формами отличаются равномерным распределением глубин по длине потока и практически повсеместным бурным течением при всех фазах гидрологического режима. Перекаты здесь отсутствуют. Очень редко встречаются местные увеличения глубины, которые располагаются вдоль скалистых откосов, вызывающих резкий изгиб потока. Валунные отмели строго приурочены к выпуклым берегам даже незначительных изгибов русла: чем больше уклон русла, тем реже они встречаются. В самом русле наблюдается много больших валунов и глыб, нередко в межень поднимающихся над водной поверхностью.

Порожисто-водопадные русла развиты обычно в верховьях горных рек. Основной облик реки здесь создают многочисленные пороги и водопады, образованные выходами коренных пород в русле и обвалившимися со склонов глыбами; ниже водопадов встречаются глубокие эрозионные котлы. В верховьях при больших уклонах профиль ступенчатый из-за частого чередования водопадов и эрозионных котлов; при небольших для этого типа русел уклонах река имеет волнистый продольный профиль, обусловленный следующими друг за другом порогами. В геоморфологической литературе иногда можно встретить мнение (Щукин, 1964), что только порожисто-водопадные русла обладают бурным течением потока и являются горными.

Довольно четкая связь уклонов и типов русел присуща только рекам с площадью бассейна более 100 *км*². У рек с меньшим размером бассейна эта связь часто сильно затушевывается местными условиями, из которых главными являются литологические, приводящие местами к появлению аномальных, не типичных для данных уклонов участков русла. Например, в Абхазии на реке Лапсте вследствие выходов в русле слоев плотных песчаников полугорное русло прерывается порожисто-водопадным участком протяженно-

стью около 2 *км*, хотя уклоны при этом практически не меняются. Аналогичное явление наблюдается на реке Мехадыре, где горное русло с развитыми русловыми формами отделяется от полугорного почти 4-километровым участком с водопадами, порогами и эрозионными котлами, причем общий уклон на нем в два раза меньше, чем на лежащем выше участке с развитыми русловыми формами. Этот аномальный участок располагается в пределах эпигенетического ущелья, прорезающего ядро антиклинальной складки, сложенной известняками.

Изменение типа русла вверх по течению строго следует данным табл. 1 только при последовательном переходе в этом же направлении от более высокого порядка реки к более низкому (в понимании Н. А. Ржаницына, 1960), а именно в том случае, если сливающиеся реки имеют равновеликие площади бассейнов. Если же река высокого порядка принимает приток значительно более низкого порядка, т. е. выше створа слияния главная река и приток имеют неравноценные площади бассейнов, то соотношение типов русла и падений на притоке зависит уже от площади бассейна самого притока, а не всего водосбора в целом.

Как известно, показателем бурности потока является число Фруда, абсолютная величина которого находится в прямой зависимости от квадрата средней скорости и в обратной — от средней глубины потока. Теоретически при значениях $Fr<1$ поток является спокойным, при $Fr>1$ бурным. Однако, как показали наши исследования, абсолютные значения числа Фруда, вычисленные по данным постов Гидрометеослужбы и постов, организованных экспедицией Московского университета в 1963—1964 гг. (табл. 2), почти всюду оказываются меньше 1. Это объясняется следующими обстоятельствами: 1) посты обычно находятся на плесовых участках, а, как было показано выше, у полугорных рек и рек с развитыми русловыми формами поток является бурным только на перекатах; 2) в горном потоке между валунами образуются застойные зоны, которые, по выражению В. М. Сокольникова, играют роль «водяных подушек», над которыми скользят верхние слои, не вовлекая придонные в общий кругооборот воды. Вследствие этого измеряемая на постах средняя скорость потока занижена, а глубина завышена.

Показательно определение числа Фруда в нижнем течении реки Жоеквары в пределах г. Гагра, где борта и дно русла бетонированы, крупные фракции наносов отсутствуют, улавливаясь расположенным выше по течению водохранилищем, а уклоны соответствуют полугорным руслам. Поскольку здесь нет факторов, влияющих на снижение величины числа Фруда, то колебания его полностью отражают режим бурности потока для полугорных рек: в низкую межень оно составляет всего 0,14—0,18, а в период прохождения паводков оказывается всегда больше 1,0.

В заключение следует отметить, что предлагаемая классификация русел горных рек не претендует быть полной и окончатель-

О. А. БОРСУК, Ю. Г. СИМОНОВ

ОПЫТ РАЗРАБОТКИ ПАЛЕОПОТАМОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Палеопотамология — учение о древних реках. Этой науки еще нет, но ее необходимость ощущается всеми, кто занимается реконструкцией древних ландшафтов или палеогеографическим анализом.

В настоящее время к решению палеогеографических задач, несмотря на все многообразие точек зрения, наметилось два подхода — геологический и географический. К. К. Марков пишет (1960), что палеогеография является историей развития современной природы земной поверхности. Это подход географический. Геологический взгляд на предмет палеогеографии наиболее полно отразил Н. М. Страхов (1955), который писал, что палеогеография — это наука, изучающая географическую обстановку, существовавшую на поверхности Земли в древние геологические эпохи. Различия здесь очевидны. Причем следует сразу заметить, что они не исключают друг друга, а лишь рознятся своими результатами. Первый пытается объяснить современность, второй — познать прошлое.

Но если цели этих направлений различны, то научные методы их едины. Сущность этих методов состоит в том, чтобы находить в самой природе черты ее прошлого, по единичным и отрывочным данным восстанавливать целое. Приемы реконструкций различны. Нередко по находкам остатков животных и растений или по данным спорово-пыльцевого анализа восстанавливают местообитание живых организмов или ландшафт. При этом по общим его характеристикам на базе принципов актуализма восстанавливают и его части. Это один из наиболее употребительных путей реконструкции былых ландшафтов недавнего прошлого, главным образом кайнозоя. Для более древних эпох существенным подспорьем является анализ осадков соответствующего времени — фациальный анализ.

На базе литологического анализа осадков в настоящее время, например, успешно восстанавливают некоторые элементы климата (температуру, ветер, характер циклонов и т. п.). Эти данные положены в основу палеоклиматологии. Палеопедология успешно разрабатывает методы анализа древних почв. В отдельных случаях удается восстановить рельеф, хотя это еще и не получило своего окончательного оформления. Примерно в таком же состоянии, если еще не в менее удачном, находится и наука о древних реках.

Цель настоящей статьи — привлечь внимание к проблемам палеопотамологии и поделиться некоторыми соображениями и материалами, накопленными в процессе исследований Восточного Забайкалья. Реки и рельеф очень связаны между собой. Отсюда понятен и интерес геоморфологов к проблемам палеопотамологии, как науки.

Основы палеопотамологии были заложены чешским ученым Ф. Ржиковским (Řikovsky, 1929) и развиты, в основном даже без упоминания термина «палеопотамология», во многих палеографических работах, посвященных изучению аллювия. Специально рассмотрены некоторые фрагменты палеопотамологии в работах Г. И. Горецкого (1964) и Н. И. Маккавеева (1955).

Какие же гидрологические характеристики нужно и можно получить при изучении толщ древнего аллювия и что для этого нужно — вот основной вопрос всего исследования. Для анализа стока прежде всего необходимо восстановить речную сеть, выяснить ее структуру и оконтурить области питания, т. е. выделить бассейны. Этот вопрос может быть разрешен на основании изучения тектонического режима территории и отдельных тектонических элементов, к которым, как показано многочисленными работами геоморфологов (Зеккель, 1948; Геренчук, 1960, и многие другие), приурочены основные долины рек.

Известно, что долины рек Восточного Забайкалья имеют тектоническое происхождение. Считая вслед за подавляющим большинством геоморфологов и геологов, что тектонический режим земного шара сохраняет большую унаследованность от предыдущего тектонического цикла, можно подобный анализ основных «стволов» речной сети проводить не только в Забайкалье. Исключение могут представлять, главным образом территории, подвергавшиеся оледенению, так как ледники способны существенно изменять конфигурацию бассейнов, создавать подпоры и направлять сток по новым путям.

При разборе структуры речной сети устанавливается ряд параметров, определяющих основные гидрологические характеристики. Первым таким параметром мы, вслед за М. А. Великановым (1964), считаем разветвленность речной системы — главная река при этом получает порядковый номер, начиная счет от самого малого водотока (элементарный водоток — водоток I порядка). Этот метод был предложен в США Р. Хортоном (1948), а в СССР — рядом гидрологов, например Б. П. Пановым (1948), Н. А. Ржаницыным (1960).

Второй количественной характеристикой речной сети является ее густота. Этим термином обозначается отношение суммарной протяженности всех рек гидросети к площади ее бассейна.

Более или менее крупные долины на территории Забайкалья (Симонов, 1963) не испытывали существенной перестройки с начала кайнозойского тектонического цикла. Вопрос о двух основных параметрах речной сети — порядках водотоков и густоте решается совместно. Так как в четвертичное время происходила существенная миграция климатических поясов, перемещение которых меняло характеристики стока, то мы рассмотрим два бассейна — в лесостепном поясе и в поясе тайги. Оба бассейна являются низко-среднегорными, со средней абсолютной высотой 1000 *м*. Средняя густота расчленения рельефа в южном, лесостепном районе 1,0 *км/км²*, а в северном, лесном 1,3—1,4 *км/км²*. В условиях распространения многолетнемерзлых пород большое значение приобретает глубина деятельного слоя, а как следствие этого — интенсивность склоновых процессов. При условии мощного деятельного слоя широкое распространение имеют солифлюкционные процессы, что характерно для лесостепной зоны, где проходит южная граница многолетнемерзлых пород. Водотоки I и II порядков могут постепенно заплывать солифлюкцием, сливаясь с поверхностью склона. Малые распадки, глубиной до 20—40 *м*, могут постепенно снивелироваться и перейти в склон. Мощность рыхлых щебенистых отложений в таких покровах меняется от 3—4 *м* в верхних частях склона до 10—15, а иногда 20—25 *м* в нижних его частях. Таким образом происходит одновременная потеря порядка водотока основной реки и уменьшение густоты расчленения. Б. П. Панов (1948) отчетливо показал, что уменьшение густоты речной сети ведет к уменьшению коэффициента стока, к увеличению потерь на испарение. Это же явление приводит к уменьшению паводочной волны, к растягиванию паводков. В условиях близкого залегания многолетнемерзлых пород выпавшие осадки быстрее попадают в речную сеть, чем в районах с 3—5-метровым слоем талых пород. А так как грунтовый сток в Забайкалье является основным (поверхностный сток почти отсутствует), то характеристика деятельного слоя, его водопроницаемость в этом районе имеют огромное значение для формирования стока.

Рассмотрим изменение некоторых русловых характеристик в зависимости от порядка водотока. Наиболее полные характеристики были получены Н. А. Ржаницыным (1960) для Русской равнины: обобщенная характеристика морфологических параметров, т. е. связей между длиной потоков, площадью водосбора, густоты речной сети и порядков водотоков — порядков водотоков и некоторых основных гидрологических параметров, таких, как среднемноголетний расход, среднемаксимальный расход весеннего половодья и его продолжительность и т. п. Им же были даны некоторые основные морфологические характеристики русла потоков речной системы в зависимости от порядка потоков. Из них наиболее инте-

ресными будут характеристики изменения продольного уклона рек по порядкам водотоков и ширина меженного русла потоков разных порядков.

Построения, аналогичные графикам Н. А. Ржаницына, были выполнены нами для рек Тунгиро-Амазарского междуречья (рис. 1).

Эти характеристики представляют большой интерес для гидрологии и моделирования русловых процессов, но перейти от них

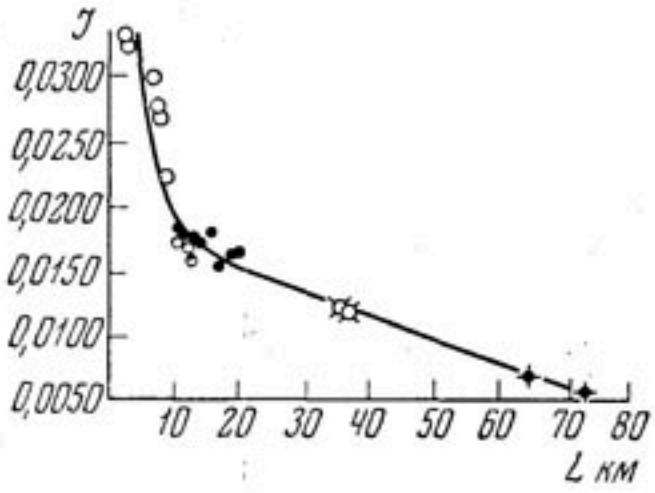

Рис. 1. Связь уклонов рек с их длиной

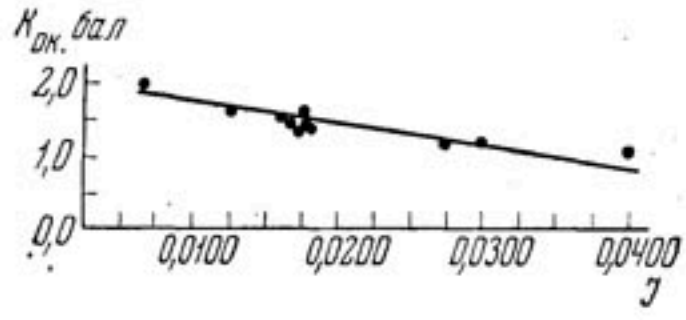

Рис. 2. Связь уклонов рек с окатанностью галечников

прямо к анализу древних русел невозможно, необходима еще одна опосредствованная связь. Как нам кажется, такая связь может быть получена, если изучать гранулометрический состав галечников и его изменение по порядкам водотоков. Но эта характеристика аллювия, как показывает опыт, меняется в широких пределах на водотоках IV—VII порядков, которые мы изучали (реками VII порядка являются река Амазар ниже г. Могоча и река Тунгир ниже сел. Тупик). Проведение такого анализа сопряжено и с рядом методических трудностей. Более надежно могут характеризовать потоки, оказывается, не размеры, а окатанность обломочного материала, если ее исследовать по узким фракциям наносов (например, 10—25 *мм*, 25—50, 50—100 *мм* и т. д.). Сопоставления коэффициента окатанности ($K_{ок}$) галечников с уклонами водотоков (рис. 2) дают хорошие результаты. Таким образом, одна из характеристик речной сети может быть определена по окатанности галечников. Это одновременно и гидравлическая характеристика (уклон). По этим характеристикам — гранулометрическому составу наносов и гидравлической характеристике — можно вычислить коэффициент устойчивости русла. Для современных водотоков в Восточном Забайкалье он оказывается равным 2,5—4,0; для верхне-среднечетвертичных отложений Тунгиро-Амазарского водораздела он существенно не изменяется, несколько уменьшаясь для самых древних — среднечетвертичных — отложений. По петрографическому составу наносов удается определить, при наличии пород индикаторов, длину транспорта. Такая

характеристика петрографического состава как вариация пород определенного петрографического состава по вертикали толщи (временные вариации) дает очень интересные показатели по транзиту обломочных частиц. На водотоках низких порядков, где транзит обломочных частиц невелик, пространственные вариации от места к месту по длине водотока достигают 200—300% (C_v=2,0—3,0).

На водотоках IV—V порядков вариации падают до 90—120%, а на водотоках VI—VII порядков — до 60—80%. Все приведенные цифры характеризуют вариации петрографического состава пород в современном русле. Эта же характеристика может быть применена для определения вариаций петрографического состава древних толщ; степень однородности условий накопления аллювия описывается временными вариациями, а различия условий транзита по отдельным горизонтам — пространственными вариациями. При наличии пород-индикаторов изучается колебание числа галек, сложенных ими по разрезам аллювия и детально изучается их окатанность. К настоящему времени в СССР, США, Франции и других странах проведены большие работы по изучению связи окатанности и длины пути. Пользуясь этими данными, можно установить длину переноса галек. О типе перемещения наносов свидетельствует количество и битых галек и галек с дефектами (сколы, отщепы и т. п.). Ранее нами приводились результаты работы по изучению битых и обколотых галек по длине реки Талангуй (Борсук, 1964). Увеличение количества битых и обколотых галек свидетельствует о большом числе соударений, о более бурном режиме потоков. На реках Восточного Забайкалья соотношение битых галек в древнем и современном аллювии различно: в эпохи более холодные количества битых галек возрастает, в теплые — падает. Большой интерес для характеристики передвижения наносов представляет изучение окатанности галек в различных фракциях. Мы пользуемся изучением окатанности в трех фракциях: 10—25 *мм*, 25—50, 50—100 *мм*. По длине реки соотношение окатанности этих трех фракций меняется. Так, для бассейна Амазара (река Амазаркан) характерна в целом несколько лучшая окатанность фракции галек 10—25 *мм* по сравнению с двумя другими. В среднем течении лучшая окатанность галек во фракции 25—50 *мм*, а наихудшая — у галек 10—25 *мм*. На реке Амазар, в 40 *км* от истока, лучшую окатанность приобретает галька фракции 50—100 *мм*, затем следуют гальки фракции 25—50 *мм* и, наконец, гальки фракции 10—25 *мм*. По реке Талангуй (Юго-Восточное Забайкалье) были получены сходные данные, за исключением того, что там нарастание окатанности мелкой гальки в верховьях шло не быстрее, чем у галек более крупных фракций. Эти различия обязаны более бурному режиму рек Восточного Забайкалья.

Восстановив порядок водотоков, условия перемещения наносов и их транзит, очень заманчиво перейти к реконструкции скоростей древних потоков. Оказывается, сама природа позаботилась

об индикаторах скоростного режима потоков, которыми являются гальки. Они могут давать большую информацию о древних потоках — об их направлении и, главное, скоростном режиме. Даже при беглом взгляде на галечную отмель в русле в глаза бросается ориентированный узор галек. На это уже давно обратили внимание исследователи галечного аллювия. Кроме этого, при внимательном изучении ориентировки галек и угла их наклона выявляется любопытная закономерность: с возрастанием скорости потока увеличивается угол наклона гальки. Это возрастание угла наклона довольно устойчиво до скоростей потока порядка 3,0—3,5 *м/сек*. При больших скоростях увеличивается хаотичность в ориентировке и возрастает дисперсия углов наклона галек, в среднем происходит даже некоторое уменьшение угла наклона галек. Это явление отмечал в своей работе А. А. Кухаренко (1953). Экспериментальные работы, проведенные на лотке Н. В. Разумихиным (1963), подтвердили увеличение среднего угла наклона плоскости $A \times B$ галек от 20 до 55° при возрастании скорости потока: данные по скоростям автор не приводит.

Большой натурный материал, собранный в Восточном Забайкалье, убеждает нас в том, что, действительно, при возрастании скорости потока увеличивается угол наклона галек. Кроме скорости потока на угол наклона галек влияет форма и размер галек. Это учитывается в методике проведения работ; замеряются гальки одной фракции и близкой формы (упрощенные или уплощенно-удлиненные). Так, для реки Амазаркан были получены следующие характеристики угла наклона галек: в русле 25—28°, в пойме 20—25°, в I надпойменной террасе 15—20°. По графику, приведенному в работе А. А. Кухаренко (1953), такие углы наклона галек соответствуют скоростям потока: русла — 2,0 *м/сек*, поймы 1,5—2,0 *м/сек*, I — надпойменной террасы — 1,0—1,5 *м/сек*.

В некоторых случаях, когда удается в разрезах аллювиальных отложений обнаружить отложения проток и точно восстановить положение русла, возникает возможность определения не только скоростей, но и расходов. Ширина водотока связана с его порядком. Связь этого типа была показана в работе Н. А. Ржаницына (1960), для Восточного Забайкалья она была подтверждена нами. Н. А. Ржаницын дал зависимость среднемноголетних расходов от порядка водотока. Имея поперечный разрез погребенного русла, зная порядок водотока, можно найти ему аналог среди современных водотоков. По ширине и глубине водотока, которая определяется на основании анализа фаций галечников, с вышележащими осадками, может быть легко вычислено живое сечение русла. Имея данные по скорости, можно рассчитать расходы воды в этом русле.

Подобные исследования позволяют перейти к численной характеристике стока, что может служить основанием для более глубоких палеогеографических реконструкций в целом, так как реки и сток, в особенности, являются продуктом климата.

ЛИТЕРАТУРА

Борсук О. А. Некоторые результаты гранулометрического и морфометрического изучения аллювиальных отложений Юго-Восточного Забайкалья (на примере бассейна р. Талангуй). В сб.: «Количественные методы в географии». Изд-во геогр. фак-та МГУ, 1964 (ротапринт).

Великанов М. А. Гидрология суши, изд. 5. Л., Гидрометеоиздат, 1964.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. «Зап. Геогр. о-ва СССР», нов. сер. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1960, т. 20.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М., Изд-во «Наука», 1964.

Зеккель Я. Д. О влиянии структурных особенностей на направление речных долин Русской равнины. «Проблемы физической географии», сб. XIII. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Кухаренко А. А. Ориентировка обломков в отложениях потоков. «Уч. зап. ЛГУ», 1953, № 159.

Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Марков К. К. Палеогеография, изд. 2. Изд-во МГУ, 1960.

Панов Б. П. Количественная характеристика речной сети. «Тр. ГГИ», 1948, вып. 4 (58).

Разумихин Н. В. Изучение ориентировки галек на модели речного русла. «Вестн. ЛГУ», сер. геол. и геогр., 1963, № 24, вып. 4.

Ржаницын Н. А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л., Гидрометеоиздат, 1960.

Симонов Ю. Г. Генетическая классификация и основные типы развития долинно-балочной сети Юго-Восточного Забайкалья. «Зап. Забайкальск. отд. Геогр. о-ва СССР», 1963, вып. XXI.

Страхов Н. М. Палеогеография. БСЭ, изд. 2, т. 31, 1955.

Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. ИЛ, 1948.

Rikovsky Fr. Paleopotamologicky vyvoj Svitavy. Praha, 1929.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

I. Многолетние колебания стока и вероятностные методы его расчета

Г. П. Калинин, А. И. Давыдова. Циклические колебания стока рек северного полушария 9
А. И. Давыдова. Особенности колебаний стока рек различных районов северного полушария 23
В. М. Евстигнеев. Многолетние колебания и норма стока р. Шилки в связи с особенностями развития основных форм циркуляции . . 31
С. Г. Костина, А. Ш. Резниковский. О влиянии степени связности гидрологических рядов на моментные оценки их параметров распределения 35

II. Сток и элементы водного баланса

В. Ф. Евсеев, Л. С. Евсеева. Применение методов математической статистики к расчету переноса влаги 53
Л. С. Евсеева. Влияние испарения с поверхности Каспийского моря на атмосферные осадки Ленкорани 61
А. С. Шкляев. Распределение атмосферных осадков на территории Пермской области 72
В. Д. Быков, Мехди Эль Сахаф. Максимальный сток рек Ирака 79
Мехди Эль Сахаф, Р. К. Клиге. Период межени на реках Ирака 85
И. С. Федорова. Минимальный сток рек Сахалина 91
Г. Н. Голубев. Формирование сезонно-снеговой составляющей стока рек Иссык-Кульской котловины 99
А. Н. Бажнов. Прогноз стока половодья горной реки с использованием вероятностной зависимости 107
А. С. Немальцев. Некоторые характеристики стока рек Швеции . . 113
В. Д. Быков. Химический сток реки Оки 121
В. А. Скорняков. Внутригодовое распределение стока взвешенных наносов рек юга Дальнего Востока 137

III. Склоновые и русловые процессы

Г. П. Калинин. Схема расчета склонового стока 143
В. Д. Быков, В. М. Павлов. Экспериментальные исследования элементов склонового стока 149
В. М. Павлов. О критерии перехода от ламинарного движения к турбулентному при склоновом стоке 163
Р. С. Чалов, К. М. Беркович. Морфологические типы русел горных рек (на примере рек Абхазии) 169
О. А. Борсук, Ю. Г. Симонов. Опыт разработки палеопотамологических характеристик в Восточном Забайкалье 175

ПРОБЛЕМЫ РЕЧНОГО СТОКА

Тематический план 1967 г. № 181

Редактор *М. П. Неклюдова*
Переплет художника *М. М. Носова*
Технический редактор *И. Л. Тимашева*
Корректоры *И. А. Большакова*,
Е. П. Утанина

Сдано в набор 10/VII 1967 г.
Подписано к печати 16/V 1968 г.
Л-96807 Формат 60×90/16
Бумага тип. № 3
Физ. печ. л. 11,5+1 вкл. Уч.-изд. л. 12,20
Изд. № 228 Зак. 570 Тираж 1200 экз.
Цена 88 коп.

Издательство
Московского университета
Москва, Ленинские горы
Административный корпус.
Типография Изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы