

06
772

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО
И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТРУДЫ

ВЫПУСК 28

4499225

ВОПРОСЫ
РАСЧЕТОВ И ПРОГНОЗОВ
РЕЧНОГО СТОКА

Под редакцией проф.
д-ра геогр. наук Б.П. ПАНОВА

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

ЛЕНИНГРАД
1968

УДК 627.1 551.480 551.482.4

Одобрено Ученым советом Ленинградского гидрометеорологического института

АННОТАЦИЯ

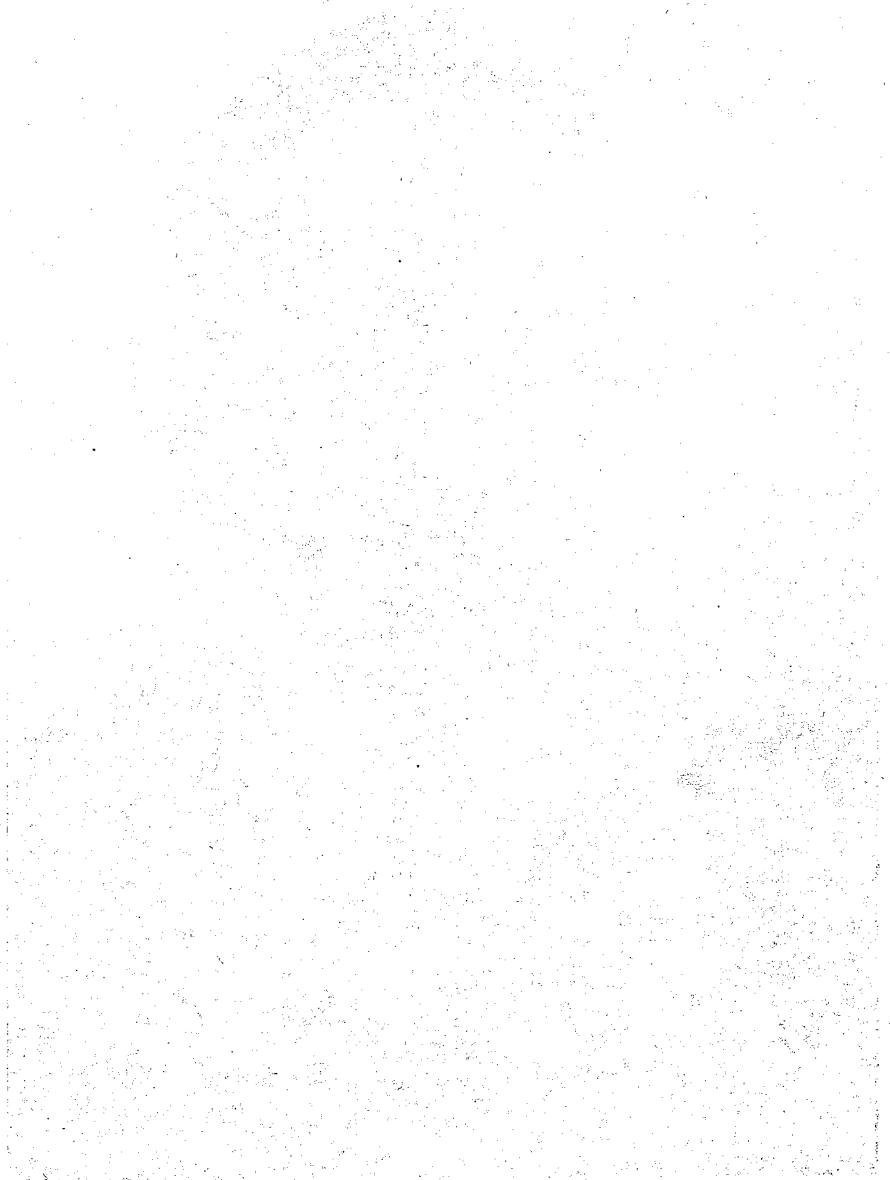
Сборник посвящен вопросам методики расчетов максимального стока и проектированию гидрографов паводков, а также расчетным величинам осадков в районах Дальнего Востока.

Кроме того, в ряде статей рассматриваются вопросы циклических колебаний годового стока рек СССР, связь зимнего стока с подземным питанием на примере р. Амур, а также дается оценка точности некоторых формул максимального весеннего стока.

Сборник представляет интерес для инженеров гидрологов, гидротехников, студентов гидрометеорологических вузов, а также метеорологов и геофизиков.



*Заслуженный деятель науки и техники,
доктор технических наук,
профессор
Даниил Львович Соколовский*



ПОСВЯЩАЕТСЯ

70-летию со дня рождения и 40-летию научно-исследовательской, производственной и педагогической деятельности

ДАНИИЛА ЛЬВОВИЧА СОКОЛОВСКОГО

КРУПНЕЙШИЙ СОВЕТСКИЙ ГИДРОЛОГ

Даниил Львович Соколовский — один из основоположников учения о стоке, начал свою научную деятельность в 1926 г. в речном отделе Государственного гидрологического института. С 1929 г., одновременно с работой в ГГИ, начал работать в Гидроэнергопроекте, где руководил группой гидрологических расчетов. В процессе работы в Гидроэнергопроекте Д. Л. Соколовский впервые применил метод кривых распределения, получивший впоследствии широкое применение в гидрологических и водохозяйственных расчетах при проектировании гидротехнических сооружений. Монография, в которой излагается применение этого метода, „Применение кривых распределения к установлению вероятных колебаний годового стока рек Европейской части СССР“ была опубликована в 1930 г.

В 1932 г. разработанная Д. Л. Соколовским методика гидрологических расчетов с применением теории вероятностей и кривых распределения была внедрена в широкую гидрологическую практику во всесоюзном масштабе, и с этого времени в Государственном гидрологическом институте Даниил Львович возглавил все исследования речного стока, в то же время сохраняя тесную связь с производством, работая по совместительству в Гидроэнергопроекте и в ряде такого же рода учреждений консультантом.

К этому же времени относится и начало его педагогической деятельности в Ленинградском Государственном университете.

Многократная и плодотворная деятельность Даниила Львовича в Государственном гидрологическом институте охватила широкий круг гидрологических проблем. С одной стороны, это были исследования по дальнейшему развитию применения методов математической статистики в гидрологической науке и практике, в частности: „О причинах падения коэффициента вариации вниз по течению рек“, „Применение кривых вероятностей и расчеты годового и максимального стока“ и ряд других работ.

С другой стороны, им разрабатывались проблемы, связанные с генезисом формирования стока в целях получения количественных связей между физико-географическими стокообразующими факторами и речным стоком.

Даниилу Львовичу принадлежит ряд крупных исследований, во многом определивших направление развития отечественной гидрологии в области генезиса водного баланса бассейнов и формирования максимального стока.

Насколько работы Даниила Львовича завоевали ему всеобщее признание, видно из того, что на двух международных гидрологических конференциях (четвертой и пятой) Балтийских стран он выступал с генеральными докладами от СССР, на первой из них с генеральным докладом и с докладами „О водном балансе Балтийского моря“ и „При-

менение кривых распределения к установлению вероятных колебаний стока". На второй — с генеральным докладом „Осадки, сток и испарение“.

По исследованию генезиса максимального стока им в 1937 г. опубликована монография „Нормы максимального стока весенних паводков рек СССР“ и ряд статей, как, например: „Приближенная формула расчета максимального стока ливневых вод“ (1937 г.), „О формуле максимальных расходов талых вод в зависимости от энергии солнечной радиации и температуры воздуха“ (1939 г.). Уже в 1937 г. Даниилу Львовичу за выдающиеся труды Высшей аттестационной комиссией были присуждены без защиты диссертации степень доктора технических наук и звание профессора.

Даниил Львович явился одним из инициаторов создания стоковых научно-исследовательских и балансовых станций, одним из основоположников региональной гидрологии.

Замечательной особенностью Даниила Львовича является его стремление связать теоретические исследования с практическим применением их результатов. Всесоюзную известность получили формулы Д. Л. Соколовского для расчетов максимального стока, вошедшие в Государственный стандарт, а исследование кривых Пирсона 3-го типа позволило создать методику расчета кривых обеспеченности, и до настоящего времени широко применяемую в гидрологическом обосновании гидротехнических сооружений.

В качестве примеров непосредственного разрешения сложных гидрологических проблем можно указать на работу Даниила Львовича „Река Миасс и водоснабжение Челябинского промышленного района“, 1939 г. Этот труд позволил разрешить труднейшую задачу по водоснабжению крупнейшего комплекса промышленных объектов и связанных с ними населенных пунктов в условиях засушливого района Восточного Урала.

В первые годы Великой Отечественной войны на Урале возводилась грандиозная промышленная база, над созданием которой трудилась вся страна, и вопрос гидрологического обоснования строительства оказался одним из важнейших.

Разрешению этой задачи во многом способствовала работа Даниила Львовича „Водные ресурсы рек промышленного Урала“, изданная в 1943 г. За эту работу он был удостоен Государственной премии.

В 1946 г. им была опубликована капитальная работа: „Гидрологические и водохозяйственные расчеты при проектировании малых ГЭС“, явившаяся обобщением всех его личных исследований и литературных сведений по прикладной гидрологии.

В области теоретической гидрологии ему принадлежат столь же большого значения работы, в частности „Речной сток“, 1952 г., обобщившая и его личные труды в этой области и все достижения советской и зарубежной науки. В 1959 г. второе издание этого труда было опубликовано как учебник. Этот труд отличается широким теоретическим рассмотрением процессов формирования стока и практическими рекомендациями по применению физико-математических и статистических методов к расчетам речного стока.

Монография охватывает все основные вопросы режима речного стока, доводя рассмотрение до стадии инженерных расчетов. Поэтому описываемый труд Даниила Львовича оказался настольной книгой каждого инженера, связанного в своей деятельности с использованием речных вод.

Замечательная ясность изложения, точность формулировок и стро-

гая последовательность в расположении материала сделала монографию прекрасным учебником по речному стоку и гидрологическим расчетам.

В настоящее время подготавливается к печати третье расширенное и дополненное издание.

В это издание включаются новые сведения по применению к гидрологическим расчетам последних достижений математической статистики, электро моделирующих устройств к расчетам паводочных волн, а также новых методов к расчетам режима орошения и гидромодулей и целый ряд других сведений.

Трудно найти более насыщенные, с глубокой теоретической основой учебники, чем созданные Даниилом Львовичем, они, как и чисто научные его труды, могут служить образцами того, как их надо составлять.

Даниил Львович является крупнейшим педагогом, с 1945 г. он руководит в Ленинградском гидрометеорологическом институте кафедрой инженерной гидрологии, возглавляя, таким образом, всю гидрологическую подготовку как студентов института, так и молодых кадров научных работников.

В педагогической деятельности Даниил Львович развернул свой большой и своеобразный талант, позволивший ему чрезвычайно рационально организовать учебный процесс и стать популярнейшим лектором.

Лекции по курсу „Речной сток и гидрологические расчеты“ стали образцом четкости, строгой последовательности, умения излагать самые сложные представления исключительно ясно, сохраняя при этом всю полноту генетической основы.

В учебном процессе Даниил Львович стремится сочетать теорию с ее практическим применением, что в таких пограничных с техникой и естественно-познавательными дисциплинами, как „Речной сток,“ представляется особо сложным и особо важным.

Большое место в формировании специалиста-гидролога он уделяет такому построению учебного процесса, при котором студент как можно раньше самостоятельно и творчески может применять полученные им знания в практической деятельности. Система курсовых работ, совместно с широко развитыми лабораторными занятиями, явились в учебном процессе его детищами, открывающими простор самостоятельной активной работе студента, а расширенные, по его же инициативе, производственные практики связали их с практической деятельностью на производстве.

Подготовка специалистов высокой квалификации через аспирантуру была всегда одной из существенных сторон педагогической деятельности Даниила Львовича вне зависимости от того, где он работал — в научно-исследовательском учреждении или в учебном заведении. К настоящему времени более пятидесяти кандидатов наук и докторов наук гордятся тем, что они проходили аспирантуру под его руководством.

И в этой части своей деятельности Даниил Львович остается верен себе, стремясь развить в аспирантах генетический подход к анализу исследуемых явлений и процессов с практической направленностью всего исследования в целом.

Коллектив преподавателей Гидрометеорологического института, и в частности, кафедры инженерной гидрологии, глубоко ценит научные, производственные и педагогические заслуги Даниила Львовича — прекрасного, чуткого человека и товарища, желая ему много, много лет здоровья и такой же плодотворной работы.

Б. П. Панов

Д. Л. Соколовский, И. А. Шикломанов

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЭЛЕКТРОННЫХ МОДЕЛИРУЮЩИХ УСТРОЙСТВ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ГИДРОГРАФОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

Показана возможность использования электронных моделирующих устройств для расчетов и прогнозов гидрографов весеннего половодья на изученных и неизученных водотоках. Произведенные расчеты гидрографов весеннего половодья для малых водотоков с внутрисуточным ходом стока, а также для крупных рек показали, что расчетная схема, примененная для дождевых паводков, может быть с успехом использована для расчетов и прогнозов весенних паводков.

Электронные моделирующие устройства широко используются в нашей стране и за рубежом для расчетов и прогнозов дождевых паводков, а также для расчета трансформации паводочных волн в руслах рек, водохранилищах и озерах.

В настоящей статье показана возможность использования электронных моделирующих устройств (ЭМУ) для расчетов и прогнозов гидрографов весеннего половодья.

Методика использования применяемых в гидрологии ЭМУ ПР-27 и МН-7 для расчета максимального стока и гидрографов дождевых паводков по линейной и нелинейной схеме изложена в работах [1 — 3, 5 — 7]. Линейная схема, положенная в основу ЭМУ ПР-27, основана на использовании так называемой генетической формулы стока в интегральном виде:

$$Q_t = \int_0^t h_{t-\tau} \cdot f_{(\tau)} \cdot d\tau, \quad (1)$$

где кривая распределения единичных площадей стекания или кривая добегания $f_{(\tau)}$ в формуле (1) может быть выражена через параметры машины T и n в виде функции:

$$f_{(\tau)} = \frac{t^{n-1}}{T^n (n-1)!} e^{-\frac{t}{T}}. \quad (2)$$

При наличии наблюдений над осадками и стоком в бассейне функция (2) определяется по данным наблюдений за прошедшие паводки путем подбора параметров T и n на машине [2, 6, 7, 11]. Подобным образом установлены зависимости машинных параметров T и n от времени сдвига $t_{сд}$ между временем наступления максимального расхода в замыкающем створе и центром тяжести осадков, а также от коэффициента формы (асимметричности) паводка $\gamma = \frac{t_{сп}}{t_n}$ ($t_{сп}$ — время спада гидрографа, t_n — время подъема) [11]. Для

расчетов гидрографов на малоизученных и неизученных водосборах величины $t_{сд}$ и γ определяются по физико-географическим и морфометрическим характеристикам бассейна (площадь, длина, уклон, степень заболоченности), и по этим характеристикам устанавливаются значения параметров T и n . Применение такой схемы для расчета паводков как на малых и средних водотоках ДВК, так и на временных водотоках степной и лесостепной зоны ЕТС, обусловленных интенсивными локальными ливнями, дало удовлетворительные результаты.

Генетическая формула стока, по которой производятся при помощи ЭМУ расчеты и прогнозы дождевых паводков, отражает общую схему формирования гидрографа от водоотдачи в различных частях бассейна и с наименьшим основанием применима для расчета и прогноза гидрографа весеннего половодья. Основное условие применения генетической формулы — равномерность водоотдачи по всей площади бассейна — для весеннего половодья выполняется даже в большей степени, чем для дождевых паводков, особенно в условиях юга ЕТС, где интенсивность ливней меняется во времени и в пространстве.

Исходя из этого, генетическая формула для расчета весеннего половодья может применяться как для малых, так и для крупных рек. Однако до настоящего времени расчеты и прогнозы весеннего половодья по генетической формуле не нашли широкого распространения на практике из-за трудоемкости вычисления хода водоотдачи, а также из-за слабой экспериментальной изученности скоростей стекания талых вод по склонам. Использование для расчетов весеннего половодья электронных моделирующих устройств позволит до некоторой степени преодолеть эти трудности и даст возможность определения максимальных расходов и всего хода гидрографов как на изученных, так и неизученных реках. При этом в основу положена та же изложенная в работах [11, 12] расчетная схема, которая принята для дождевых паводков и проверена многочисленными расчетами по различным водотокам.

Для проверки применимости ЭМУ ГР-27 к расчетам гидрографов весеннего половодья использовались материалы наблюдений Нижнедевицкой, Придеснянской и Дубовской стоковых станций, а также данные, опубликованные в работах [4, 8]. При этом интенсивность водоотдачи талых вод для ряда логов Дубовской лаборатории и балки Вишневая принята по данным и методике А. Г. Ковзеля [4]. Для водотоков Головесня, Ясенюк, Девица в качестве водоотдачи использовались осредненные за 1—2 часа величины стока малых бассейнов-аналогов или индикаторов, время добегания которых находится в пределах 2-часовых интервалов времени.

Гидрографы рек Сал и Оскол вычислялись по среднему за сутки стоку малых водотоков Дубовской и Нижнедевицкой стоковых станций. Для расчета гидрографов весеннего половодья р. Сож-Гомель использовались данные по стоку четырех бассейнов-индикаторов, расположенных в различных частях водосбора.

Необходимые для расчета на ЭМУ ГР-27 величины $t_{сд}$ и γ определены для каждого паводка по совмещенным графикам водоотдачи и стока. В первом приближении величина $t_{сд}$ при солярном типе снеготаяния может быть определена на малых водосборах с часовой размерностью времени добегания как разность дат наступления максимального расхода в замыкающем створе и максимума дневной температуры (13—14 часов). Для перехода от характеристик паводка $t_{сд}$ и γ к значениям машинных параметров T и n использовались зависимости, полученные на основании расчетов по дождевым паводкам [11]. Расчеты весеннего

Таблица 1

Наблюдаемые и рассчитанные максимальные расходы

Водоток	F, км ²	Год	Число, месяц	t _{сд} , час	γ	Δt, час	Q _н , м ³ /сек	T=R·C		n	Q _р , м ³ /сек	ΔQ	$\frac{\Delta Q}{Q_n}$, %
								R	C				
1. балка Бузиновка	6,20	1953	29/III	4,0	1,5	2	3,50	0,812	1	6	3,70	+ 0,20	+ 5,7
			30/III	4,0	1,7	2	2,97	0,812	1	6	4,05	+ 1,08	+ 36,4
			31/III	4,0	1,3	2	3,80	0,812	1	6	2,88	- 0,92	- 24,2
			1/IV	4,0	1,5	2	2,90	0,812	1	6	0,80	- 2,10	- 72,3
2. балка Габунка	4,16	1953	29/III	2,0	1,7	2	4,00	0,406	1	6	3,48	- 0,52	- 13,0
			30/III	2,0	1,5	2	2,63	0,406	1	6	4,50	+ 1,87	+ 71,0
			31/III	2,0	1,7	2	3,47	0,406	1	6	4,00	+ 0,53	+ 15,3
			1/IV	2,0	1,6	2	2,19	0,406	1	6	1,82	- 0,37	- 16,9
		1949	2/III	2,0	1,7	2	1,22	0,406	1	6	0,90	- 0,32	- 26,2
		1949	1/III	6,0	2,8	2	0,65	1,82	1	4	0,90	+ 0,25	+ 38,5
			2/III	6,0	2,3	2	1,66	1,82	1	4	1,88	+ 0,22	+ 13,2
4. р. Головесня	29,5	1959	11/I	4,5	1,3	1	8,56	1,78	1	6	9,46	+ 0,90	+ 10,5
			26/III	4,5	1,6	1	10,70	1,78	1	6	10,0	- 0,70	- 6,5
			27/III	4,5	1,3	1	12,90	1,78	1	6	11,9	- 1,00	- 7,7
			29/III	4,5	1,5	1	10,7	1,78	1	6	10,5	+ 0,53	+ 4,9
			30/III	4,5	1,6	1	11,9	1,78	1	6	13,2	+ 1,00	+ 8,4
			26/III	1,5	1,8	1	11,0	0,61	1	6	10,9	- 0,1	- 0,9
5. руч. Ясенок	21,7	1951	27/III	1,5	1,6	1	11,6	0,61	1	6	13,9	+ 2,3	+ 19,8
			19/I	2,5	3,3	1	10,9	2,03	1	3	11,4	+ 0,5	+ 4,6
			19/III	1,0	2,3	1	8,82	0,61	1	4	9,0	+ 0,18	+ 2,0
			13/IV	4,0	1,2	2	16,0	0,812	1	6	15,6	- 0,4	- 2,5
			14/IV	4,0	1,6	2	20,0	0,812	1	6	21,8	+ 1,8	+ 9,0
6. р. Девица	76,0	1953	31/III	5,0	1,6	2	66,2	1,01	1	6	62,9	- 3,3	- 5,0
			1/IV	4,0	1,3	2	34,8	0,812	1	6	290	- 5,8	- 16,6
			27/III	5,0	1,6	2	10,6	1,01	1	6	16,4	+ 5,8	+ 54,8
			28/III	5,0	1,8	2	22,0	1,01	1	6	22,8	+ 0,8	+ 0,4
7. балка Вишневая	42,4	1951	29/III	5,0	1,2	2	16,3	1,01	1	6	11,3	- 5,0	- 30,6
8. р. Оскол — Ниновка	6270	1953	—	48,0	1,2	24	2010	0,82	1	6	1760	- 250	- 12,4
9. р. Оскол — Подмона- стырская	8640	1953	—	72,0	1,2	24	2730	1,23	1	6	2590	- 140	- 5,1
10. р. Сал — Моисеево	10400	1953	—	96,0	1,2	24	587	1,64	1	6	645	+ 58	+ 9,9
		1956	—	96,0	1,8	24	(820)	1,64	1	6	690	- 130	- 15,8
11. р. Сож — Гомель	38800	1950	—	408	1,6	24	408	0,695	10	6	365	- 43	- 10,5
		1951	—	144	3,0	24	2950	0,490	10	3	2480	- 470	- 15,9
		1952	—	264	2,0	24	966	0,539	10	5	890	- 76	- 7,8
		1953	—	144	3,0	24	2880	0,490	10	3	2180	- 700	- 24,3
		1954	—	192	2,8	24	863	0,653	10	3	863	0,00	0,00

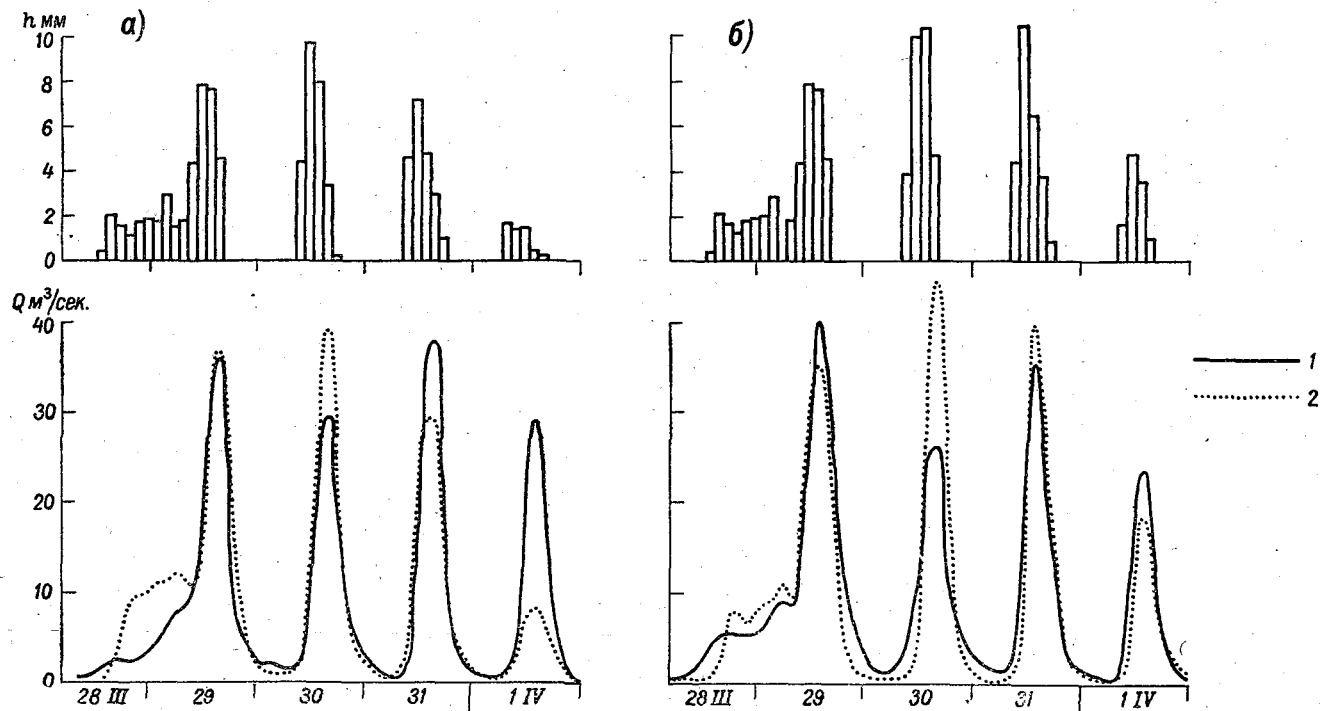


Рис. 1. Совмещенные графики водоотдачи, наблюдаемых (1) и рассчитанных (2) гидрографов:
 а — балка Бузиновка 1953 г., б — балка Габунка 1953 г.,

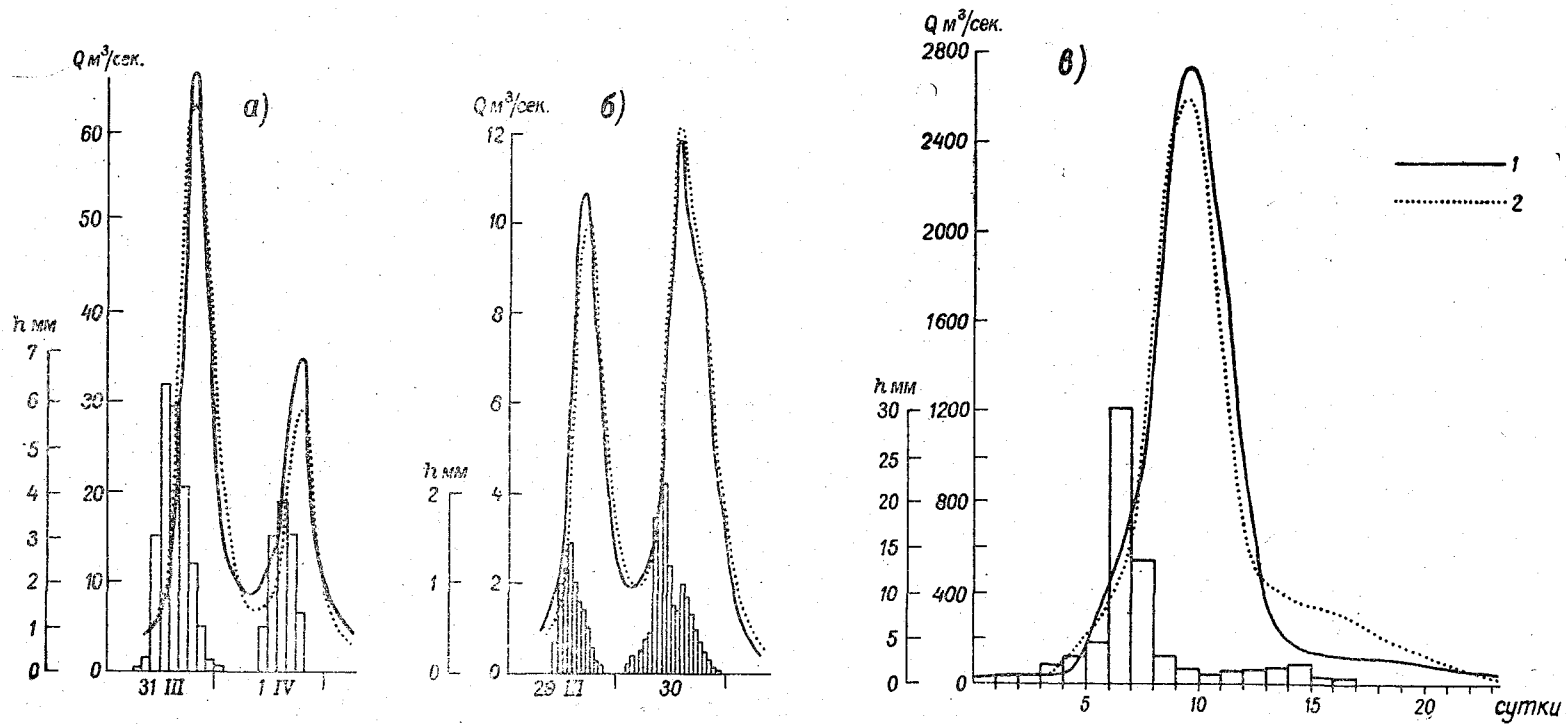


Рис. 2. Совмещенные графики водоотдачи, наблюдаемых (1) и рассчитанных (2) расходов;
 а — р. Девица 1953 г., б — р. Головесня 1960 г., в — р. Оскол-Подмонастырская 1953 г.

половодья для водотоков с внутрисуточным ходом производились в двух вариантах — с постоянным коэффициентом стока для всего половодья и с дифференциацией коэффициента стока для каждой суточной волны. Сопоставление натурных гидрографов за половодье и рассчитанных на ЭМУ ПР-27 показало их вполне удовлетворительное сходство как в отношении формы гидрографов, так и в отношении максимальной ординаты. Как видно из приведенной выше табл. 1, среднее отклонение рассчитанных при помощи ЭМУ максимальных расходов за каждую волну паводка от наблюдаемых в замыкающем створе при постоянном коэффициенте стока за половодье составляет $\pm 16,8\%$, а с дифференциацией коэффициента стока для каждой суточной волны $\pm 10,0\%$. Данные табл. 1, а также представленные на рис. 1, 2 совмещенные графики водоотдачи рассчитанных и наблюдаемых гидрографов для некоторых водотоков убедительно свидетельствуют о том, что изложенная в работах [11,12] схема расчета дождевых паводков с использованием ЭМУ ПР-27 по известным величинам $t_{сд}$ и γ может быть эффективно применена и для расчета гидрографов весеннего половодья как для малых водотоков, с резко выраженным внутрисуточным ходом, так и для более крупных рек, где внутрисуточный ход стока в весенний период не наблюдается. Произведенные расчеты гидрографов для больших рек (табл. 1) позволяют надеяться, что ЭМУ ПР-27 можно будет использовать и для краткосрочного прогноза хода весеннего половодья по стоку на бассейнах-индикаторах. При подготовленных исходных данных расчет гидрографов за весь период весеннего половодья при помощи ЭМУ ПР-27 занимает несколько минут. Что касается неизученных и малоизученных малых водотоков с внутрисуточным ходом, то расчет гидрографа весеннего половодья с помощью ЭМУ может производиться так же, как и для изученных водотоков, с той лишь разницей, что величины $t_{сд}$ и γ определяются не непосредственно по данным наблюдений, а косвенным путем, в зависимости от физико-географических и морфометрических характеристик водосборов (площади, длины, уклона, заболоченности и др.). На возможность построения таких зависимостей указывает то обстоятельство, что значение $t_{сд}$, как следует из табл. 1, является более или менее устойчиво величиной для данного бассейна [9, 10]. Однако, очевидно, что при формировании наивысшего максимума весеннего половодья при высокой интенсивности водоотдачи и при участии жидких осадков величина $t_{сд}$ будет значительно меньше среднего значения для бассейна. Поэтому рассчитывая при помощи ЭМУ гидрограф весеннего половодья редкой повторяемости, необходимо принимать наименьшее для бассейна значение времени сдвига.

Что касается коэффициента формы паводка γ , то его значение для весеннего половодья изменяется, по-видимому, не в больших пределах. Так, почти для всех рассчитанных волн паводков (табл. 1) $\gamma = 1,2-1,8$, что позволяет принять значение машинного параметра n равным шести.

Задачей дальнейших исследований является разработке расчетного хода водоотдачи для различных районов страны с учетом наибольших снеготаяний и интенсивности снеготаяния, а также расчетного коэффициента стока, осредненного или за весь период половодья, или за отдельные сутки.

По-видимому, с наименьшим основанием можно применить для весеннего половодья и нелинейную схему расчета, учитывающую изменение времени добегания в ходе стока и подробно изложенную в работе [13].

ЛИТЕРАТУРА

1. Волосевич А. Н. Электронная моделирующая установка. Труды ЦНИИ ГМП, вып. 12, 1964.
2. Калинин Г. П., Милюков П. И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. Труды ЦИП, вып. 66, 1958.
3. Калинин Г. П., Милюков П. И., Нечаева Н. С. Простая электронная моделирующая установка для прогноза паводков. Метеорология и гидрология, №8, 1960.
4. Ковзель А. Г. Анализ процессов формирования весеннего половодья на малых водосборах степной зоны. Диссертация. Архив ГГИ. 1954.
5. Кучмент Л. С. Расчеты неустановившегося движения с помощью электронных вычислительных машин непрерывного действия. Труды ЦИП, вып. 117, 1963.
6. Левин А. Г. Прогноз гидрографов дождевых паводков с помощью электронного моделирования. Труды ЦИП, вып. 133, 1964.
7. Лыло С. А. Прогноз гидрографов дождевых паводков в бассейне Амура при помощи электронного моделирующего устройства. Труды ДВНИГМИ, вып. 20, 1965.
8. Семлянская Л. П. Исследование формирования максимальных расходов и гидрографов весеннего половодья малых водотоков лесостепной и степной зон ЕТС. Диссертация. Архив ГГИ. 1956.
9. Соколовский Д. Л. Нормы максимального стока весенних паводков рек СССР и методика их расчета. Гидрометеиздат, Л., 1937.
10. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
11. Соколовский Д. Л., Шикломанов И. А. Расчеты гидрографов паводков с использованием электронных моделирующих устройств. Труды ЛГМИ, вып. 23, 1965.
12. Шикломанов И. А. Генетический метод расчета паводков с использованием электронного моделирующего устройства. Труды Ленгидропроекта, вып. 4, 1966.
13. Шикломанов И. А. Расчеты гидрографов паводков с учетом переменного времени добегания при помощи нелинейной электромоделирующей установки. См. наст. сборник.

А. А. Соколов

РАСЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК СТОКА ЗАДАННОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ПО ТРЕМ ПАРАМЕТРАМ ВАРЬИРУЮЩЕГО РЯДА ($\bar{X}$, C_v и C_s) И С ПОМОЩЬЮ ПЕРЕХОДНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ

Дается сравнительная оценка двух методов определения характеристик стока применяемых в практике гидрологических расчетов — по трем параметрам варьирующего ряда и с помощью переходных коэффициентов.

Для определения характеристик стока заданной обеспеченности по принятой в настоящее время методике требуется знание трех параметров варьирующего ряда $\bar{X}$, C_v и C_s . При расчете стока неизученных рек в этом случае возникают известные трудности в отношении назначения параметров C_v и особенно C_s (параметр C_s трудно поддается обобщению и обычно его значение принимается по нормативному соотношению $C_s = aC_v$). Еще А. В. Огиевский предложил прием, который позволяет избежать необходимости разработки рекомендаций для определения параметров C_v и C_s . Согласно этому предложению, искомая характеристика стока заданной обеспеченности рассчитывается с помощью переходных коэффициентов

$$K = \frac{X_p}{X_n},$$

где X_p — искомая расчетная характеристика, обеспеченность которой $p\%$; X_n — та же характеристика обеспеченностью n , принятой за основу обобщения гидрометрических данных.

Основная идея этого предложения заключается в том, что при небольшом различии p и n величины переходных коэффициентов колеблются в небольших пределах, даже если параметры исходных кривых обеспеченности существенно отличаются друг от друга. Поэтому они могут быть приняты постоянными для значительных территорий.

При обобщении характеристик стока, расчет которых производится на максимальные их значения, за исходную обеспеченность принимается одна из ординат кривой в диапазоне редкой повторяемости. Например, для слоя весеннего стока (h) n может быть принято равным 1% . Аналогичным образом для объема весеннего стока (а также годового и минимального стока и др.) за основу могут быть приняты значения $n = 95\%$.

Этот прием, несмотря на его простоту, однако, не получил значительного распространения в практике гидрологических расчетов. В последнее время в связи с разработкой технических указаний по гидрологическим расчетам вновь высказываются соображения о целесообразности использования предложения А. В. Огиевского. Поэтому воз-

никает необходимость более детально разобраться в сущности способа переходных коэффициентов.

Для того, чтобы рассмотрение было предметным, это лучше всего сделать на конкретном материале.

Допустим, что по бассейну Дона требуется обобщить гидрометрические данные и разработать методику расчета слоя весеннего стока заданной обеспеченности для неизученных рек. Сделаем это параллельно, двумя указанными выше способами, применяя соответствующие им схемы расчета:

$$h_p = \Phi \bar{h}, \quad (1)$$

$$h_p = K h_{1\%}, \quad (2)$$

где h_p , $\bar{h}$, $h_{1\%}$ — расчетный (h_p), средний ($\bar{h}$) и однопроцентный ($h_{1\%}$) слой весеннего стока;

Φ — относительная ордината биномиальной кривой обеспеченности, определяемая по таблице в зависимости от C_v и C_s ;

K — переходный коэффициент от $h_{1\%}$ к h_p .

Для обобщения использованы данные по 71 пункту с продолжительностью рядов наблюдений более 10 лет. Параметры кривых обеспеченности коротких рядов наблюдений приведены к многолетнему периоду по кривым связи со смежными бассейнами, имеющими длительный ряд наблюдений. Обработка и обобщение материалов применительно к рассматриваемым способам произведены следующим образом:

Первый способ. По обработанным данным обычными приемами составлены карты изолиний двух основных параметров — нормы слоя ($\bar{h}$) и коэффициента вариаций слоя весеннего стока. Обе эти характеристики картируются вполне удовлетворительно.

Что касается третьего параметра (C_{sh}), то географическое обобщение его значений практически невозможно, так как какой-либо закономерности в его распределении по территории пока не установлено.

По эмпирическим данным величины C_{sh} в бассейне Дона колеблются в следующих пределах (в % от числа рассмотренных случаев):

Значение	$C_s > 2,5C_v$	$C_s = \text{от } 1,2 \text{ до } 2,5C_v$	$C_s < 1,2C_v$
Число случаев,	1,0	98	1,0
%			

В подавляющем большинстве случаев соотношение $C_s = 2C_v$ хорошо согласуется с эмпирическими данными. Единичные случаи существенных отклонений от этого соотношения объясняются скорее всего недостаточной точностью определения параметра C_s по имеющимся данным наблюдений, продолжительность которых все еще мала для надежного его определения.

Имея в виду, что при колебании соотношения C_s/C_v от 1,2 до 2,5, результаты расчета даже при $C_v = 1,0$ различаются не более, чем на 3—4% (рис.1) и что дать какие-либо дифференцированные рекомендации для определения этого параметра для неизученных рек затруднительно, с достаточным основанием можно принять в качестве расчетного соотношения $C_s = 2C_v$, как это обычно и делается.

Пользуясь указанными картами изолиний $\bar{h}$ и C_{vh} и принятым соотношением $C_s = 2C_v$, для каждого бассейна определены расчетные значения слоя весеннего стока $h_{0,1\%}$, $h_{1\%}$, $h_{10\%}$ и $h_{25\%}$.

Второй способ. По данным, снятым с кривых обеспеченности, составлена карта изолиний слоя весеннего стока повторяемостью 1 раз в 100 лет ($h_{1\%}$) и по всей совокупности эмпирических данных определены

редние для бассейна Дона переходные коэффициенты от $h_{1\%}$ к $h_{0,1\%}$, $h_{10\%}$ и $h_{25\%}$ (они оказались соответственно равными 1,33, 0,61 и 0,45).

Пользуясь картами изолиний $h_{1\%}$ и указанными переходными коэффициентами для тех же гидрометрических створов, что и по первому способу, определены расчетные значения слоя весеннего стока $h_{0,1\%}$, $h_{10\%}$, $h_{25\%}$.

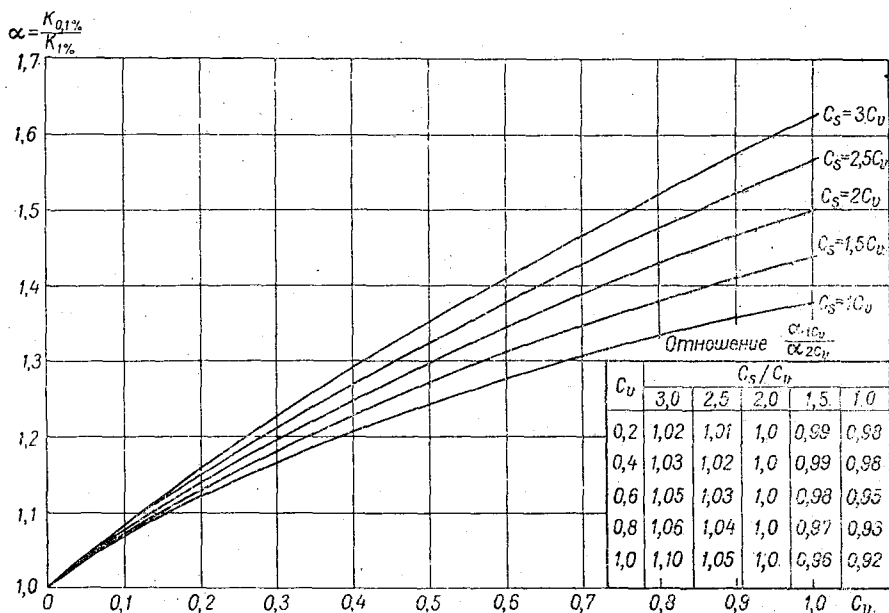


Рис. 1. График $\alpha = \frac{K_{0,1\%}}{K_{0\%}} = f(C_v, C_s)$.

Таким образом получены два ряда слоев весеннего стока $h_{0,1\%}$, $h_{1\%}$, $h_{10\%}$ и $h_{25\%}$, вычисленных по двум рассматриваемым способам, точность каждого из которых может быть оценена путем сравнения с натурными данными. Такое сравнение носит до некоторой степени условный характер, имея в виду, что обобщение данных и их проверка выполняются по одним и тем же исходным данным. Но эта условность неизбежна, так как другого пути проверки не существует, и, кроме того, она одинакова в отношении обоих способов обобщения данных и, следовательно, не может повлиять на результаты сравнения.

Для оценки точности расчета рассмотренных двух способов определены отклонения вычисленных значений слоев стока $h_{0,1\%}$, $h_{1\%}$, $h_{10\%}$, $h_{25\%}$ от слоев стока той же обеспеченности (в дальнейшем будем их называть „наблюдаемыми“) и построены кривые повторяемости этих отклонений в процентах от числа случаев (рис. 2).

Если взять за критерий отклонения вычисленных от наблюдаемых ошибку расчета не свыше $\pm 25\%$, то точность рассмотренных способов можно охарактеризовать числом случаев (в %) с отклонениями менее чем $\pm 25\%$ (табл. 1).

Как видно из приведенных данных, точность расчета по трем параметрам варьирующего ряда несколько выше, чем по способу переходных коэффициентов. Хотя различие точности этих двух способов и не столь велико, тем не менее оно имеет принципиальное значение для оценки достоинств и недостатков способа переходных коэффици-

Таблица 1

Способ расчета	Число случаев (%) с отклонениями менее $\pm 25\%$			
	0,1%	1,0%	10%	25%
По трем параметрам h , C_v и C_s	85	87	81	83
По переходным коэффициентам	79,5	83	76	64

ентов в сравнении с применяемым в настоящее время способом расчета по трем параметрам варьирующего ряда.

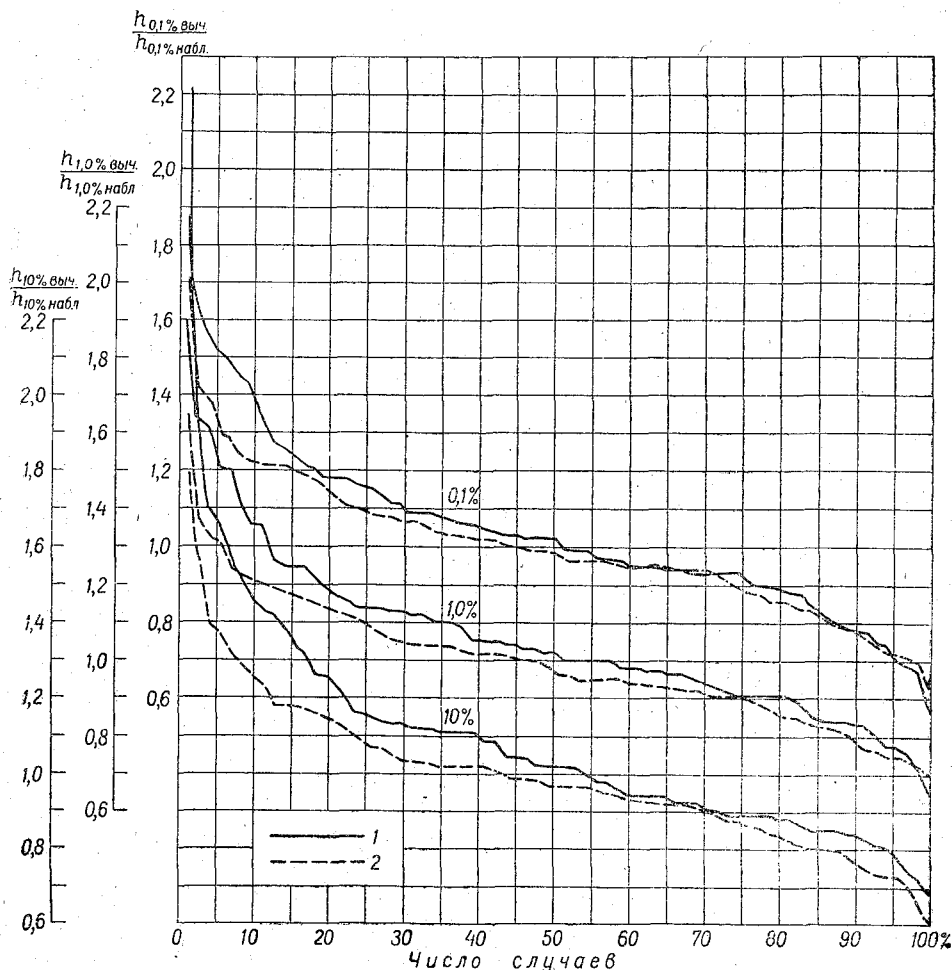


Рис. 2. Кривые повторяемости отклонений вычисленных слоев стока от наблюдаемых: 1 — по переходным коэффициентам; 2 — по трем параметрам h , C_v и C_s .

Причина снижения точности расчета при применении способа переходных коэффициентов заключается в том, что величины этих коэффициентов принимаются постоянными (в данном случае средними для всего бассейна Дона).

В действительности они не постоянны и величины их, при небольшом колебании соотношения C_v/C_s , зависят в основном от коэффициента вариаций, который в пределах бассейна Дона закономерно изменяется от 0,4 — 0,5 в северной его части до 0,8 — 1,0 — в южной. Допущение постоянства переходных коэффициентов вносит систематическую ошибку в расчет, ибо при этом в северной части бассейна Дона расчетные значения слоев стока $h_{0,1\%}$ несколько завышаются, а в южной — занижаются. Обратная картина имеет место при расчете слоя стока более частой повторяемости, например, $h_{10\%}$. Чем больше различие коэффициентов вариации в пределах бассейна или района, для которого выполнено обобщение данных по способу переходных коэффициентов, и чем больше отличается расчетная обеспеченность p от обеспеченности n , положенной в основу обобщения (в данном случае от $h_{1\%}$), тем, очевидно, больше будут величины систематических ошибок. Последнее хорошо видно на примере расчета $h_{25\%}$ по способу переходных коэффициентов. Систематические ошибки в данном случае уже значительны и с ними нельзя не считаться. Понижение точности расчета по методу переходных коэффициентов (хотя и незначительные) отмечаются не только для случаев расчета слоя стока более высокой или более низкой обеспеченности в сравнении с $h_{1\%}$, но и для расчета слоя стока $h_{1\%}$. На первый взгляд это может показаться несколько неожиданным, учитывая то, что $h_{1\%}$ по способу переходных коэффициентов получается непосредственно по карте изолиний $h_{1\%}$, в то время как при расчете слоя стока той же обеспеченности по трем параметрам варьирующего ряда используются две карты изолиний h и C_{vh} и, кроме того, принимается условное нормальное нормативное соотношение $C_s = 2C_v$. Казалось бы, на этих трех этапах расчета можно допустить большие ошибки, чем на одном этапе обобщения данных по слою стока. В действительности же, как видно по результатам расчета, накопления ошибок при расчете по трем параметрам не произошло. Наоборот, расчетные значения слоя стока 1%-ной обеспеченности ($h_{1\%}$), полученные через h , C_v и C_s , несколько лучше соответствуют натурным данным, чем при расчете того же слоя по карте $h_{1\%}$. Причина этому заключается в различной эффективности метода изолиний в применении к рассматриваемым двум способам обобщения данных. В первом случае картируются данные $(\bar{h}, C_v)$, вычисленные непосредственно по ряду наблюдений.

Географическая интерполяция, осуществляемая при составлении такого рода карт „натурных характеристик“ (в данном случае $\bar{h}$ и C_v), опирается на существующую в природе, в основных чертах известную нам, закономерность изменения их по территории, связанную с изменением физико-географических условий.

Во втором случае картируется более сложная гидрологическая характеристика — слой стока 1%-ной обеспеченности, величина которого определяется по эмпирическим кривым обеспеченности с присущими им частными параметрами $\bar{h}$, C_v и C_s . Следовательно, изолинии слоя стока $h_{1\%}$ одновременно автоматически отражают закономерности изменения по территории среднего слоя весеннего стока ($\bar{h}$) и двух других параметров варьирующего ряда — C_v и C_s .

Картирование такой сложной характеристики как $h_{1\%}$, точность которой к тому же значительно ниже точности среднего слоя, и приводит к снижению эффективности метода географической интерполяции.

Такова оценка рассматриваемых двух приемов обобщения данных применительно к расчету весеннего стока редкой повторяемости.

Аналогичным образом для бассейна Дона можно выполнить обобщение данных, имея в виду задачу расчета стока маловодных лет заданной обеспеченности, приняв $n=95\%$ и составив дополнительно карту изолиний весеннего стока $h_{95\%}$. Тогда для перехода от слоя стока 95%-ной обеспеченности к слою стока, например, 75%-ной обеспеченности, получим средний переходный коэффициент $K = \frac{h_{75\%}}{h_{95\%}} = 2,95$.

Между тем при расчете по трем параметрам $\bar{h}$, C_v , C_s (принимая $C_s = 2C_v$) величины этих переходных коэффициентов в бассейне Дона должны были бы быть различными и колебаться от 1,53 для северных частей бассейна, где $C_v = 0,40$, до 4,30 — для южных, где $C_v = 1,0$. В данном случае систематические ошибки (завышение слоя стока в северных частях бассейна и занижение — в южных), уже настолько значительны (превышают 100%), что использование метода переходных коэффициентов становится вообще недопустимым. Для устранения этого недостатка способа переходных коэффициентов возникает необходимость составления серии карт слоя стока различной обеспеченности или же дифференциации величин переходных коэффициентов в зависимости от величины C_v , т. е. требуется карта C_{vh} или другие рекомендации для определения этого параметра. Однако необходимость разработки таких рекомендаций в сущности ликвидирует основное преимущество этого способа.

На основании изложенного можно сделать вывод, что способ переходных коэффициентов является частным приемом обобщения данных, применимым для ограниченных однородных в физико-географическом отношении территорий, в пределах которых коэффициенты вариаций той или иной характеристики стока колеблются незначительно и при небольшом различии обеспеченности p и n .

Не внося в расчет каких-либо улучшений по существу, а лишь несколько упрощая его технику, способ переходных коэффициентов, как мы видим, обладает рядом недостатков. Он дает окончательный расчетный результат, не раскрывая важных промежуточных этапов научного обобщения, касающихся нормы весеннего стока и его колебаний, ибо в нем раздельное нормирование параметров варьирующего ряда заменяется обобщением сборной характеристики, в которой скрыто принятое в каждом отдельном случае значение этих параметров.

Особенно значительные систематические ошибки возможны при применении способа переходных коэффициентов для расчета характеристик стока высокой обеспеченности (годовых расходов, объемов стока, минимального стока) и при расчете их значений сильно отличающихся от обеспеченности характеристики стока, принятой при построении карты.

И. Ф. Горошков

ВОПРОСУ РЕДУКЦИИ МОДУЛЕЙ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА

Приводятся некоторые соображения о редукции модуля максимального стока с увеличением продолжительности водоотдачи и площади водосбора, вытекающие из общей теории формирования паводков. По материалам наблюдений над снеготаянием и стоком с экспериментальных площадей и моделям графиков распределения площадей одновременного стекания установлены значения степени редукции в зонах малых и больших площадей.

Среди ряда формул расчета максимальных расходов воды весеннего половодья и дождевых паводков широкое распространение имеют редукционные формулы. В их основе лежит давно подмеченная эмпирическим путем закономерность убывания модуля максимального стока возрастанием площади водосбора.

Редукция модулей максимального стока весеннего половодья получила убедительное подтверждение в исследованиях Д. И. Кочерина, который выразил ее формулой вида

$$q_{\max} = \frac{A}{F^n} - B, \quad (1)$$

где $q_{\max}$ — модуль максимального стока, A , n и B — районные параметры, F — площадь водосбора.

Районные формулы Д. И. Кочерина длительное время служили основой для расчета максимальных расходов весеннего половодья.

По мере накопления данных наблюдений уточнялись параметры формулы (1) и многими авторами были предложены формулы для различных районов Советского Союза. В последующем наиболее полные исследования редукционной зависимости максимального стока весеннего половодья выполнены Д. Л. Соколовским [1]. Им была принята формула вида

$$q_{\max} = \frac{A}{(F + 1)^n}. \quad (2)$$

На многочисленных материалах сетевых наблюдений и специальных исследований процессов снеготаяния и формирования максимального стока весеннего половодья Д. Л. Соколовский теоретически обосновал редукцию модулей максимального стока, раскрыл физическую сущность параметров A и n и установил более надежные их численные значения. Приняв одинаковое для всех районов осредненное значение показателя степени редукции $n = 0,25$, он представил в виде карт изотерриториальное распределение физико-географического параметра A независимого от площади водосбора.

Метод Д. Л. Соколовского был принят ГОСТом для расчета максимальных расходов весеннего половодья неисследованных рек.

В последующих работах Д. Л. Соколовского [2] раскрыта и теоретически обоснована природа редукции модулей максимального стока дождевых паводков и дано дальнейшее теоретическое развитие редукции модуля максимального стока весеннего половодья.

Теоретическое обоснование редукции модуля максимального стока по длине реки, основанное на общей схеме процессов формирования весеннего половодья по А. В. Огиевскому, дано также в исследованиях В. И. Мокляка [3].

Интерес к вопросу редукции модулей максимального стока утрачен и в настоящее время.

Ниже приводятся некоторые соображения о редукции модуля максимального стока с увеличением продолжительности водоотдачи, площади водосбора, участвующих в формировании максимальных расходов воды, вытекающие из общей теории формирования паводков.

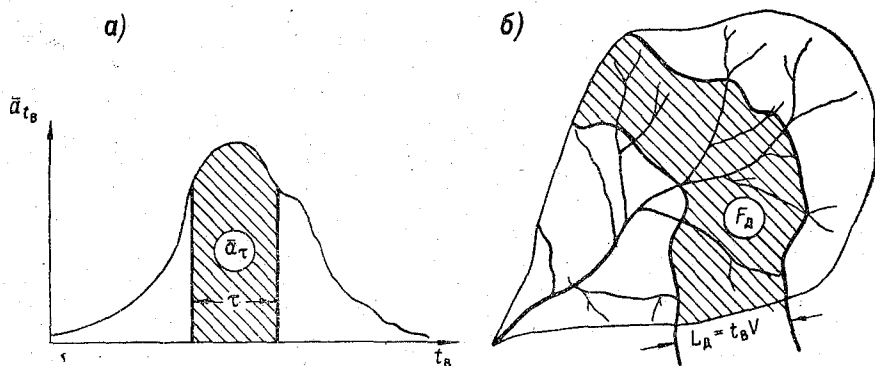


Рис. 1. Схема хода водоотдачи (а) и речного бассейна (б).

В общей теории формирования паводков обычно рассматривают три случая соотношения времени добегания τ и продолжительности водоотдачи t_b , которые имеют место в природных условиях. Рассмотрим эти случаи при формировании паводков на бассейнах различной площади от одной и той же водоотдачи переменной интенсивности (рис. 1а).

Первый случай: $\tau_1 = t_b$ — время добегания τ_1 равно продолжительности водоотдачи t_b .

В этом случае в формировании максимального расхода воды принимает участие весь бассейн и вся водоотдача

$$Q_{\max 1} = K \bar{a}_{t_b} F_1 \text{ м}^3/\text{сек.}$$

Модуль максимального стока

$$q_{\max 1} = K \bar{a}_{t_b} \text{ м}^3/\text{сек км}^2,$$

где $\bar{a}_{t_b}$ — средняя интенсивность водоотдачи за полную ее продолжительность t_b , F_1 — общая площадь водосбора, K — коэффициент пропорциональности.

Второй случай: $\tau_2 < t_b$ — время добегания τ_2 меньше продолжительности водоотдачи t_b .

Во втором случае в формировании максимального расхода воды

инимает участие весь бассейн и часть водоотдачи $\bar{a}_{\tau_2}$ с наибольшей удельной интенсивностью за время, равное времени добегания τ_2

$$Q_{\max} = K \bar{a}_{\tau_2} F_2 \text{ м}^3/\text{сек.} \tag{4}$$

модуль максимального стока

$$q_{\max 2} = K \bar{a}_{\tau_2} \text{ м}^3/\text{сек км}^2 \tag{4'}$$

интенсивность водоотдачи $\bar{a}_{\tau_2} > \bar{a}_{t_B}$ (рис. 1а). Выразив $\bar{a}_{\tau_2}$ через

λ , где $\lambda = \frac{\bar{a}_{\tau_2}}{\bar{a}_{t_B}} > 1,0$ и подставив в (4'), получим

$$q_{\max 2} = q_{\max 1} \cdot \lambda. \tag{4''}$$

Из (4'') видно, что $q_{\max 2} > q_{\max 1}$ и тем больше, чем больше λ или больше τ_2 по сравнению с t_B .

При $\tau_2 \rightarrow 0$, что имеет место при $F \rightarrow 0$, $q_{\max 2} \rightarrow K a_{\max}$, т. е. с уменьшением F до элементарно малых размеров $\lambda \rightarrow \frac{a_{\max}}{a_{t_B}}$, а модуль максимального стока стремится к наибольшему своему значению — максимальной интенсивности водоотдачи $K a_{\max}$.

Следовательно, на малых бассейнах с временем добегания $0 < \tau < t_B$ зависимость модуля максимального стока обусловлена редукцией интенсивности водоотдачи $\bar{a}_{\tau}$ по ее продолжительности t_B . В зоне этих площадей модули максимального стока уменьшаются от $K a_{\max}$ до $K \bar{a}_{t_B}$. Поскольку водоотдача имеет переменный ход во времени, то изменение модуля в этой зоне описывается кривой, близкой к гиперболе.

Третий случай: $\tau_3 > t_B$ — время добегания τ_3 больше продолжительности водоотдачи t_B . Этот случай соответствует большим бассейнам формированию максимальных расходов которых принимает участие и водоотдача и часть бассейна, так называемая действующая часть $F_d < F_3$.

$$Q_{\max 3} = K \bar{a}_{t_B} F_d = K \bar{a}_{t_B} \cdot F_3 \varphi \text{ м}^3/\text{сек}, \tag{5}$$

где $\varphi = \frac{F_d}{F_3} < 1,0$ и тем меньше, чем больше время добегания τ_3 по сравнению с продолжительностью водоотдачи t_B . Время добегания в зоне площади одновременного стока F_d равно t_B , а ее длина $L_d = t_B \cdot V$ (рис. 1б), где V — скорость добегания.

Модуль максимального стока в этом случае

$$q_{\max 3} = K \bar{a}_{t_B} \varphi \text{ м}^3/\text{сек км}^2. \tag{5'}$$

Подставляя из (3') в (5') значение $K \bar{a}_{t_B}$, получим

$$q_{\max 3} = q_{\max 1} \varphi. \tag{5''}$$

Очевидно, $q_{\max 3} < q_{\max 1}$ и тем меньше, чем $\varphi < 1,0$, т. е. больше площадь бассейна F_3 его действующей площади F_d или $\tau_3 > t_B$ и $F_3 \rightarrow \infty$, $\varphi \rightarrow 0$ и $q_{\max 3} \rightarrow 0$, но площади речных бассейнов имеют измеримые размеры, далекие от бесконечности, а $q_{\max 3} > 0$, так же, как и $\varphi > 0$.

На примере третьего случая видно, что в зоне больших площадей

бассейнов с $\tau_3 > t_b$ имеет место редукция $q_{\max}$ по площади бассейна, которая объясняется убыванием отношения $\frac{F_d}{F_3}$ или $\frac{t_b}{\tau_3}$ от 1,0 до φ по мере возрастания F_3 , или убывания $\frac{L_d}{L_3}$ по мере возрастания L_3 .

Из (3'), (4'), (5') видно, что $q_{\max_2} > q_{\max_1} > q_{\max_3}$ и значения q рек с различными площадями водосборов $0 < F \leq F_{\max}$ находятся в пределах $Ka_{\max} > q_{\max} > 0$ (рис. 2).

Выше рассмотрены основные закономерности убывания моду максимальных расходов с возрастанием площади водосбора или времени добегания. При этом были приняты одинаковыми для всех бассейнов водоотдача, скорости стекания и идентичные гидрографические характеристики и факторы подстилающей поверхности. Это позволило установить границу между зоной редукции $q_{\max}$, обусловленной редукцией интенсивности водоотдачи по ее продолжительности, и зоной редукции $q_{\max}$ по площади бассейна (точка q_1 на рис. 2).

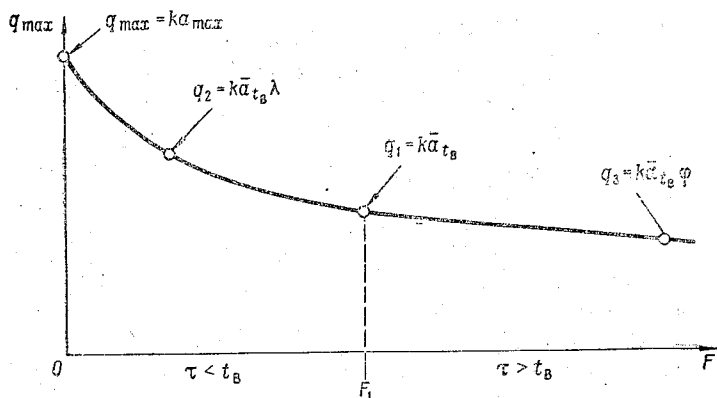


Рис. 2. Схема редукционной зависимости $q_{\max} = f(F)$.

Для установления и анализа редукционной зависимости $q_{\max} = f(F)$ весеннего половодья или дождевых паводков обычно используются материалы сетевых наблюдений или специальных полевых обследований по рекам сравнительно больших районов, относимых к одинаковым климатическим условиям по снегоскоплению и снеготаянию или выпадению дождей. Принимаются чаще всего абсолютные значения $q_{\max}$ за разные периоды наблюдений или в лучшем случае равнообесеченные и очень редко $q_{\max}$ одного и того же половодья или паводка. На графиках $q_{\max} = f(F)$ точки располагаются сравнительно широкой полосой с наклоном, отражающим общий закон редукции.

Положение точек в виде полосы Д. Л. Соколовский объясняет, одной стороны, ошибками наблюдений и неравноценностью максимумов в отношении их обеспеченности и, с другой стороны, различными условиями формирования максимальных расходов на отдельных бассейнах: различной степенью лесистости, озерности и заболоченности, различной конфигурацией бассейнов, различным рельефом и пр.

Остановимся несколько подробнее на причинах разброса точек на графике (рис. 2) и роли отмеченных факторов подстилающей поверхности. Рассмотрим сначала граничную полосу между редукцией водоотдачи и редукцией по площади бассейна.

Прежде всего отметим, что, как вытекает из общей теории формирования максимальных расходов, ведущую роль в редукции $q_{\max}$ играет время добегания, которое является функцией длины бассейна и скорости добегания $\tau = \psi(L, V)$. Поскольку длина водотока неоднозначно связана с площадью бассейна $L = kF^m$, где k и m — разные для различных бассейнов параметры, то при равновеликих площадях бассейнов нескольких рек будут иметь разные длины и тем более разное время добегания. Следовательно, при совершенно одинаковом ходе водоотдачи продолжительностью t_b на абсциссе, отвечающей площади F_1 (рис. 2), расположатся несколько точек разных ординат $q_{\max}$. Нижнее положение займет $q_{\max}$ бассейна с наименьшей V и наибольшей L , т.е. бассейна с наибольшим временем добегания $\tau_{\max} = \frac{L_{\max}}{V_{\min}} = t_b$. Максимальный расход этого бассейна формируется на всей площади от всей водоотдачи средней интенсивности $\bar{a}_{t_b}$.

Верхнее положение займет $q_{\max}$ равновеликого по площади бассейна с $L_{\min}$ и $V_{\max}$, т.е. бассейна с наименьшим временем добегания $\tau_{\min} = \frac{L_{\min}}{V_{\max}}$. В формировании максимального расхода этого бассейна участвует вся площадь F_1 и наиболее интенсивная часть водоотдачи за время $\tau_{\min} - \bar{a}_{\tau_{\min}} > \bar{a}_{t_b}$.

Промежуточное положение займут точки $q_{\max}$ равновеликих бассейнов с временем добегания $\tau_{\min} < \tau_i < \tau_{\max}$. Здесь проявляются такие индивидуальные характеристики речных бассейнов, как рельеф, уклоны русловой сети и склонов и их шероховатости, определяющие скорости стекания и добегания, общая конфигурация бассейна и извилистость русла, которые при одинаковой площади водосбора определяют разные длины.

Таким образом, на абсциссе F_1 нижнее положение занимают точки удлинненных бассейнов с извилистыми руслами и плоским рельефом, большой залесенностью и заболоченностью, малыми скоростями и большим временем добегания. Вверху располагаются точки циркообразных и грушевидных бассейнов с развитой гидрографической сетью, большими уклонами и высокими скоростями добегания.

Вопрос редукции интенсивности водоотдачи снеговых и дождевых вод исследован слабо. Достаточно хорошо изученная редукция интенсивности дождей по их продолжительности с некоторыми допущениями может быть принята как редукция интенсивности водоотдачи дождевого стока. Известно, что показатели степени редукции интенсивности дождей в зависимости от их характера изменяются в пределах 0,4—0,8. Примерно в таких же пределах колеблются они и для модулей максимального дождевого стока.

Из-за отсутствия материалов наблюдений для исследования редукции интенсивности снеготаяния и водоотдачи талых вод Д. Л. Соколовский исследовал зависимость убывания максимальной температуры воздуха в период снеготаяния от продолжительности осреднения, имея в виду, что интенсивность, снеготаяния пропорциональна температуре воздуха. Логарифмическая зависимость $t^0 = \psi(T)$ в зоне от 1 до 5—7 дневных часов с устойчивой температурой имеет угол наклона 0,08—0,10. По мере включения ночных часов с пониженной температурой редукция усиливается и опять уменьшается при включении дневных часов последующих суток с более высокой температурой. В целом за период снеготаяния зависимость $t^0 = \psi(T)$ имеет волнообразный вид, а угол наклона осредняющей линии составляет 0,20—0,30, т.е. имеет такую

же величину, что и редукция максимального модуля от площади водосбора.

Эти выводы подтверждаются материалами непосредственных наблюдений над интенсивностью водоотдачи талых вод, которые приводятся ниже. Так, по наблюдениям С. И. Небольсина и П. П. Надеева на Московской агрометеорологической станции [4] наибольшая интенсивность водоотдачи в годы высокого весеннего половодья с опытных участков площадью около 2300 м^2 достигала в 1923 г. $2,9 \text{ мм/час}$, средняя за сутки (18/VI) $1,1 \text{ мм/час}$ и средняя за весь период водоотдачи талых вод $0,5-0,6 \text{ мм/час}$; в 1926 г. соответственно $2,7$; $1,2$ и $0,72 \text{ мм/час}$. Показатели степени редукции интенсивности водоотдачи по продолжительности за эти годы составляют в интервале времени $1-24 \text{ час}$ $0,34-0,25$ в интервале 24 час — до конца водоотдачи $0,34-0,32$ и в интервале 1 час — конец водоотдачи $0,34-0,28$. Верхняя спрямляющая по точкам двух лет имеет угол наклона $0,29$.

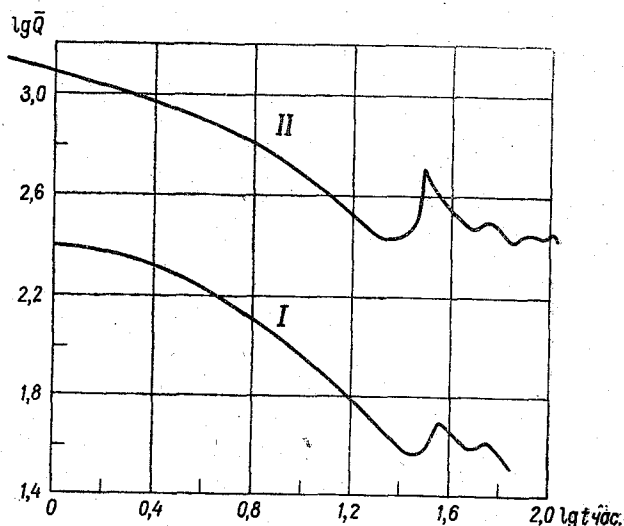


Рис. 3. Зависимости интенсивности водоотдачи (стока) от продолжительности: I — площадка № 3; II — площадка № 5.

Непрерывные наблюдения над стоком талых вод с экспериментальных площадок на стоковых станциях позволяют детализировать редукцию водоотдачи по часам. На рис. 3 представлены графики стока и редукционные зависимости убывания максимальной интенсивности стока по мере увеличения интервала времени осреднения по материалам Дубовской гидрометеорологической обсерватории (ДГМО) по площадкам № 5 (400 м^2) и № 3 (1300 м^2) за время высокого весеннего половодья 1953 г.

Интенсивность стока представленная расходами в $\text{см}^3/\text{сек}$, имеет ярко выраженный внутрисуточный и посуточный ход с максимумами в дневные часы (13—16) и минимумом вплоть до полного прекращения стока в ночные и утренние часы.

Редукционные зависимости $Q = \psi(T)$ построены по материалам обработки графиков (таблиц) стока, подобно обработке записей дождей при построении зависимости интенсивности дождей от продолжительности.

Как видно из рис. 3, зависимость $Q = \psi(T)$, представленная в логарифмическом масштабе, имеет вид кривой, убывающей с увеличением продолжительности.

рифмическом масштабе в пределах периода водоотдачи, имеет волнообразный вид. В начале, в интервале дневных часов с устойчивой максимальной водоотдачей¹, она достаточно пологая — угол наклона 0,15—0,20, по мере расширения интервала и включения утренних и ночных часов редукция резко увеличивается и в интервалах 1—10—14, 1—24 час имеет угол наклона 0,50—0,40; 0,57—0,47. По мере включения в интервал осреднения дневных часов последующих суток с высокой интенсивностью водоотдачи редукция заметно уменьшается и составляет 0,45—0,24. Угол наклона прямой, соединяющей точки максимальной часовой интенсивности и средней за время водоотдачи, составляет 0,45—0,25 и осредняющих прямых — 0,45—0,36.

Из приведенных материалов видно, что редукция водоотдачи в южном районе ДГМО больше ее значения в районе Москвы, что близко к редукции модуля максимального стока по площади водосбора этих районов.

В ряде случаев при расчетах и исследованиях максимального стока талых вод ход водоотдачи за сутки с наибольшей водоотдачей или за весь период водоотдачи принимается по треугольнику, т. е. максимальная интенсивность принимается вдвое больше средней. При таких допущениях коэффициент редукции максимальной интенсивности водоотдачи по продолжительности будет равен для интервалов времени от 1 до 24 час—0,22, до 48 час—0,18, до 72 час—0,16, до 96 час—0,15, до 120 час—0,14.

Следовательно, приведенные материалы наблюдений над интенсивностью стока талых вод с малых экспериментальных площадок подтверждают, что в зоне $\tau < t_b$ редукция $q_{\max} = f(F)$ обусловлена редукцией максимальной водоотдачи по ее продолжительности и численно близка к ней как в зоне очень малых площадей или продолжительностей, так и при осреднении за весь период водоотдачи.

Зависимость $\bar{Q}_{\max T}(\bar{h}_{\max T}) = \psi(T)$ нелинейна и имеет разные углы наклона при различных осреднениях и в целом имеет волнообразный ход. Если же учесть индивидуальные особенности речных бассейнов, которые обуславливают разную продолжительность добегаания при одинаковых площадях водосборов, то и в этой зоне даже при одинаковом ходе водоотдачи нет оснований ожидать расположения точек строго по линии зависимости $q_{\max} = f(F)$.

Таким образом, разброс точек на графике $q_{\max} = f(F)$ в зоне $\tau < t_b$ объясняется своеобразным ходом водоотдачи отдельных лет и индивидуальными особенностями бассейнов.

Для оценки редукции модуля максимального стока по площади при $\tau > t_b$ использованы графики распределения площадей одновременного стока, полученные путем построения изохрон на речных бассейнах различных конфигураций. По моделям этих графиков вычислены коэффициенты $\varphi = \frac{F_d}{F}$ по мере возрастания F и установлены редукционные зависимости $\varphi = \frac{1}{F^n}$. Показатели степени редукции n для десяти бассейнов колеблются в пределах 0,33—0,49, при более частых значениях 0,40—0,44. В зонах относительно малых площадей значения n составляют 0,10—0,15.

Полученные величины показателей степени редукции в зоне $\tau > t_b$

¹ Интенсивность стока талых вод с малых площадок можно отождествить с интенсивностью водоотдачи или водоподачи на бассейн, подобно водоподаче при выпадении дождя.

Подтверждают их значения, установленные Д. Л. Соколовским и В. И. Мокляком иными путями.

Очевидно, и в этой зоне редукции будет иметь место разброс точек на графиках $q_{\max} = f(F)$, так при равных F и одинаковом t_b значения F_d разных бассейнов будут различными. Велина F_d определяется не только формой бассейна, но и величиной скорости добега-ния.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Редукция модулей максимального стока по площади бассейна складывается из редукции водоотдачи в зоне $\tau < t_b$ и редукции по площади в зоне $\tau \geq t_b$.

В широкой граничной зоне, зоне $\tau = t_b$, имеет место как тот, так и другой вид редукции.

Показатели степени редукции водоотдачи и бассейновой редукции для отдельных случаев водоотдачи и отдельных бассейнов колеблются почти в одинаковых пределах.

Объективной характеристикой показателя редукции для того или иного района может служить осредненная характеристика редукции двух зон, исключая зону очень малых F или τ , где она значительно меньше средней, на что указывалось в работах [1,2].

Таким образом, установленные эмпирически в 1937 г. осредненные значения показателей степени редукции модулей максимального стока по площади бассейнов подтверждаются их значениями, установленными в результате анализа водоотдачи и убывания относительных площадей одновременного стекания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соколовский Д. Л. Нормы максимального стока весенних паводков рек СССР и методы их расчета. Гидрометеиздат, Л.-М., 1937.
 2. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
 3. Мокляк В. И. О редукции модулей максимальных расходов от талых вод. Метеорология и гидрология, № 3, 1949.
 4. Небольсин С. И. и Надеев П. П. Элементарный поверхностный сток. Гидрометеиздат, Л.-М., 1937.
-

И. А. Шикломанов

РАСЧЕТЫ ГИДРОГРАФОВ ПАВОДКОВ С УЧЕТОМ ПЕРЕМЕННОГО ВРЕМЕНИ ДОБЕГАНИЯ ПРИ ПОМОЩИ НЕЛИНЕЙНОЙ ЭЛЕКТРОМОДЕЛИРУЮЩЕЙ УСТАНОВКИ

Разработана схема расчета гидрографов паводков с учетом переменного времени добегания. Для расчетов используется нелинейная электро-моделирующая установка МН-7. Произведенные поверочные расчеты для водотоков Дальнего Востока показали, что предлагаемая схема позволяет с достаточной точностью вычислить все фазы гидрографа при наличии эффективного хода осадков во времени и морфометрических характеристик водосборов.

Широко применяемые в гидрологии методы расчета паводков, основанные на генетической формуле стока, а именно метод изохрон и метод единичного гидрографа, как известно, исходят из линейной модели преобразования осадков в сток. Действительно, и в том, и в другом методе поступающие на бассейн порции осадков, независимо от их величины и распределения во времени, умножаются на одну и ту же постоянную для водосбора функцию распределения единичных площадей стекания или ординат единичного гидрографа, и расход воды в замыкающем створе принимается равным сумме расходов, вызванных каждой из отдельных порций осадков. Такая линейная модель стока предполагает, очевидно, постоянство скоростей добегания во времени, т. е. каждая последующая порция осадков доходит до замыкающего створа с теми же скоростями, что и предыдущая. Естественно, что принятие постоянства скоростей добегания во времени значительно упрощает расчеты, но не дает возможности учитывать динамику скоростей и приводит к грубой схематизации природного процесса, в принципе своем являющегося нелинейным. Учет же при проектировании гидрографов по генетической формуле изменения скоростей во времени и в пространстве [2, 3, 9] встречает значительные трудности и до настоящего времени не находит практического применения из-за большой трудоемкости методики расчета и слабой изученности закономерностей изменения скоростей стекания во время паводка.

Используемые в последние годы в нашей стране и за рубежом для расчетов и прогнозов паводков электронные моделирующие устройства также в большинстве своем принимают за основу линейную модель стока. Так, используемая в некоторых научных организациях и управлениях Гидрометслужбы специализированная электро-моделирующая установка ПР-27 трансформирует осадки, выпадающие на бассейн h , в сток в замыкающем створе Q_n , согласно системе уравнений, вы-

веденных Г. П. Калининым и П. И. Милюковым для русла [5] и Нэшем для водосбора [19]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dQ_1}{dt} &= \frac{1}{\tau_1} (h_t - Q_1), \\ \frac{dQ_2}{dt} &= \frac{1}{\tau_2} (Q_1 - Q_2), \\ \frac{dQ_n}{dt} &= \frac{1}{\tau_n} (Q_{n-1} - Q_n). \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

Эти уравнения получены путем разделения всего водосбора (русла) на n участков и принятия регулирующего действия каждого участка аналогично регулирующему действию водохранилища; $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$ — время добегания на участке. По существу, как это показано в работах [5, 7, 10], ЭМУ ПР-27 при $\tau_1 = \tau_2 = \dots = \tau_n = \text{const}$ трансформирует осадки в расходы в замыкающем створе бассейна по обыкновенной генетической формуле стока в интегральном виде

$$Q_n(t) = \int_0^{t-\tau} h_{t-\tau} \cdot P_n(t) \cdot d\tau. \quad (2)$$

При этом трансформирующая функция $P_n(t)$, называемая дифференциальной кривой добегания (Г. П. Калинин [5]), мгновенным единичным гидрографом (НЭШ [18, 19]) или кривой распределения единичных площадей стекания при расчете по методу изохрон (Д. Л. Соколовский [11]), выражается формулой

$$P_n(t) = \frac{t^{n-1}}{T^n(n-1)!} \cdot e^{-\frac{t}{T}}, \quad T = 4 \cdot 01 \quad (3)$$

где n — число интегрирующих звеньев в схеме ЭМУ [число уравнений системы (1)], T — постоянная времени одного звена, играющая в схеме ЭМУ такую же роль, как время добегания на участке $[\tau_n$ в системе (1)].

Линейная связь между входными и выходными величинами при расчетах на ЭМУ ПР-27 обеспечивается постоянством значений $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$ в системе (1) или величины T в формуле (3). Согласно расчетной схеме, разработанной в ЛГМИ [10, 14, 15], машинные параметры T и n определяются по величине времени сдвига $t_{\text{сд}}$ между центром тяжести или максимумом осадков и максимальным расходом и по коэффициенту асимметрии паводка $\gamma = -\frac{t_{\text{сн}}}{t_n}$ ($t_{\text{сн}}$ — время спада гидрографа,

t_n — время подъема) на основании полученных эмпирических зависимостей. Для неизученных рек значения $t_{\text{сд}}$ и γ могут быть найдены по региональным эмпирическим формулам в зависимости от физико-географических и морфометрических характеристик водосборов. Проверка указанной расчетной схемы была проведена для больших и малых водосборов, расположенных в различных районах страны, и показала ее эффективность как в отношении быстроты расчета, так и в отношении точности определения максимальных расходов и гидрографов паводков.

При всех своих достоинствах расчет паводков с использованием ЭМУ ПР-27 (так же как и расчеты по любой другой линейной схеме) обладает тем недостатком, вытекающим из условия постоянства времени добегания в ходе паводка, что для некоторых рек не позволяет удовлетворительно рассчитать гидрограф стока при различной его интенсивности. Например, для многих рек Дальнего Востока характерны резкие подъемы гидрографов, начинающиеся после предварительного насыщения подстилающей поверхности и обусловленные быстрым по-

верхностным стоком; и плавные, продолжающиеся несколько суток даже для очень малых водотоков, спады, что вызвано более медленным стеканием дождевых вод подповерхностным путем. При этом объем подповерхностного стока нередко может составлять 30% и более от всего объема паводка. Естественно, что при проектировании таких гидрографов по схеме с постоянными скоростями будут иметь место резкие различия рассчитанных и наблюдаемых расходов на спаде, что и подтверждается, например, расчетами, произведенными на ЭМУ ПР-27 для малых водотоков Бомнакской и Приморской стоковых станций [10, 11].

Кроме того, необходимая для расчета на ЭМУ ПР-27 основная характеристика паводка — величина $t_{сд}$ не остается постоянной для водотока, а изменяется в зависимости от величины или, иначе говоря, от обеспеченности максимального расхода в замыкающем створе, что подтверждается при построении соответствующих зависимостей. Полученные (рис. 1) зависимости имеют ясный физический смысл и ил-

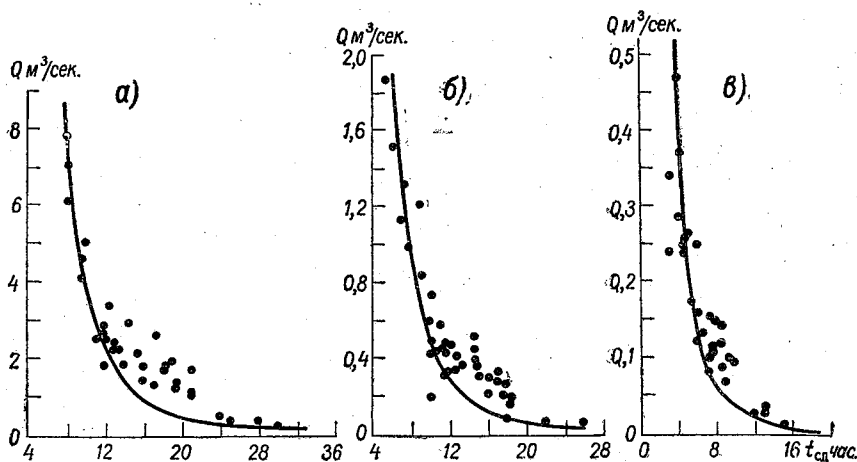


Рис. 1. Зависимости времени сдвига $t_{сд}$ от максимального расхода Q_{max} :
а — руч. Холодный; б — руч. Петровский; в — руч. Сумгинский.

люстрируют тот несомненный факт, не учитываемый обычно при расчетах по методу изохрон и единичного гидрографа, что при прочих равных условиях скорости добегания растут с увеличением массы движущейся воды. Закономерность убывания времени сдвига с увеличением максимального расхода можно проследить и на малых водотоках стоковых станций ЕТС, однако здесь она выражена менее отчетливо, так как на величину $t_{сд}$ кроме того оказывает влияние неравномерность орошения водосборов ливнями. Как следует из рис. 1, величина $t_{сд}$ для паводков с наиболее высокими максимумами изменяется незначительно. По этой причине ЭМУ ПР-27 можно эффективно использовать для расчетов паводков редкой повторяемости, принимая минимальное для водосбора значение $t_{сд min}$. При расчетах же различных по величине паводков от конкретных дождей, а также при краткосрочном прогнозе гидрографа необходимо каждый раз задаваться величиной $t_{сд}$. Оба недостатка схемы расчета паводков при помощи ЭМУ ПР-27, а именно невозможность удовлетворительного проектирования всех фаз гидрографов, сформированных как поверхностным, так и подповерхностным стоком, а также изменчивости величины $t_{сд}$ от паводка к

паводку — обусловлены тем, что параметры времени добегания принимаются постоянными и не зависящими от величины осадков и расходов в замыкающем створе. Эти недостатки могут быть устранены путем более точного моделирования процесса стока, учитывающего наблюдающуюся в природе дифференциацию скоростей добегания во времени.

При расчетах паводков по нелинейной схеме возникает трудность в выборе таких величин скоростей и закономерности их изменения в ходе паводка, которые можно было бы распространить на всю площадь бассейна и русловую сеть. Вследствие слабой изученности изменения скоростей во время паводка и на водосборе целесообразно учитывать при расчетах изменения не скоростей стекания, а времени добегания, которое интегрально отражает процессы стока и может быть определено по совмещенным графикам осадков и расходов в замыкающем створе бассейна. В качестве характеристики времени добегания, так же как и в расчетах по линейной схеме, удобно принять величину $t_{сд}$, как наиболее объективно определяемую по данным наблюдений. Но если при расчетах по линейной схеме величина времени добегания, определяемая по $t_{сд}$, принимается в течение паводка постоянной, соответствующей средней скорости, то нелинейная схема должна учитывать изменение этой характеристики от наибольшего значения в начале и в конце паводка до наименьшего на фазе максимума. Приведенный на рис. 1 график функции $t_{сд} = \varphi(Q_{\max})$ показывает обратную нелинейную связь этих величин, которая может быть приближенно выражена эмпирической формулой

$$t_{сд} = \frac{C}{Q_{\max}^x}, \quad (4)$$

где C — параметр, зависящий от площади F , длины L , уклона I , заболоченности f_b , может быть принятым для водосбора постоянной величиной.

Формула (4) отражает изменение времени добегания, определяемого величиной $t_{сд}$ от паводка к паводку, но, по-видимому, и в ходе паводка можно принять, что время добегания изменяется в зависимости от расходов, согласно уравнению (4).

По данным наблюдений Бомнакской стоковой станции, величину показателя степени x при расходе $Q_{\max}$ можно принять равной 0,33, что соответствует значению показателя степени в многочисленных формулах для скоростей добегания в виде

$$V = a \cdot Q^x \cdot I^y, \quad (5)$$

в которой также часто принимают [1, 8] $x = 0,25-0,33$. Это еще раз подтверждает, что время добегания в течение паводка можно принять изменяющимся, согласно формуле (4), при $x = 0,33$ и использовать это аналитическое выражение для расчетов паводков с переменным временем добегания.

Таким образом, если при расчетах на ЭМУ по линейной схеме основной параметр кривой распределения единичных площадей стекания T принимается в течение паводка постоянным и определяется по величине $t_{сд}$, то нелинейная схема учитывает не одно постоянное значение времени добегания, а и изменение его во времени в зависимости от хода расходов, т. е. в какой-то мере принимаются во внимание не только относительно постоянные морфометрические и физико-географические, но и переменные гидравлические условия стока.

Расчет по нелинейной схеме может производиться или по генетической формуле (2) с переменным во времени параметром T , либо решением системы уравнений (1) при $\frac{1}{\tau_n} = \psi(Q_n)$. Оба пути равноценны, но второй гораздо легче осуществить технически, используя простые нелинейные моделирующие устройства.

Итак, для решения задачи расчета паводка с бассейна по нелинейной схеме систему уравнений (1) запишем в виде:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dQ_1}{dt} &= \frac{1}{\tau_1} (Q_1) (h_t - Q_1), \\ \frac{dQ_2}{dt} &= \frac{1}{\tau_2} (Q_2) (Q_1 - Q_2), \\ \frac{dQ_n}{dt} &= \frac{1}{\tau_n} (Q_n) (Q_{n-1} - Q_n). \end{aligned} \right\} \quad n - 2 \quad (6)$$

Для определения графика расходов в замыкающем створе $Q_n(t)$ по уравнениям (6) необходимы следующие данные:

- 1) ход эффективных осадков по времени h_t ;
- 2) значения функции времени добегания $\frac{1}{\tau_1}(Q_1) = \frac{1}{\tau_2}(Q_2) = \dots = \frac{1}{\tau_n}(Q_n)$, определяемой по характеристикам бассейна, и закономерность ее изменения в зависимости от расходов в замыкающем створе;
- 3) характеристика асимметричности паводков γ , по которой определяется число уравнений системы (6).

Значения $\frac{1}{\tau_n}(Q_n)$, так же как и в расчетах по линейной схеме вычисляются, исходя из приближенной эмпирической зависимости [10] от величины времени сдвига

$$\tau_n(Q_n) \cdot n = k \cdot t_{сд}, \quad (7)$$

где k — коэффициент, средняя величина которого получена приблизительно равной $\approx 1,30$, для малых водотоков Бомнакской стоковой станции $k \approx 1,50$.

Определенная по этому уравнению величина $\tau_n \cdot n$ при расчете на ЭМУ ПР-27 принимается неизменной в течение паводка и отвечает средней для паводка скорости добегания. Естественно, что при расчетах с переменным временем добегания величина $\tau_n(Q_n) \cdot n$ в начале и конце паводка, т. е. когда расходы в замыкающем створе $Q_n(t)$ наименьшие, будет наибольшей, а на фазе максимума при $Q_n(t) = \max$ наименьшей, равной $\beta \cdot \tau_n(Q_n) \cdot n$, где $\beta < 1$ — коэффициент, показывающий отношение минимального за паводком времени добегания, соответствующего максимальному расходу к среднему. Если принять, что минимальное за паводком время добегания равно $t_{сд}$, часто отождествляемому с временем добегания пика паводка $\tau_{пик}$, то коэффициент β , исходя из приближенного равенства (7), будет равен 0,70—0,80, что впоследствии и подтвердилось проведенными по предлагаемой схеме расчетами. Для неизученных рек величина $t_{сд}$ в формуле (7) определяется по районным зависимостям $t_{сд} = \psi(F, L, I)$. В частности, для водотоков ДВК может быть использована, полученная в статье [14], эмпирическая формула, которая одновременно показывает и характер изменения времени добегания от расходов воды.

Решение системы (6) обычными способами даже при наличии всех исходных данных и коэффициентов чрезвычайно затруднительно, поэтому расчет целесообразно осуществить с применением электронных вычислительных машин.

При значении $n=2$, что соответствует гидрографам с продолжительным спадом $\gamma \geq 3,5$ [10], систему (6) можно решать, используя наиболее простую и удобную в обращении универсальную нелинейную электро моделирующую установку типа МН-7, которая уже применялась в нашей стране для гидрологических целей при расчетах трансформации паводков водохранилищами [16], а также руслами рек по линейной и нелинейной схеме (с учетом криволинейности кривых объемов) [7]. Машина предназначена для интегрирования обыкновенных нелинейных дифференциальных уравнений до 6-го порядка включительно. При этом допускается одновременное использование четырех блоков нелинейных функций или произведений двух переменных величин. При $n > 2$ необходимо использовать для решения системы (6) более сложные ЭМУ или составить программу для расчета по ЭЦВМ.

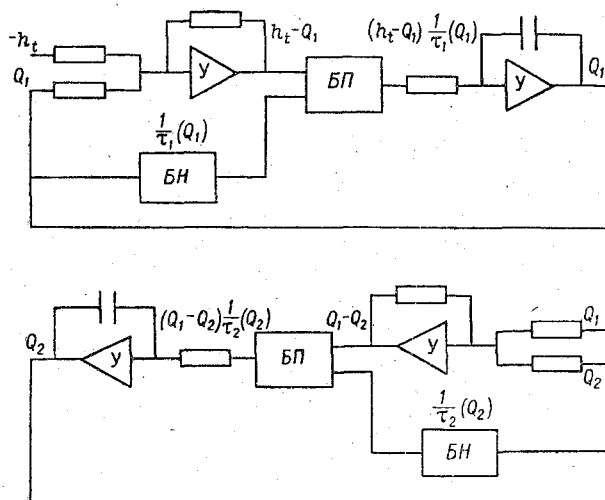


Рис. 2. Блок-схема набора электрической цепи для решения уравнений (6) при $n=2$.

Решение системы уравнений (6) при $n=2$ осуществляется на машине МН-7 путем набора электрической цепи, принципиальная блок-схема которой представлена на рис. 2. Для решения уравнений на электро моделирующей установке необходимо преобразовать исходные переменные в машинные, измеряемые обычно в вольтах. Применительно к решаемой задаче при $n=2$ уравнения преобразования будут:

$$\left. \begin{aligned} U_{Q_1} &= Q_1 \cdot M_{Q_1}, & T_m &= t \cdot M_t, \\ U_{h_t} &= h_t \cdot M_{h_t}, & U_{\frac{1}{\tau_1}(Q_1)} &= \frac{1}{\tau_1}(Q_1) \cdot M_{\frac{1}{\tau_1}(Q_1)}, \\ U_{Q_2} &= Q_2 \cdot M_{Q_2}, & \dot{U}_{\frac{1}{\tau_2}(Q_2)} &= \frac{1}{\tau_2}(Q_2) \cdot M_{\frac{1}{\tau_2}(Q_2)}, \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

где U_{Q_1} , U_{h_t} , U_{Q_2} , $U_{\frac{1}{\tau_1}(Q_1)}$, $U_{\frac{1}{\tau_2}(Q_2)}$ — машинные переменные, выраженные в вольтах, Q_1 , h_t , Q_2 , $\frac{1}{\tau_1}(Q_1)$, $\frac{1}{\tau_2}(Q_2)$ — исходные переменные за-

дачи, T_m — машинное время интегрирования, $M_{Q_1}, M_{h_t}, M_{Q_2}, M_t, M_{\frac{1}{\tau_1}(Q)}$,

$M_{\frac{1}{\tau_2}(Q_2)}$ — масштабные множители исходных переменных задачи.

Масштабные множители каждой переменной задачи i определяются из соотношения:

$$M_i = \frac{100v}{i_{\max}}, \quad (9)$$

где M_i — масштабный множитель любой используемой в исходных уравнениях переменной i , $100v$ — максимально допустимое напряжение в машине, $i_{\max}$ — максимальное значение переменной в процессе решения задачи.

Выбор максимального значения входной величины h_t не представляет труда, это будет наибольший слой осадков расчетного или конкретного дождя за принятую единицу времени Δt , помноженный на расчетный коэффициент стока. Масштабный коэффициент M_{Q_1} для удобства расчета принимаем равным M_{h_t} . Для расчетов паводков с обеспеченностью $p \geq 1\%$ в качестве наибольшего значения искомой величины $Q_{h(t)}$ для неизученных рек предлагается использовать максимальный расход 1%-ной обеспеченности, определенный приближенно для рассчитываемого водотока по районной зависимости модуля максимального стока от площади, проведенной как верхняя гигающая всех нанесенных на график точек. Для районов Дальнего Востока, включая о. Сахалин такие зависимости построены по данным стационарных наблюдений и полевых обследований, выполненных ЛГМИ [4]. Кроме того, величина максимального возможного расхода воды в замыкающем створе для неизученных рек может определяться по методу потенциального максимума [13]. При использовании методики для прогнозов и расчетов паводков на изученных реках можно принимать максимальный расход 1%-ной обеспеченности, вычисленный статистическими методами по данным наблюдений. Следует заметить, что расход воды, принимаемый в качестве максимально возможного значения переменной, в процессе решения задачи может определяться весьма ориентировочно, так как ошибка в его определении незначительно сказывается на окончательной точности решения.

Максимальное значение функции времени добегания $\frac{1}{\tau_1}(Q_1) = \frac{1}{\tau_2}(Q_2)$ определяется по формуле (7) при $n=2$ и $t_{сд} = t_{сд1\%}$, т. е. соответствующему максимальному расходу 1%-ной обеспеченности. Следовательно,

$$\frac{1}{\tau_1}(Q_1)_{\max} = \frac{1}{\tau_2}(Q_2)_{\max} = \frac{2}{k t_{сд1\%} \cdot \beta}. \quad (10)$$

Определяя из уравнений преобразования (8) значение исходных переменных решаемой задачи и подставляя их в уравнение (6), получим уравнения для подбора схем электрической цепи на ЭМУ, где все переменные с помощью масштабных коэффициентов выражены в вольтах:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dU_{Q_1}}{dT_m} &= U_{\frac{1}{\tau_1}(Q_1)} \cdot K (U_{h_t} - U_{Q_1}), \\ \frac{dU_{Q_2}}{dT_m} &= U_{\frac{1}{\tau_2}(Q_2)} \cdot K (BU_{Q_1} - U_{Q_2}), \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

$$\text{где } K = \frac{100}{M_t \cdot M_{\frac{1}{\tau_1}(Q_1)}} = \frac{100}{M_t \cdot M_{\frac{1}{\tau_2}(Q_2)}} \quad (12)$$

— коэффициенты, устанавливаемые на входах интеграторов.

$$B = \frac{M_{Q_2}}{M_{h_t}} \quad (13)$$

Цифра 100 в числитель формулы (12) вводится потому, что блоки произведения МН-7, используемые при решении, имеют коэффициент 0,01.

Кривые $U_{\frac{1}{\tau_1}(Q_1)}$ и $U_{\frac{1}{\tau_2}(Q_2)}$ вводятся в машину с помощью блоков нелинейности, где они заранее набираются при помощи кусочно-линейной аппроксимации.

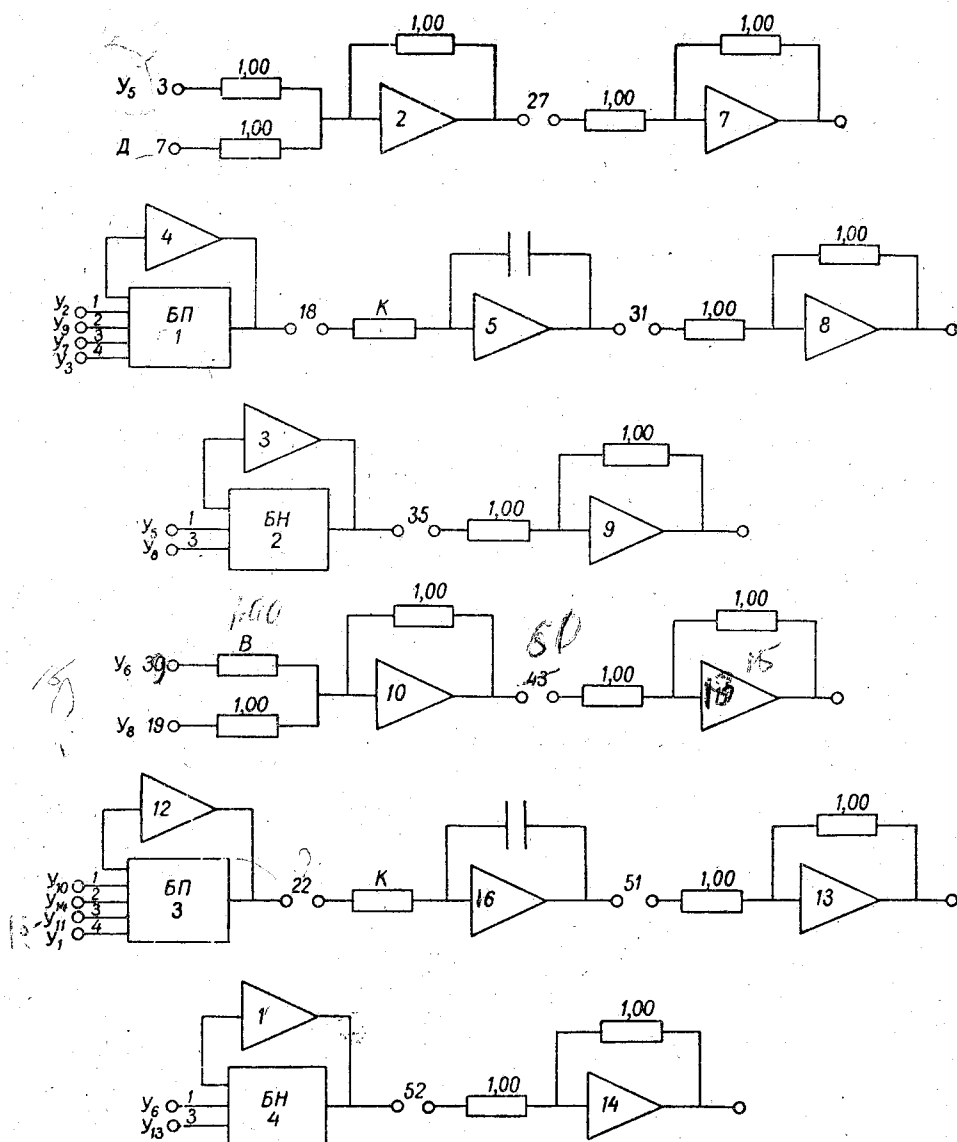


Рис. 3. Рабочая схема электрической цепи для решения уравнений (1) на МН-7.

Для облегчения практического использования предлагаемой методики расчета с использованием ЭМУ МН-7 на рис. 3 представлена рабочая схема набора электрической цепи, непосредственно на которой производится расчет. Входная функция — осадки за вычетом потерь, выраженные в вольтах, подается в каждую принятую единицу времени с делителя напряжения на суммирующий усилитель Y_2 (рис. 3). В конце каждой единицы времени (через секунду в машинном исчислении) с выхода интегратора Y_6 снимается напряжение, соответствующее расходам воды в замыкающем створе бассейна. Нелинейное моделирование при помощи ЭМУ МН-7 процесса стока с бассейна происходит, по существу, следующим образом: выпадающие равномерно по площади осадки трансформируются в сток, согласно генетической формуле стока, но кривая распределения единичных площадей стекания, выражаемая формулой (3), не остается постоянной, а каждую единицу времени изменяет свою форму, так как параметр T является переменным, зависимым от расходов в замыкающем створе. Характер изменения времени добега в зависимости от расходов воды задается в графической форме в блоках нелинейности ЭМУ.

Приведенная нелинейная модель стока полнее и правильнее отражает динамику природного процесса, чем широко распространенная линейная модель с постоянными параметрами времени добега, что позволяет воспроизводить весь ход гидрографа паводка, сформированного добегаем до замыкающего створа порций осадков как поверхностным, так и подповерхностным путем. Кроме того, используя в качестве основной характеристики водосбора минимальное значение времени сдвига, соответствующее наибольшему для водосбора максимуму, а также учитывая характер изменения времени добега с изменением расхода воды, нелинейная схема дает возможность производить расчеты различных по величине паводков без определения каждый раз величины времени сдвига, как это делается при расчетах по линейной схеме [10]. В процессе решения автоматически определяется на машине согласно графикам, набранным в блоках нелинейности, необходимое время добега в зависимости от величины поступающих на бассейн осадков и роста расходов в замыкающем створе. Проверка предлагаемой схемы расчета паводков с использованием ЭМУ МН-7 проводилась в основном по материалам наблюдений Бомнакской стоковой станции, кроме того было рассчитано несколько паводков на водотоках Приморской стоковой станции, а также на некоторых больших бассейнах восточной части Приморья.

Гидрографы дождевых паводков с рассчитываемых водосборов характеризуются довольно быстрыми подъемами и медленными, продолжающимися несколько суток спадами даже для очень малых водосборов. Коэффициент формы паводков $\gamma \geq 4$, что соответствует значениям $n = 2$ [10]. Использование линейной схемы для расчета таких паводков дает удовлетворительные результаты [15] только при усечении хвостовой части гидрографа, сформированного за счет стекания дождевых вод подповерхностным путем.

По материалам наблюдений Бомнакской стоковой станции расчеты паводков производились на трех водотоках: ручьи Холодный, Петровский и Сумгинский. Всего рассчитано 37 паводков, среди которых имеются двух- и трехмодальные, различные по высоте и объему, в том числе все наиболее выдающиеся по величине наблюдаемые за период действия станции. По Приморской стоковой станции в нашем распоряжении имелись материалы всего по двум паводкам на двух водотоках: реки Супутинка — Комаровский и Волха — Верхний. Кроме

того, рассчитано по три паводка на реках: Сучан — Краснополье, Майхе и Майхе — Ново-Хатуничи. Для расчетов всех паводков необходимые данные были получены следующим образом:

1) осадки по записям pluviографов, осредненные по бассейну и за единицу времени Δt , причем потери учитывались в виде среднего за паводок коэффициента стока α , определенного по данным наблюдений с учетом слоя начальных потерь H_0 ;

2) максимальные расходы 1%-ной обеспеченности для водосборов Приморской стоковой станции определялись по редуccionной формуле, полученной на основании полевых обследований ЛГМИ[4]; по всем остальным водотокам — по данным наблюдений;

3) значения $t_{сд1\%}$ для водотоков Бомнакской стоковой станции определены по зависимостям $t_{сд} = \psi(Q_{\max})$ (рис. 1), для остальных водотоков — по эмпирической формуле [14], полученной для неизученных рек Дальнего Востока;

4) характер зависимости $t_{сд} = \psi(Q_{\max})$ для всех водосборов определен в виде (5), причем $x = 0,33$. Но при этом предполагается, что начальные скорости добегания составляют 0,15 от максимальных скоростей;

5) коэффициент K перед интеграторами определен по формуле (12) с учетом (10) и (9), причем величина B для всех паводков принята равной 0,75. Числовые значения всех необходимых данных для расчета по отдельным водосборам представлены в табл. 1.

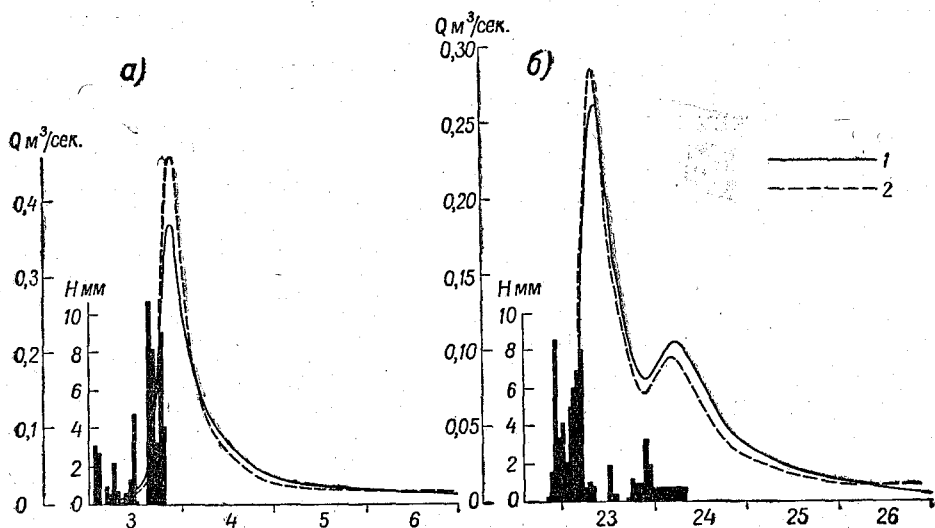


Рис. 4а. Наблюдаемые (1) и рассчитанные (2) гидрографы дождевых паводков.

Руч. Сумгинский:

а — август 1959 г., б — июль 1955 г.

Расчеты всех паводков осуществлялись на ЭМУ МН-7 по схеме, изображенной на рис. 3, лишь для каждого водотока устанавливалось свое значение коэффициента перед интеграторами K , а перед расчетом каждого паводка — величина B , зависящая от максимального количества осадков в единицу времени (13). При наличии набранной на машине схемы (рис. 3) установка коэффициентов K и B и расчет одного паводка отнимает две-три минуты времени.

Таблица 1

Исходные данные для расчета по отдельным водотокам

№ п/п	Водоток	$F, \text{км}^2$	$I, \text{‰}$	$f_{\text{д}}, \%$	$\Delta t, \text{час}$	$t_{\text{сдл}}, \text{час}$	K
1	руч. Холодный	17,8	15,9	36	2	6,7	0,53
2	руч. Петровский	3,73	24,6	50	2	5,6	0,63
3	руч. Сумгинский	0,74	50,8	58	1	3,3	0,54
4	р. Супутинка—Комаровский	60,35	10,6	0	2	7,5	0,47
5	р. Волха—Верхний	17,6	19,7	0	1	4,7	0,38
6	р. Сучан—Краснополье	2,60	4,6	0	6	21,2	0,62
7	р. Майхе—Майхе	894	4,2	5	6	18,2	0,72
8	р. Майхе—Ново-Хатуничи	310	(7,0)	0	6	12,0	1,07

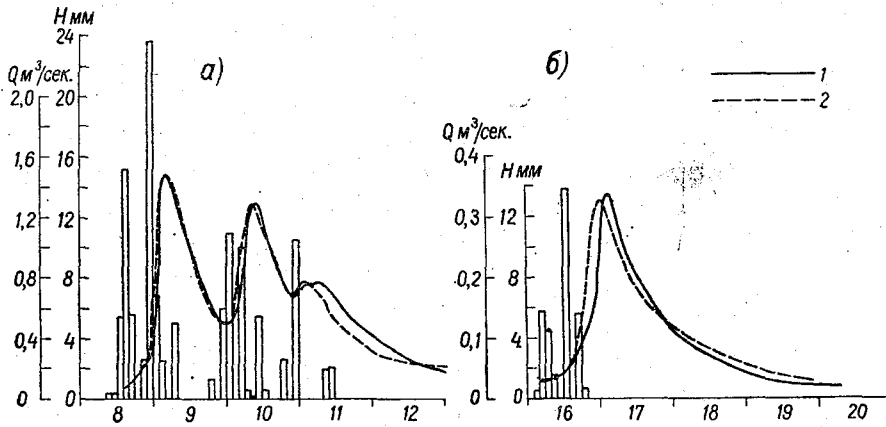


Рис. 4б. Наблюдаемые (1) и рассчитанные (2) гидрографы дождевых паводков. Руч. Петровский;

а — июль 1953 г., б — июль 1951 г.

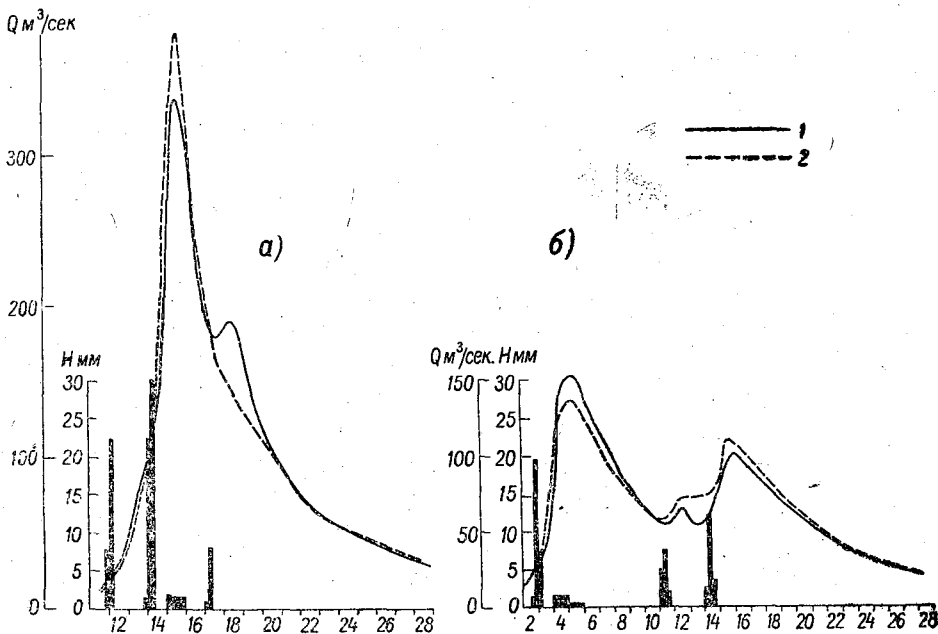


Рис. 4в. Наблюдаемые (1) и рассчитанные (2) гидрографы дождевых паводков. Р. Сучан — Краснополье;

а — август 1954 г., б — июнь 1954 г.

Таблица 2

Сопоставление наблюдаемых Q_m^H и рассчитанных Q_m^P максимальных расходов

Год	Число, месяц	Осад- ки, мм	H_0 мм	Слой стока, мм	α	Q_{mH} , м ³ /сек	B	Q_{mP} , м ³ /сек	ΔQ	$\frac{\Delta Q}{Q_{mH}}$, %
руч. Холодный										
1950	16/VII	36,0	10,0	18,3	0,70	5,00	2,0	3,8	-1,20	-24,0
	28/VII	34,8	10,0	9,1	0,37	1,76	0,58	1,62	-0,14	-8,0
	20/VIII	69,8	10,0	21,0	0,35	2,50	1,34	1,68	-0,82	-32,7
	22/VIII					1,27		1,53	+0,26	+20,5
1951	27/VII	105,7	10,0	38,5	0,40	7,80	2,30	5,84	-1,96	-25,2
1953	23/VI	41,8	10,0	15,2	0,48	2,71	2,08	2,35	-0,36	-13,3
	6/VII					2,63		2,65	+0,02	+0,8
	9/VII	169,1	10,0	91,0	0,57	7,06	2,85	7,07	+0,01	+0,1
	10/VII					5,57		5,75	+0,18	+3,2
1955	16/VII	35,6	10,0	15,5	0,60	2,85	1,00	2,85	0,00	0,0
	7/VIII	73,7	10,0	15,2	0,24	2,93	0,77	3,03	+0,10	+3,4
	23/VII	95,3	10,0	29,6	0,35	2,11	1,02	2,11	0,00	0,0
	28/VII					1,39		1,36	-0,03	-2,2
	14/VIII	104,6	10,	58,5	0,62	3,20	1,55	2,85	-0,35	-10,9
	17/VIII					4,61		4,83	+0,22	+4,8
1958	4/VIII	94,2	10,0	27,8	0,33	6,08	1,65	6,15	+0,07	+1,2
	29/VII	42,8	10,0	14,7	0,45	1,70	0,95	1,86	+0,16	+9,4
1959	4/VIII	53,9	10,0	15,1	0,31	2,23	0,79	2,45	+0,22	+9,9
1961	6/VIII	54,8	10,0	12,1	0,27	1,80	0,79	2,10	+0,30	+16,6
руч. Петровский										
1951	17/VII	36,9	10,0	10,6	0,39	0,377	0,93	0,320	-0,017	-5,0
1953	6/VII	54,7	10,0	14,5	0,32	0,297	0,68	0,380	+0,080	+28,0
	9/VII	128,6	10,0	84,7	0,71	1,48	2,90	1,47	-0,010	-0,7
	10/VII					1,29		1,26	-0,030	-2,3
	16/VII	35,6	10,0	13,2	0,52	0,477	0,78	0,465	-0,012	-2,5
1955	7/VIII	70,6	10,0	18,6	0,31	0,573	0,90	0,554	-0,019	-3,3
	31/VIII	50,7	10,0	22,7	0,56	0,833	1,15	0,830	-0,003	-0,4
	4/VIII	88,5	10,0	39,7	0,50	1,85	2,00	1,98	+0,130	+7,0
	14/VIII	92,5	10,0	70,7	0,82	0,725	1,55	1,14	+0,415	+57,1
	17/VIII					1,22		1,14	+0,080	+6,5
1959	24/VII	61,2	10,0	25,0	0,49	0,991	1,74	0,940	-0,051	-5,1
	4/VIII	52,8	10,0	18,8	0,44	0,589	0,90	0,810	+0,221	+37,6
1961	6/VIII	54,5	10,0	11,0	0,25	0,412	0,70	0,420	+0,008	+1,9
руч. Сумгинский										
1950	17/VII	40,7	10,0	13,0	0,42	0,175	0,87	0,200	+0,025	+14,3
	20/VIII	41,8	10,0	14,0	0,44	0,239	1,14	0,257	+0,018	+7,5
1951	16/VII	36,0	10,0	12,0	0,46	0,165	0,93	0,172	+0,007	+4,2
1952	12/VIII	49,2	10,0	19,5	0,50	0,061	0,93	0,076	+0,015	+24,6
	14/VIII					0,251		0,246	-0,005	-2,0

Год	Число, месяц	Осад-ки, мм	H_0 , мм	Слой стока, мм	α	$Q_{тн}$, м ³ /сек	B	$Q_{тр}$, м ³ /с. к	ΔQ	$\frac{\Delta Q}{Q_{тн}}$, %
1953	5/VII	45,5	10,0	11,0	0,31	0,158	0,45	0,172	+ 0,014	+ 8,8
	7/VIII	73,6	10,0	25,1	0,39	0,285	0,73	0,288	+ 0,003	+ 1,0
1955	23/VII	67,4	10,0	26,4	0,46	0,263	0,83	0,285	+ 0,022	+ 8,4
1956	22/VI	28,1	10,0	10,0	0,55	0,117	1,00	0,118	+ 0,001	+ 1,0
1959	18/VII	62,2	10,0	25,0	0,48	0,195	0,93	0,197	+ 0,002	+ 1,0
	3/VIII	52,7	10,0	28,0	0,65	0,374	1,60	0,464	+ 0,090	+ 24,0
	23/VIII	63,7	1,0	31,4	0,58	0,470	1,83	0,470	000	000
1961	6/VIII	54,2	10,0	17,4	0,39	0,249	0,88	0,255	0,006	+ 2,4
руч. Супутинка—Комаровский										
1958	2/X	93,5	15,0	47,0	0,60	13,8	0,27	15,4	+ 1,6	+ 11,6
руч. Волха—Верхний										
1959	12/IX	72,1	15,0	32,9	0,58	8,80	0,41	5,10	- 3,70	- 42,0
руч. Сучан—Краснополье										
1954	5/VI	67,5	0	37,0	0,55	15,2	0,62	132	- 20,0	- 13,2
	15/VI					94,4		111	+ 16,6	+ 17,5
	15/VIII	106,9	0	48,0	0,45	366	0,80	366	0,0	0,0
	15/IX	56,3	0	56,0	1,00	755	1,50	582	- 173,0	- 22,9
руч. Майхе—Майхе										
1956	11/IX	138,4	0	97,5	0,71	620	1,60	416	- 204	- 33,0
1957	22/V	31,9	0	15,0	0,47	50,1		48,2	- 1,9	- 3,8
1959	13/IX					32,4		33,0	+ 0,6	+ 1,8
	20/IX	104,2	0	50,6	0,48	32,4	0,42	49,0	16,6	+ 50,0
	24/IX					79,1		52,0	- 27,1	- 34,2
руч. Майхе—Ново-Хатуничи										
1956	11/X	162	0	109,0	0,67	228	1,12	225	- 3	- 1,3
1957	21/V	31,9	0	25,0	0,78	29,6	0,47	37,0	+ 7,4	+ 25,0
1959	13/IX					16,4		22,0	+ 5,6	+ 34,1
	19/IX	104,2	0	60,0	0,58	16,4	0,36	27,0	+ 10,6	+ 64,6
	24/IX					31,3		29,0	- 2,3	- 7,3

На рис. 4 (а, б, в,) сопоставляются некоторые рассчитанные и наблюдаемые гидрографы. В табл. 2 приводятся все исходные данные, необходимые для расчета каждого паводка, а также подсчитано отклонение рассчитанных максимальных расходов от наблюдаемых для всех рассчитанных паводков. Средняя ошибка расчета максимумов $\pm 13\%$.

Хорошее соответствие большого количества рассчитанных и наблюдаемых гидрографов на различных водотоках позволяет считать, что предлагаемая нелинейная схема расчета с применением ЭМУ вполне удовлетворительно отражает динамику процесса стока с бассейна и может быть использована при практических расчетах максимальных расходов и всего хода паводков на изученных и неизученных водотоках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Расчеты паводочного стока рек СССР. Гидрометеиздат, Л., 1953.
2. Бефани А. Н. Основы теории ливневого стока. Труды ОГМИ, вып. 1У, 1949.
3. Горошков И. Ф. Схема расчета гидрографов паводков с учетом переменных скоростей. Труды ЛГМИ, вып. 23, 1965.
4. Горошков И. Ф. Приближенная схема расчета максимального дождевого стока на реках Дальнего Востока. Труды ЛГМИ, вып. 13, 1962.
5. Калинин Г. П., Милюков П. И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. Труды ЦИП, вып. 66, 1958.
6. Калинин Г. П., Милюков П. И., Нечаева Н. С. Простая электронная моделирующая установка для прогноза паводка. Метеорология и гидрология, № 8, 1960.
7. Кучмент Л. С. Расчеты неустановившегося движения с помощью электронных машин непрерывного действия. Труды ЦИП, вып. 117, 1963.
8. Лалыкин Н. В. О расчете скоростей добегания. Труды ОГМИ, вып. ХУ, 1958.
9. Огневский А. В. О расчетных скоростях продольного добегания и об изохронах. Труды КНИГО, вып. 2 (3), 1948.
10. Соколовский Д. Л., Шикломанов И. А. Расчеты гидрографов паводков с использованием электронных моделирующих устройств. Труды ЛГМИ, вып. 23, 1965.
11. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
12. Соколовский Д. Л. Нормы максимального стока весенних паводков рек СССР и методика их расчета. Гидрометеиздат, Л., 1937.
13. Соколовский Д. Л. Методика оценки физически возможных наибольших расходов воды на основе географических параметров формулы максимального стока. Труды ГГИ, вып. 79, 1960.
14. Шикломанов И. А. Генетический метод расчета паводков с использованием электронного моделирующего устройства. Труды Ленгидропроекта, вып. 4, 1966.
15. Шикломанов И. А. Об использовании электро-моделирующего устройства для расчетов гидрографов паводков. Труды ЛГМИ, вып. 26, 1964.
16. Шикломанов И. А. Расчеты трансформации паводков водохранилищами и, прудами при помощи электронного моделирующего устройства. Труды ЛГМИ, вып. 26, 1964.
17. Харченко С. И. Исследование потерь и добегания талых вод. Труды ГГИ, вып. 57 (111), 1956.
18. Nash I. E. Systematic Determination of Unit Hydrograph Parameters. Journal of Geophysical Research, 1959, v. 64, № 1.
19. Nash I. E. A unit hydrograph study with particular reference to British catchments Proc. Inst. Civil Engineers, vol. 17, № V, 1960.

Ю. М. Алехин

МНОЖЕСТВЕННОЕ ЛИНЕЙНОЕ ЭКСТРАПОЛИРОВАНИЕ МАКРОПРОЦЕССОВ (ДИНАМИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗИРОВАНИЯ)

Дается весьма краткое изложение экстраполяционного метода сверхдолгосрочных прогнозов в принципе любых макропроцессов, обладающих необходимой внутренней скоррелированностью.

Приводятся результаты применения метода для прогнозов стока с заблаговременностью 1 год на 24 реках СССР, а также для прогнозов летних сумм осадков в двух зонах ЕТС.

Данная статья представляет собой краткий автореферат двух работ [1, 2].

Известно, что во многих отраслях современной геофизики ощущается практическая необходимость в сверхдолгосрочных (с заблаговременностью 1 год и более) прогнозах различных геофизических макроявлений, как-то: годовых и сезонных сумм осадков, речного стока, энергий землетрясений и др. Известно также, что, несмотря на довольно многочисленные исследования, опубликованные за последние 20 лет, решение этой проблемы находится в зачаточном состоянии главным образом по причине неясности вопроса об исходных факторах прогнозирования, которые, с одной стороны, были бы достаточно объективными и физически обоснованными, а с другой, оказались бы способными обеспечить многолетнюю заблаговременность и достаточную точность прогнозирования.

Так, все известные до сих пор попытки сверхдолгосрочного прогноза годового речного стока — основного объекта нашего исследования — сводятся к установлению эмпирических зависимостей стока от характеристик циркуляции атмосферы в некоторых (иногда весьма удаленных от данной реки) районах земного шара за некоторые (от 1 — 2 до 40 лет и более) предшествующие отрезки времени. При этом выбор районов и предшествующих периодов осуществляется во всех случаях эмпирическим подбором, что в принципе не может привести ни к достаточной физической обоснованности, ни к надежности полученных зависимостей. „Опыт показывает — отмечают авторы [4] — что многие из эмпирически выявленных зависимостей (стока и циркуляции — Ю. А.), особенно зависимости, установленные по малому числу лет наблюдений, оказались справедливыми только для того ряда наблюдений, на основе которого они были выведены; в дальнейшем эти зависимости нару-

шались. . . Проблема использования характеристик атмосферной циркуляции в целях разработки методов долгосрочных прогнозов стока еще далеко не разрешена".

В реферируемых работах предлагается и обосновывается иной подход к задаче сверхдолгосрочного прогнозирования макроявлений, в частности годового стока, заключающийся в учете не внешних факторов (например, процессов атмосферной циркуляции, внешних по отношению к годовому стоку), а внутренних закономерностей развития самого прогнозируемого элемента. Учет этих закономерностей предлагается осуществлять путем множественного линейного экстраполирования временных рядов макроявлений („множественность" в смысле большого числа слагаемых) по равенству:

$$q_{t+m-1} = k_{m,1}q_{t-1} + k_{m,2}q_{t-2} + \dots + k_{m,n}q_{t-n} = \sum_{\tau=1}^n k_m(\tau)q(t-\tau), \quad (1)$$

где $q_{t-1}, \dots, q_{t-n}$ — члены временного ряда макроявления за предшествующие годы наблюдений; q_{t+m-1} — экстраполированный (спрогнозированный) член ряда с заблаговременностью m лет и $k_{m,1}, \dots, k_{m,n}$ — оптимальные коэффициенты линейного экстраполирования с заблаговременностью m ; последовательность коэффициентов $k_m(\tau)$, $\tau = 1, 2, \dots, n$, именуется в дальнейшем оператором или функцией экстраполирования ряда $q(t)$ с заблаговременностью m .

Значительное место в [1, 2] уделено вопросу о правомочности применения (1) к естественным макропроцессам, главным образом, к рядам годового стока.

В гидрометеорологическом плане возможность экстраполирования годового стока вытекает из опыта современной долгосрочной синоптики. Известно, что в основе последней лежит представление о ритмичности и преемственности в ходе атмосферных процессов, согласно которому будущее состояние атмосферной циркуляции может рассматриваться как функция ряда состояний в прошлом; „ . . . тип атмосферной циркуляции за истекший период — отмечает, например, Г. Я. Вангенгейм [5] — всегда являлся основной качественной переменной, которая и определяла будущее качественное и количественное соотношение прогнозируемых элементов". Учитывая зависимость годового стока от циркуляции атмосферы, можно заключить поэтому, что представление о зависимости будущих и предшествующих значений в рядах стока по меньшей мере имеет столько же прав на существование, как и представление об аналогичных зависимостях в области атмосферной циркуляции.

Большое значение в связи с этим приобретает вопрос о степени внутренней линейной скоррелированности в рядах стока, т. е. о виде их нормированных корреляционных функций

$$R(\tau) = \frac{1}{\sigma^2} M|q(t)q(t-\tau)|, \quad (2)$$

где $q(t)$ — ряд годового стока в отклонениях от нормы, σ^2 — дисперсия этого ряда.

Почти до самого последнего времени в гидрологии считалось установленным и очевидным представление о корреляционных функциях годового стока как круто падающих асимптот в том смысле, что коэффициенты корреляции значений стока за смежные годы могут быть только положительными и очень быстро уменьшающимися с увеличением промежутка лет τ . Основанием этому служила известная работа П. А. Ефимова [6], хотя материалы этой работы уже неод-

нократно публиковались и комментировались в гидрологической литературе, кратко остановимся на них с целью конкретизации дальнейшего изложения.

В табл. 1, заимствованной из указанной работы, приведены для 24 рек мира данные о коэффициентах корреляции годового стока, взятых за смежные годы (r_1), через 1 год (r_2) и через 2 года (r_3), т. е. значения функций $R(\tau)$ при $\tau=1, 2$ и 3 годам (величины Δ в таблице — вероятные ошибки коэффициентов корреляции).

Приведем общепринятый в гидрологии 50-х годов вывод из данных табл.1, например, в изложении Д. Л. Соколовского [7]:

Таблица 1

№ п/п	Река	Число лет на- блюдений	r_1	$\pm \Delta_1$	r_2	$\pm \Delta_2$	r_3	$\pm \Delta_3$
1	Свирь	41	+ 0,48	0,11	- 0,04	0,16	- 0,07	0,16
2	Выг	10	+ 0,53	0,22	+ 0,11	0,35	+ 0,70	0,19
3	Сандака	12	+ 0,58	0,19	+ 0,35	0,28	- 0,09	0,33
4	Волхов	44	+ 0,25	0,14	- 0,14	0,15	- 0,01	0,16
5	Мста — Уверь	16	+ 0,26	0,24	- 0,11	0,26	- 0,51	0,18
6	Мста — Веребье	16	+ 0,56	0,16	- 0,39	0,23	0,76	0,12
7	Волга — Ярославль	36	+ 0,13	0,17	- 0,15	0,17	- 0,03	0,17
8	Чусовая	46	+ 0,11	0,16	+ 0,10	0,15	+ 0,20	0,15
9	Москва	35	+ 0,35	0,15	- 0,12	0,17	+ 0,01	0,18
10	Ока — Орел	13	+ 0,46	0,23	+ 0,26	0,28	- 0,50	0,24
11	Ока — Калуга	29	+ 0,28	0,17	+ 0,07	0,19	- 0,13	0,19
12	Днепр — Киев	32	+ 0,35	0,16	+ 0,33	0,16	- 0,12	0,18
13	Днепр — Лопманская менка	46	+ 0,14	0,14	- 0,02	0,15	- 0,21	0,15
14	Сож	14	+ 0,26	0,26	+ 0,21	0,28	- 0,22	0,29
15	Северный Донец	36	- 0,02	0,17	+ 0,24	0,15	+ 0,07	0,17
16	Дон — Калач	49	0,00	0,14	+ 0,15	0,15	0,00	0,15
17	Салгир	10	+ 0,74	0,15	+ 0,20	0,34	- 0,03	0,38
18	Южный Буг	10	+ 0,16	0,32	- 0,07	0,35	+ 0,21	0,38
19	Огайо	21	+ 0,49	0,17	- 0,32	0,21	- 0,19	0,23
20	Перкиомен	13	+ 0,27	0,28	+ 0,22	0,29	- 0,20	0,30
21	Марримак	33	+ 0,33	0,15	+ 0,23	0,17	0,00	0,18
22	Кротон	32	+ 0,40	0,15	- 0,03	0,18	- 0,09	0,19
23	Эльба	22	- 0,04	0,22	+ 0,09	0,22	- 0,40	0,19
24	Сэдберри	21	+ 0,54	0,15	+ 0,37	0,20	+ 0,13	0,23
	Среднее		+ 0,33		+ 0,06		- 0,15	

„Общий вывод из рассмотрения данных таблиц сводится к тому, что за исключением рек, зарегулированных озерами или другими аккумуляторами влаги, величина коэффициента корреляции стока соседних лет заключается преимущественно в пределах 0,00 и 0,25, причем величина средней квадратичной ошибки либо равна, либо превосходит величину самого коэффициента корреляции, а с увеличением проме-

жутка между годами величина коэффициента корреляции уменьшается при соответствующем увеличении его ошибки. Следовательно, можно считать, что за исключением рек, в той или иной степени зарегулированных, значения коэффициента корреляции стока соседних лет являются независимыми и не свидетельствуют о наличии какой бы то ни было значительной связи между величинами стока соседних лет^а.

Таким образом, считалось общепризнанным, что коррелятивная связь в рядах годового стока очень слаба и может быть только положительной, так как единственной причиной ее существования является естественная зарегулированность реки (в соответствии с этим отрицательные коэффициенты корреляции рассматривались обычно как ошибки вычислений и как таковые принимались равными нулю.)

В статье автора [3] и затем в реферируемых работах было высказано и обосновано, что коэффициенты корреляции смежных значений годового стока определяются не только естественной зарегулированностью, но главным образом циклическостью многолетних колебаний, вследствие чего корреляционные функции стока должны быть не асимптотическими, а периодическими; коэффициенты корреляции соседних значений стока могут быть как положительными, так и отрицательными в периодической последовательности по сдвигу τ .

Отчасти подтверждением этому служат данные той же табл.1: величины r_3 отрицательны почти на всех реках, а вероятные их ошибки часто равны вероятным ошибкам величин r_1 . Например, см. табл.1: на р. Ока — Орел $r_1 = +0,46 \pm 0,23$, а $r_3 = -0,50 \pm 0,24$; на р. Днепр — Лоцманская Каменка $r_1 = +0,14 \pm 0,14$, а $r_3 = -0,21 \pm 0,15$; на р. Мста — Веребье $r_1 = +0,58 \pm 0,22$ а $r_3 = -0,70 \pm 0,19$ и т. д.

Нет основания утверждать, что отрицательные значения r_3 менее достоверны в этих случаях, чем положительные r_1 ; очевидно также, что возникновение отрицательных r_3 влиянием естественной зарегулированности объяснить нельзя. Видимо, отрицательные коэффициенты корреляции следует признать столь же достоверными, как и положительные, а причиной их возникновения не может быть ничто другое, как многолетние циклические колебания годового стока.

Так как П. А. Ефимович ограничился вычислением лишь трех коэффициентов корреляции r_1 , r_2 и r_3 (видимо, из тех соображений, что дальнейшие r_4 , r_5 и т. д. заведомо равны нулю), автор произвел для ряда рек аналогичные вычисления в большом диапазоне сдвигов τ . В 1955 — 1958 гг. вычисления производились для восьми рек ЕТС (Волга — Куйбышев, Кама — Пермь, Ока — Калуга, Белая — Уфа, Днепр — Киев, Десна — Чернигов, Дон — Калач и Свирь — Мятусово) при всех целочисленных τ от 1 до 20 (т. е., употребляя обозначения табл. 1, находились величины $r_1, r_2, \dots, r_{20}$). Результаты вычислений и их анализ были впервые опубликованы в 1961 г. в [3].

В 1963 — 1964 гг. вычисления были продолжены на более совершенной технической и теоретической основе, а именно с помощью электронносчетной машины и по уравнению

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} (Q_i - \bar{Q}_1)(Q_{i+\tau} - \bar{Q}_{1+\tau})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-\tau} (Q_i - \bar{Q}_1)^2 \sum_{i=1}^{n-\tau} (Q_{i+\tau} - \bar{Q}_{1+\tau})^2}}, \quad (3)$$

где $\bar{Q}$ — норма ряда годового стока от первого до $(n - \tau)$ -го члена, n — общее число членов ряда, $\bar{Q}_{1+\tau}$ — норма ряда от $(1 + \tau)$ -го до n -го члена.

Вычисления осуществлялись для 24 створов на реках СССР (перечень створов см. в табл. 2) и всех целочисленных τ от 1 до 30 включительно (находились значения $r_1, r_2, \dots, r_{30}$). Наибольшее $\tau = 30$ выбрано по двум соображениям. Во-первых, предшествующие вычисления $R(\tau)$ для восьми рек привели к выводу, что корреляцион-

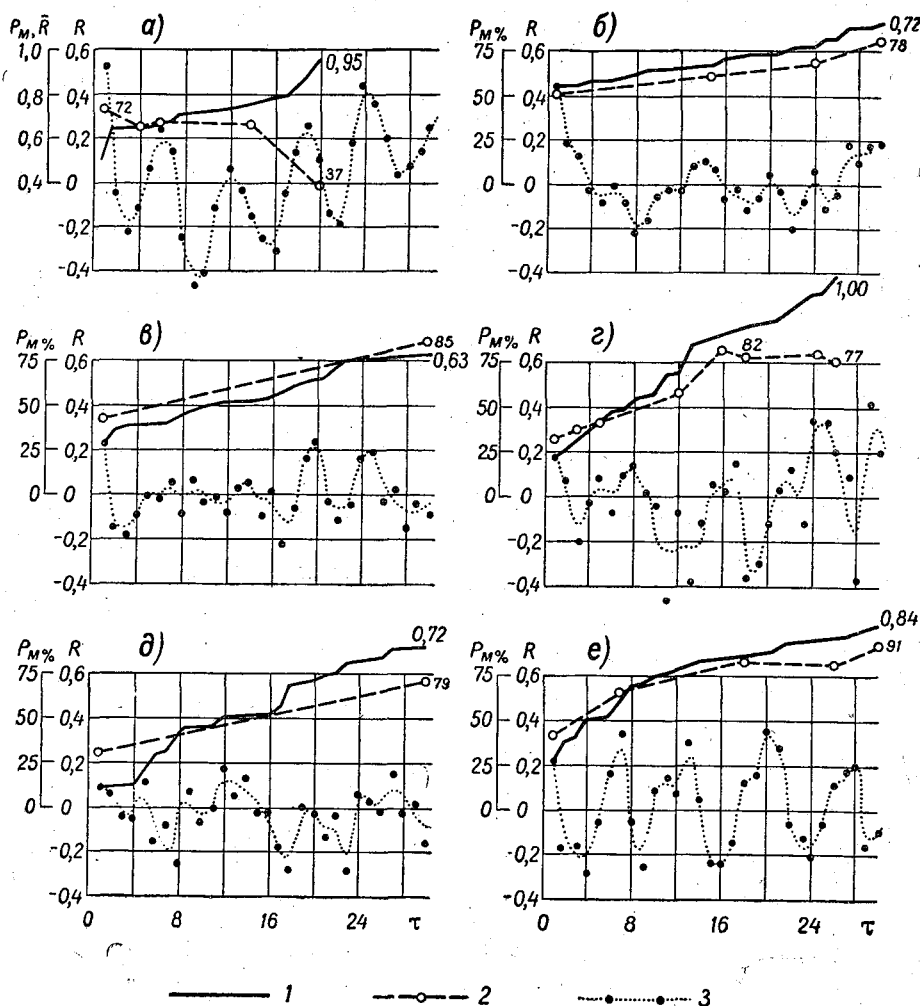


Рис. 1. Корреляционные и общие корреляционные функции годового стока:
а — р. Свирь — Мятусово; б — р. Волга — Куйбышев; в — р. Ока — Калуга; г — р. Кубань — Краснодар; д — р. Дон — Калач; е — р. Чирчик — Ходжикент.
1 — общие корреляционные функции;
2 — обеспеченности поверочных прогнозов;
3 — корреляционные функции.

ные функции годового стока почти не затухают до $\tau = 20$; естественно, возникло желание выяснить их характер при $\tau > 20$. Во-вторых, продолжительность периодов наблюдений в некоторых створах равна 55-60 годам (см. табл. 2); достаточная точность вычислений по равенству (3) может быть сохранена в этих случаях только до $\tau = 30$. Приведем здесь лишь рис. 1 с данными о $R(\tau)$ для шести створов. Точками на рисунке показаны вычисленные значения $R(\tau)$, а пунктирные

линии проведены как средние в их поле; что касается верхних восходящих кривых на графиках рис. 1, то о них будет сказано несколько ниже.

Для общей характеристики последовательностей вычисленных значений $R(\tau)$ введено представление об их среднем периоде t_R , вычисляемом по равенству

$$t_R = 2 \frac{\tau_{\text{посл}} - \tau_1}{N - 1}, \quad (4)$$

где τ_1 и $\tau_{\text{посл}}$ — абсциссы соответственно первой и последней точек пересечения горизонтальной оси средней в поле вычисленных значений кривой $R(\tau)$, N — общее число точек пересечения или касания этой кривой горизонтальной оси.

Например, кривая $R(\tau)$ для р. Свирь — Мятусово (рис. 1) пересекает горизонтальную ось 8 раз, а абсциссы первой и последней точек пересечения соответственно равны 1,9 и 22,5 лет. По (4) имеем для этой реки $t_R = 5,9$ лет,

Таблица 2

Объекты вычисления корреляционных функций годового стока

№ п/п	Наименование створов	Площадь водосбора (тыс. км ²)	Использованные периоды наблюдений	Норма годового стока за периоды наблюдений (м ³ /сек)	Период корреляционной функции t_R лет
1	Волга — Куйбышев	1210	1882—1959	7655	11,7
2	Ока — Калуга	54,9	1882—1960	295	7,2
3	Ока — Муром	188	1882—1961	922	8,6
4	Унжа — Макарьев	18,8	1896—1961	158	12,4
5	Кама — Пермь	168	1882—1962	1634	10,5
6	Белая — Уфа	100	1882—1960	753	9,2
7	Дон — Калач	222	1882—195	654	7,0
8	Днепр — Киев	328	1882—1960	1359	8,5
9	Свирь — Мятусово	66,4	1882—1959	614	5,9
10	Нева — Петрокрепость	281	1859—1962	2526	11,3
11	Волхов — ГЭС	79,8	1881—1959	569	8,0
12	Неман — Смалининкай	81,2	1812—1961	547	5,5
13	Вуокса — Х ГЭС	62,4	1847—1961	594	7,8
14	Десна — Чернигов	81,4	1895—1960	331	12,2
15	Кубань — Краснодар	45,9	1912—1961	409	7,5
16	Сев. Двина — Усть-Пинега	350	1880—1961	3389	7,2
17	Обь — Новосибирск	250	1894—1959	1770	8,8
18	Иртыш — Тобольск	956	1892—1959	2157	19,2
19	Енисей — Красноярск	299	1903—1959	2993	8,0
20	Енисей — Енисейск	1420	1903—1959	7716	16,2
21	Томь — Новокузнецк	28,2	1894—1959	46	9,0
22	Бия — Бийск	36,9	1895—1959	477	6,3
23	Шилка — Сретенск	175	1897—1959	365	13,0
24	Чирчик — Ходжикент	10,6	1901—1959	223	6,7

Значения t_R для всех рассмотренных 24-х створов приведены в последней графе табл. 2.

Из рис. 1 и данных о t_R (табл. 2) следует в основном два вывода. Во-первых, распределение вычисленных коэффициентов корреляции по осям τ носит во всех случаях периодический характер: одинаковый знак коэффициентов корреляции для нескольких значений τ подряд сменяется затем другим знаком для нескольких последующих значений τ . Вследствие этого последовательности расчетных точек, как правило, имеют периодический характер со значительными величинами t_R от 5,5 лет (р. Неман — Смалиненкай) до 19,2 года (р. Иртыш — Тобольск).

Во-вторых, на реках одного и того же района величины t_R оказываются во многих случаях примерно одинаковыми. Например, на реках северо-запада и севера ЕТС (Нева — Петрокрепость, Свирь — Мятусово, Неман — Смалиненкай, Вуокса — Х ГЭС, Волхов — ГЭС и Сев. Двина — Усть-Пинега) величины t_R равны: р. Свирь — Мятусово — 5,9 лет, р. Неман — Смалиненкай — 5,5 года, р. Вуокса — Х ГЭС — 7,8 лет, Волхов — ГЭС — 8,0 лет, р. Сев. Двина — Усть-Пинега — 7,2 года; среднее t_R для всех рек этого района, за исключением Невы, — 6,9 лет.

Иные и опять-таки примерно одинаковые значения t_R имеют реки запада и центра ЕТС, такие как Волга — Куйбышев, Ока — Калуга, Ока — Муром, Унжа — Макарьев, Десна — Чернигов и Днепр — Киев (пять рек). Величины t_R здесь несколько больше, чем в предыдущем районе: р. Волга — Куйбышев — 11,7 года, р. Ока — Калуга — 7,2 года, р. Ока — Муром — 8,6 года, р. Унжа — Макарьев — 12,4 года, р. Десна — Чернигов — 12,2 года, р. Днепр — Киев — 8,5 лет; среднее значение t_R для рек этого района — 9,7 года.

Наконец, при движении на восток примерно по широте г. Перми значения t_R еще более возрастают: р. Кама — Пермь — 10,5 лет, р. Иртыш — Тобольск — 12,2 года, р. Енисей — Енисейск — 16,2 года; среднее t_R — 15,3 года. К югу от указанной широты величины t_R несколько уменьшаются: р. Обь — Новосибирск — 8,8 лет, р. Енисей — Красноярск — 8,0 лет, Шилка — Сретенск — 13,0 лет; среднее t_R — 10,1 года. Наконец, при дальнейшем движении к югу величины t_R еще более падают, достигая примерно тех же значений, что и на северо-западе ЕТС: р. Кубань — Краснодар $t_R = 7,5$ лет, р. Чирчик — Ходжикент — 6,7 года; среднее — 7,1 года.

Понятно, это такое описание территориального распределения имеет эскизный характер первой прикидки; оно не учитывает многих существенных особенностей, например, площадей бассейнов, степени их залесенности, основного направления течения рек, особенностей их питания и т. д. Но даже в таком эскизном виде оно свидетельствует о том, что для разных районов средние величины t_R могут быть весьма различными.

В целом все приведенные данные свидетельствуют о широкой по τ скоррелированности рядов стока и, следовательно, о математической обоснованности равенства (1).

Основное внимание в реферируемых работах было обращено на изыскание способа определения в (1) функций экстраполирования $k_m(\tau)$ и его практическую проверку.

Совершенно не рассматривая здесь способов решения этой задачи, изложенных в [1], остановимся лишь на конечном итоге исследования,

приведенном в [2]. В результате сопоставления и проверки различных способов определения $k_m(\tau)$, в [1] было установлено, что наиболее объективным и перспективным из них является способ множественной линейной корреляции, основанный на равенстве.

$$k_m(\tau) = - \frac{D_{0\tau}^{[m]}}{D_{00}^{[m]}}, \quad (5)$$

где $D_{0\tau}^{[m]}$ — миноры расширенного определителя $D^{[m]}(R_1, R_2 \text{ и т. д. — значения функции } R(\tau) \text{ ряда } q(t) \text{ при } \tau=1, 2 \text{ и т. д.})$.

$$D^{[m]} = \begin{vmatrix} 1 & R_1 & R_2 & \dots & R_{n+m-1} \\ R_1 & 1 & R_1 & \dots & R_{n+m-2} \\ R_2 & R_1 & 1 & \dots & R_{n+m-3} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ R_{n+m-1} & R_{n+m-2} & R_{n+m-3} & \dots & 1 \end{vmatrix}, \quad (6)$$

образуемые вычеркиванием m верхних строк и m столбцов, начиная со второго — для минора $D_{01}^{[m]}$, с третьего — для минора $D_{02}^{[m]}$ и т. д. и D_{00} — главный минор определителя (6):

$$D_{00} = \begin{vmatrix} 1 & R_1 & R_2 & \dots & R_{n-1} \\ R_1 & 1 & R_1 & \dots & R_{n-2} \\ R_2 & R_1 & 1 & \dots & R_{n-3} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ R_{n-1} & R_{n-2} & R_{n-3} & \dots & 1 \end{vmatrix}, \quad (7)$$

не зависящий от m .

При использовании (5) точность экстраполирования по (1) теоретически может быть оценена общим коэффициентом корреляции этого равенства:

$$R_m(n) = \sqrt{1 - \frac{D^{[m]}}{D_{n-1}^{[m]}}}, \quad (8)$$

где $D_n^{[m]}$ — определитель (6) с $n + m$ столбцами и $D_{n-1}^{[m]}$ — главный минор этого определителя.

Для практической проверки возможности и эффективности экстраполирования по (1) и (5) были использованы ряды годового стока в 24 створах (табл. 2) и два ряда сумм летних осадков, о которых будет сказано ниже. Проверка началась с вычисления общих корреляционных функций годового стока; судя по литературе, вычисляются они впервые.

Общей или сводной корреляционной функцией ряда $q(t)$ в дальнейшем называется последовательность величин $R_m(n)$, $n=1, 2, 3, \dots$ производных по (8) от корреляционной функции $R(\tau)$. В отличие от последней, описывающей распределение коррелятивной связи двух членов ряда в зависимости от сдвига τ между ними, предлагаемая общая корреляционная функция описывает распределение интегральной коррелятивной связи любого данного члена ряда с n предшествующими членами, $n=1, 2, 3, \dots$, первый из которых взят со сдвигом m членов от данного. Подобные функции, как нам представляется, суще-

ственно расширят возможности анализа внутренней скоррелированности макропроцессов и конкретизируют проблему их экстраполирования.

Определение $\bar{R}_m(n)$ производилось по (8) при $m=1$ для всех целочисленных n от 1 до 30 включительно; последовательность определителей D_n находилась из матрицы

$$\begin{vmatrix} 1 & R_1 & R_2 & R_3 & \dots & R_{30} \\ R_1 & 1 & R_1 & R_2 & \dots & R_{29} \\ R_2 & R_1 & 1 & R_1 & \dots & R_{28} \\ R_3 & R_2 & R_1 & 1 & \dots & R_{27} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ R_{30} & R_{29} & R_{28} & R_{27} & \dots & 1 \end{vmatrix} \quad (9)$$

Все полученные функции $\bar{R}_1(n)$ представляют собой восходящие кривые в интервале от $R(1)$ до $R_{\max}$ — наибольшего возможного значения функции для данного створа. Для шести створов из 24 функций $\bar{R}_1(n)$ показаны на рис. 1 верхними сплошными линиями; цифры в конце линий — значения $\bar{R}_{\max}$ для каждого створа.

Общее возрастание $\bar{R}_1(n)$ в диапазоне $n=1-30$ различно для разных створов, что иллюстрируется табл. 3 наибольших $\bar{R}_{\max}$ и наименьших $R(1)$ значений этих функций. Под $n_{\max}$ в таблице понимаются значения n , при которых $\bar{R}_1(n)$ достигает наибольшей величины (при условии $n \leq 30$). На четырех реках из 24: Унжа — Макарьев, Свирь — Мятусово, Кубань — Краснодар и Обь — Новосибирск $n_{\max} \leq 30$, что объясняется очень быстрым в этих случаях схождением величин D_n к нулю. Особенно показательна в этом отношении р. Свирь — Мятусово, где значение D_n достигает нуля уже при $n=21$, считая $D_n=0$, если порядок этой величины становится меньше 10^{-8} . В других створах скорость уменьшения D_n значительно меньше, что следует из приведенных в табл. 3 величин порядков D_n при $n=n_{\max}$.

В основном величины $\bar{R}_{\max}$ колеблются от 0,60 до 0,80 за исключением только что отмеченных четырех створов, где $\bar{R}_{\max}$ достигает больших величин, вплоть до $\bar{R}_{\max}=1,0$ на р. Кубань — Краснодар.

Соответственно разность $\bar{R}_{\max} - R(1)$ колеблется от 0,27 (р. Волга — Куйбышев) до 0,83 (р. Кубань — Краснодар); в среднем она составляет 0,40, т. е. примерно равна средней величине $R(1)$ для всех створов (0,33). Таким образом, возрастание функции $\bar{R}(n)$ происходит на всех реках очень медленно (с увеличением n на единицу, функция $\bar{R}(n)$ возрастает в среднем на 0,013), но при большом $n=25-30$ возрастание это в сумме приводит к величинам $\bar{R}_{\max}$ довольно значительным.

Основной частью исследования о применимости (5) явился анализ соответствия величин $\bar{R}(n)$, как теоретических характеристик точности (1) с реальной практической точностью этого равенства.

С этой целью для каждого створа произвольно выбирались несколько значений $n < n_{\max}$ и для каждого из них вычислялись функции $k_1(\tau)$ по (5). Затем эти функции использовались для выпуска и оценки поверочных прогнозов годового стока по (1) при всех выбранных значениях n .

Таблица 3

Наибольшие и наименьшие значения общих корреляционных функций годового стока

№ п/п	Наименование створов	Наибольшие значения $\bar{R}(n)$		$R(1)$	$\bar{R}_{\max} - R(1)$	Порядок величины D_n при $n = n_{\max}$
		$n_{\max}$	$\bar{R}_{\max}$			
1	Волга—Куйбышев	30	0,72	0,45	0,27	10 ⁻⁵
2	Ока—Калуга	30	0,63	0,22	0,41	10 ⁻³
3	Ока — Муром	30	0,71	0,22	0,49	10 ⁻²
4	Унжа — Макарьев	24	0,90	0,36	0,64	10 ⁻⁵
5	Кама — Пермь	30	0,58	0,25	0,33	10 ⁻³
6	Белая — Уфа	30	0,67	0,44	0,33	10 ⁻⁴
7	Дон — Калач	30	0,72	0,10	0,62	10 ⁻³
8	Днепр — Киев	30	0,61	0,04	0,57	10 ⁻²
9	Свирь — Мятусово	20	0,95	0,52	0,43	10 ⁻⁷
10	Нева — Петрокрепость	30	0,76	0,33	0,43	10 ⁻⁸
11	Волхов — ГЭС	30	0,63	0,33	0,30	10 ⁻³
12	Неман — Смалининкай	30	0,50	0,17	0,33	10 ⁻¹
13	Вуокса — ГЭС	30	0,70	0,44	0,26	10 ⁻⁵
14	Десна — Чернигов	30	0,68	0,22	0,46	10 ⁻⁵
15	Кубань — Краснодар	26	1,00	0,17	0,83	10 ⁻⁸
16	Сев. Двина—Усть-Пинега	30	0,80	0,33	0,47	10 ⁻⁵
17	Обь — Новосибирск	26	0,90	0,24	0,64	10 ⁻⁶
18	Иртыш — Тобольск	30	0,80	0,44	0,36	10 ⁻⁶
19	Енисей — Красноярск	30	0,90	0,20	0,70	10 ⁻⁶
20	Енисей — Енисейск	30	0,72	0,22	0,50	10 ⁻⁴
21	Томь — Новокузнецк	30	0,80	0,14	0,66	10 ⁻⁴
22	Бия — Бийск	30	0,73	0,17	0,56	10 ⁻⁴
23	Шилка — Сретенск	30	0,79	0,25	0,54	10 ⁻⁴
24	Чирчик — Ходжикент	30	0,84	0,22	0,62	10 ⁻⁷

Сравнивая результаты оценки поверочных прогнозов с величинами $\bar{R}(n)$ для выбранных n , можно установить соответствие этих теоретических величин с практической точностью экстраполирования.

В итоге было установлено, что сами по себе величины $\bar{R}(n)$ точность равенства (1) не характеризуют; большое значение имеет скорость приближения определителей D_n к нулю.

Оказалось, что для каждого створа имеется некоторое оптимальное $n_{\text{опт}}$ число слагаемых в (1), при которых точность экстраполирования будет наибольшей. Вместе с тем оказалось, что величины $n_{\text{опт}}$ не всегда равны $n_{\max}$ (что, казалось бы, должно иметь место из тех соображений, что наибольшему $\bar{R}_{\max}$ должна соответствовать и наибольшая точность экстраполирования); в некоторых случаях $n_{\text{опт}} < n_{\max}$ в зависимости от скорости приближения D_n к нулю. Последнее, в частности, имеет место на четырех указанных выше реках с $n_{\max} < 30$: Унжа — Макарьев, Свирь — Мятусово, Кубань — Краснодар и Обь —

Новосибирск. На р. Унжа — Макарьев $n_{\max}=24$, а $n_{\text{опт}}=10$; на р. Кубань — Краснодар $n_{\max}=25$, а $n_{\text{опт}}=16$; на р. Обь — Новосибирск $n_{\max}=26$, а $n_{\text{опт}}=17$; наконец, на р. Свирь — Мятусово $n_{\max}=20$, а $n_{\text{опт}}=1$. Последний случай особенно интересен: оказалось, что наилучшие результаты экстраполирования по (1) годового стока р. Свирь — Мятусово могут быть получены лишь при учете стока за один непосредственно предшествующий год; учет стока более ранних лет не только не улучшает, а наоборот, ухудшает качество экстраполирования.

Для иллюстрации изложенного, на графиках рис. 1 вместе с общими корреляционными функциями $\bar{R}(n)$ приведены пунктирами кривые обеспеченностей $P_m(n)$ поверочных прогнозов годового стока по (1) при различных значениях n (показаны точками). Для рек Волга — Куйбышев, Ока — Калуга, Дон — Калач, и Чирчик — Ходжикент кривые $\bar{R}(n)$ и $P_m(n)$ однозначны во всем диапазоне $n=1-30$; с возрастанием n обеспеченности поверочных прогнозов в общем возрастают до наибольших значений при $n=30$ (показаны цифрами в конце кривых $P_m(n)$). В отличие от этого, на р. Кубань — Краснодар и особенно Свирь — Мятусово имеются существенные отклонения от такой однозначности.

На р. Кубань — Краснодар качество прогнозирования по (1) возрастает лишь до $n=16$ ($P_m=82\%$), а затем, при $n>16$, в общем уменьшается, несмотря на дальнейшее возрастание $\bar{R}(n)$, вплоть до $\bar{R}(30)=1,0$; однозначность хода кривых $\bar{R}(n)$ и $P_m(n)$ наблюдается в данном случае лишь до $n=16$. Что касается р. Свирь — Мятусово, то однозначность рассматриваемых кривых здесь вообще не наблюдается; наибольшая точность поверочных прогнозов имеет место при $n=1$ ($P_m=72\%$), а при $n=20$, когда $\bar{R}(n)$ достигает максимума 0,96, обеспеченность поверочных прогнозов падает до 37%.

Как было изложено выше, все эти весьма разные соотношения кривых $\bar{R}(n)$ и $P_m(n)$ объясняются различной скоростью схождения определителей D_n к нулю. На реках Волга — Куйбышев, Ока — Калуга, Дон — Калач и Чирчик — Ходжикент величины определителей D_n уменьшаются сравнительно медленно с увеличением n : при $n=30$ порядки определителей на всех этих реках колеблются от 10^{-7} до 10^{-3} (см. табл. 3). В отличие от этого, на реках Кубань — Краснодар и Свирь — Мятусово определители уменьшаются во много раз скорее: на первой из них порядок D_n составляет 10^{-8} уже при $n=26$, а на второй — 10^{-7} при $n=20$. При столь быстром уменьшении D_n имеет место, как отмечено выше, $n_{\text{опт}} < n_{\max}$, т. е. максимум практической эффективности равенства (1) наступает при меньшем числе слагаемых, чем максимум $\bar{R}(n)$ (видимо, из-за уменьшения точности (5) при очень малых значениях определителей D_n^{ml} и их миноров).

Возможность существования $n_{\text{опт}} < n_{\max}$ потребовала изыскания способа определения $n_{\text{опт}}$, универсального для всех прогнозируемых рядов.

Приближенно $n_{\text{опт}}$ можно установить по величине $n_{\max}$, исходя из следующих соображений:

а) если порядок определителя $D_{n_{\max}}$ (т. е. определителя D_n при $n=n_{\max}$) оказался равным или большим 10^{-7} при $n_{\max}=30$, то $n_{\text{опт}}=n_{\max}$;

б) если порядок определителя $D_{n_{\max}}$ оказался равным 10^{-8} при $n_{\max} = 26 - 30$ (реки Нева — Петрокрепость, Кубань — Краснодар, Обь — Новосибирск), то $n_{\text{опт}} = 16 - 17$;

в) если $n_{\max} = 24$ (р. Унжа — Макарьев), то $n_{\text{опт}} = 10$;

г) если $n_{\max} \leq 20$ (р. Свирь — Мятусово), то $n_{\text{опт}} = 1$.

Более точно $n_{\text{опт}}$ могут быть установлены по полученной нами зависимости (см. рис. 2)

$$\bar{R}_{\text{опт}} = f(\bar{R}_{\max}, n_{\max}), \quad (10)$$

где $\bar{R}_{\text{опт}}$ — значение функции $\bar{R}_{I(n)}$ при $n = n_{\text{опт}}$.

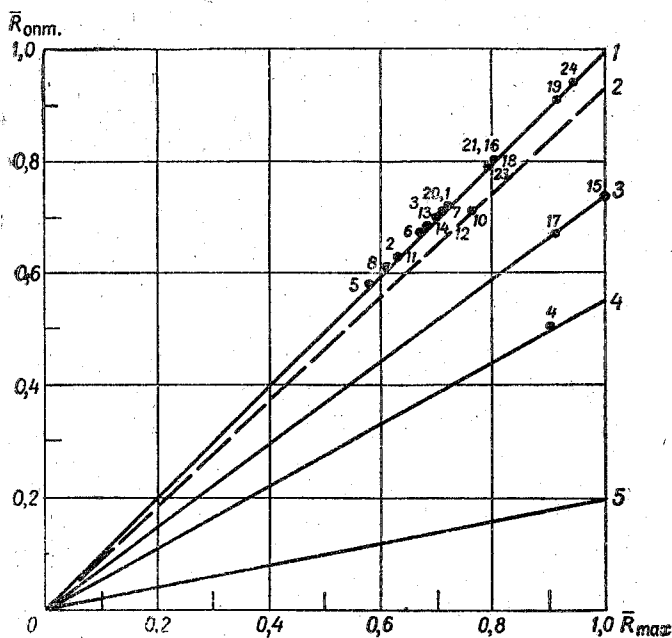


Рис. 2. Зависимость $\bar{R}_{\text{опт}} = f(\bar{R}_{\max}, n_{\max})$ (изолинии 1, 3, 4, 5 — соответственно для $n_{\max} = 30, 26, 24$ и ≤ 20).

Изолинии на рис. 2 для различных значений $n_{\max}$ ($n_{\max} = 30, 26, 24$ и ≤ 20) представляют собой прямые, выходящие из центра координат, цифры у точек — номера створов по нумерации табл. 3.

Результаты вычислений $n_{\text{опт}}$ для всех 24 створов и оценки поверочных прогнозов годового стока по (1) при $n = n_{\text{опт}}$ см. в табл. 4. Для уменьшения трудоемкости оценка производилась путем вычисления обеспеченности удовлетворительных прогнозов (P_m) и природной обеспеченности рядов годового стока ($P_{\text{пр}}$). Критерий удовлетворительности принят равным 20% от многолетних амплитуд колебания годового стока.

Эффективность поверочных прогнозов устанавливалась по известным в практике гидрологических прогнозов двум критериям, а имен-

Таблица 4

Результаты поверочных прогнозов годового стока с заблаговременностью 1 год

(при $n = n_{\text{опт}}$)

№ п/п	Река, створ	$n_{\text{мах}}$	$\bar{R}_{\text{мах}}$	$\bar{R}_{\text{опт}}$	$n_{\text{опт}}$	Оценка поверочных прогнозов			
						количество прогнозов (число лет)	$P_m, \%$	$P_{\text{пр}}, \%$	$P_m - P_{\text{пр}}, \%$
1	Волга — Куйбышев	30	0,72	0,72	30	25	78	68	+ 10
2	Ока — Калуга	30	0,63	0,63	30	27	85	85	— 3
3	Ока — Муром	30	0,71	0,71	30	24	88	67	+ 21
4	Унжа — Макарьев	24	0,90	0,50	10	44	93	73	+ 20
5	Кама — Пермь	30	0,58	0,58	30	27	93	74	+ 19
6	Белая — Уфа	30	0,67	0,67	30	28	86	60	+ 26
7	Дон — Калач	30	0,72	0,72	30	26	73	62	+ 11
8	Днепр — Киев	30	0,61	0,61	30	26	88	73	+ 15
9	Свирь — Мятусово	20	0,95	0,19	1	51	72	66	+ 6
10	Нева — Петрокрепость	30	0,76	0,71	16	39	87	77	+ 10
11	Волхов — ГЭС	30	0,63	0,63	30	22	73	55	+ 18
12	Неман — Смалниникай	30	0,71	0,71	30	24	83	83	0
13	Вуокса — Х ГЭС	30	0,70	0,70	30	24	83	71	+ 12
14	Десна — Чернигов	30	0,68	0,68	30	23	83	65	+ 18
15	Кубань — Краснодар	25	1,00	0,74	16	34	82	50	+ 32
16	Сев. Двина — Усть-Пега	30	0,80	0,80	30	24	79	79	0
17	Обь — Новосибирск	26	0,91	0,67	17	35	83	68	+ 15
18	Иртыш — Тобольск	30	0,80	0,80	30	24	83	62	+ 21
19	Енисей — Красноярск	30	0,91	0,91	30	22	82	73	+ 9
20	Енисей — Енисейск	30	0,71	0,71	30	22	91	77	+ 14
21	Томь — Новокузнецк	30	0,80	0,80	30	22	79	59	+ 20
22	Бия — Бийск	30	0,73	0,73	30	24	75	62	+ 13
23	Шилка — Сретенск	30	0,79	0,79	30	22	88	79	+ 9
24	Чирчик — Ходжикент	30	0,84	0,84	30	22	91	68	+ 23

но: обеспеченность метода P_m должна быть не меньше 80%, а величины P_m и $P_{\text{пр}}$ должны удовлетворять соотношениям:

$$\left. \begin{aligned} P_m &= 80, 85, 90, 95\%, \\ P_{\text{пр}} &\leq 60, 70, 80, 88\%. \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

Если учесть эти критерии, то по данным табл. 4, можно видеть, что эффективными оказались поверочные прогнозы для створов: Ока — Муром, Унжа — Макарьев, Кама — Пермь, Белая — Уфа, Днепр — Киев, Нева — Петрокрепость, Десна — Чернигов, Кубань — Краснодар, Обь — Новосибирск, Иртыш — Тобольск, Енисей — Енисейск, Томь — Кузнецк, Шилка — Сретенск и Чирчик — Ходжикент.

Всего 17 створов, т. е. около 60% всех рассмотренных.

Неэффективными оказались поверочные прогнозы для 10 створов: Волга — Куйбышев, Ока — Калуга, Дон — Калач, Свирь — Мятусово, Волхов — ГЭС, Неман — Смалининкай, Вуокса — Х ГЭС, Сев. Двина — Усть-Пинега, Енисей — Красноярск, Бия — Бийск.

Видимо, одной из причин неэффективности прогнозов в последних створах, возможно, даже главной, является небольшая для этих створов величина периода t_R корреляционных функций. Так (см. табл. 2), для р. Волги — Куйбышев $t_R = 11,7$ лет, р. Ока — Калуга — 7,2 года, р. Дон — Калач — 7,0 лет, р. Свирь — Мятусово — 5,9 лет, р. Волхов — ГЭС — 8,0 лет, р. Неман — Смалининкай — 5,5 года, р. Вуокса — Х ГЭС — 7,8 лет, р. Сев. Двина — Усть-Пинега — 7,2 года, р. Енисей — Красноярск — 8,0 лет, р. Бия — Бийск — 6,3 года. Среднее для 10 рек $t_R = 7,2$ года.

В отличие от этого для 14 „эффективных“ створов периоды t_R равны: для р. Ока — Муром $t_R = 8,6$ лет, р. Унжа — Макарьев — 12,4 года, р. Кама — Пермь — 10,5 лет, р. Белая — Уфа — 9,2 года, р. Днепр — Киев — 8,5 лет, р. Нева — Петрокрепость — 11,3 года, р. Десна — Чернигов — 12,2 года, р. Кубань — Краснодар — 7,5 года, р. Обь — Новосибирск — 8,8 года, для р. Иртыш — Тобольск — 19,2 года, р. Енисей — Енисейск — 16,2 года, р. Томь — Новокузнецк — 9,0 лет, р. Шилка — Сретенск — 13,0 лет и р. Чирчик — Ходжикент — 6,7 года. Среднее для 14 створов $t_R = 10,9$ года. Даже если исключить из перечисленных створов реки Иртыш — Тобольск, Енисей — Енисейск и Шилку — Сретенск с резко повышенными величинами t_R , то и в этом случае среднее для 11 створов $t_R = 9,5$ лет, т. е. явно больше, чем для створов с неудовлетворительными результатами экстраполирования. Заметна, таким образом, связь качества экстраполирования по (1) с периодом корреляционных функций годового стока. На реках с $t_R \leq 8,0$ лет результаты поверочных прогнозов оказались, как правило, неэффективными. На реках с $t_R > 8$ лет — эффективными. Из 24 створов исключение составляют лишь три створа: Волга — Куйбышев, Кубань — Краснодар и Чирчик — Ходжикент. Для первой $t_R > 8$ лет, а результаты экстраполирования оказались неэффективными; для последних двух — наоборот. Во всех остальных случаях указанная связь прослеживается достаточно ясно, причем на реках разных районов. Видимо, при небольшом периоде t_R резко сказывается неустойчивость функций $R(\tau)$ во времени; возможно, сказывается и то обстоятельство, что при небольшом t_R увеличивается число нулевых значений функции $R(\tau)$, т. е. уменьшается средняя скоррелированность ряда годового стока в целом.

Помимо поверочных прогнозов, за расчетные периоды наблюдений (т. е. периоды, для которых вычислялись функции $R(\tau)$, см. табл. 2), были даны собственно прогнозы годового стока за несколько последних лет (1960—1964 гг.), не вошедших в эти периоды (так называемые независимые прогнозы). Выпускались они лишь для 12 створов из числа перспективных по результатам поверочных прогнозов. Список створов с указанием спрогнозированных лет приведен в табл. 5. Здесь же даны и результаты прогнозов: в таблице подчеркнуты годы с неудовлетворительными прогнозами годового стока, ошибки которых превышают 20 % от многолетних амплитуд.

В общей сложности независимые прогнозы были даны для 46 годостворов, из них неудовлетворительными оказались 9 годостворов.

Таким образом, обеспеченность удовлетворительных прогнозов за пределами исходных рядов наблюдений равна в среднем 80%.

Наибольшее число неудовлетворительных независимых прогнозов оказалось в 1961 г. — 5 из 10; остальные „неуды“ распределены по календарным годам более равномерно: в 1960 г. из 6 годостворов неудовлетворителен один прогноз (р. Чирчик — Ходжикент), в 1962 г. из 12 годостворов — 2 прогноза (р. Белая — Уфа и Шилка — Сретенск), в 1963 году из 10 годостворов — 1 прогноз; в 1964 г. все прогнозы (8 годостворов) оказались удовлетворительными. Таким образом, обеспеченность независимых прогнозов по календарным годам равна: в 1960 г. — 83%, в 1961 г. — 50%, в 1966 г. — 83%, в 1963 г. — 90%, и в 1964 г. — 100%. Соответственно природная обеспеченность для этих лет составила: в 1960 г. — 75%, в 1961 г. — 76%, в 1962 г. — 77%, в 1963 г. — 80% и в 1964 г. — 84%. Для всех лет, за исключением 1961 г., качество экстраполирования по (I) выше качества предсказаний по норме на 6 — 16%, что является результатом в достаточной мере удовлетворительным. Можно заключить, основываясь на этих цифрах, что за пределами расчетных периодов вычисления функций $k_1(\tau)$, прогнозы стока могут выпускаться по крайней мере в течении трех-пяти последующих лет со средней обеспеченностью удовлетворительных результатов 80 — 85%.

В целом результаты исследования позволяют заключить следующее:

1) для всех рассмотренных створов, за исключением р. Свирь — Мятусово, определители D_n по (9) не равны нулю до $n=24-30$, что свидетельствует о принципиальной возможности однозначного вычисления функций $k_m(\tau)$ по (5);

2) эффективность функций $k_1(\tau)$ зависит от скорости приближения определителей D_n к нулю; показателем последнего может служить величина $n_{\max}$, при которой $D_{n_{\max}}$ уменьшается до порядка 10^{-8} ;

3) наибольшая эффективность функции $k_1(\tau)$ имеет место при $n=n_{\text{опт}}$, причем при $n_{\max}=30$, $n_{\text{опт}}=n_{\max}$, а при $n_{\max}<30$, $n_{\text{опт}}\leq n_{\max}$;

Таблица 5

Объекты и результаты независимых прогнозов годового стока с заблаговременностью 1 год

№ п/п	Река, створ	Последний год расчетного периода	Годы, для которых выпускались прогнозы и по которым имелись фактические данные о среднегодо- вых расходах
1	Ока — Муром	1961	1962, 1963
2	Унжа — Макарьев	1961	1962, 1963
3	Кама — Пермь	1960	1961, 1962
4	Белая — Уфа	1960	1961, 1962
5	Днепр — Киев	1960	1961, 1962, 1963, 1964
6	Десна — Чернигов	1960	1961, 1962, 1963, 1964
7	Обь — Новосибирск	1959	1960, 1961, 1962, 1963, 1964
8	Иртыш — Тобольск	1959	1960, 1961, 1962, 1963, 1964
9	Енисей — Енисейск	1959	1960, 1961, 1962, 1963, 1964
10	Томь — Новокузнецк	1959	1960, 1961, 1962, 1963, 1964
11	Шилка — Сретенск	1959	1960, 1961, 1962, 1963, 1964
12	Чирчик — Ходжикент	1959	1960, 1961, 1962, 1963, 1964

4) при $n_{\max} \leq 20$, $n_{\text{опт}} = 1$;

5) качество поверочных прогнозов по (1) при $n = n_{\text{опт}}$ тесно связано с величиной периода t_R корреляционных функций годового стока; из 14 рек с периодами $t_R > 8$ лет, эффективные результаты прогнозирования (обеспеченность метода 83—90%, природная обеспеченность 50—73%) получены для 13—(93%); из 10 рек с периодом $t_R \leq 8$ лет, эффективными оказались лишь 2 (20%). Таким образом, на реках с $t_R \leq 8$ лет экстраполяционные прогнозы годового стока в массе, видимо, неосуществимы (по крайней мере на данном этапе);

6) результаты независимых прогнозов годового стока показали, что по крайней мере в течение трех — пяти последующих лет функции $k_1(\tau)$ остаются достаточно репрезентативными и могут обеспечить удовлетворительные результаты прогнозирования в среднем в 80 — 85% всех случаев;

7) явная зависимость эффективности экстраполяционных прогнозов от периода корреляционной функции t_R , а также отмеченная выше возможность географического районирования этого параметра свидетельствуют о том, что в основе этих прогнозов лежит учет определенных закономерностей формирования рядов годового стока, и что, несмотря на их вероятностную сущность, они несут в себе черту генетической обоснованности.

Была исследована также возможность применения (1) и (5) для сверхдолгосрочных прогнозов летних сумм осадков в двух зонах: Ленинградской и Приволжской. Первая взята в виде трапеции с координатами 57 — 61° с. ш. и 29—35° в. д.; в основном это Ленинградская, Новгородская и часть Псковской области. Ориентировочная площадь зоны 149 тыс. км². Вторая зона — также трапеция с координатами 52 — 65° с. ш. и 46—52° в. д. (Куйбышевская, Ульяновская и Пензенская области, Татарская АССР). Ориентировочная площадь зоны 150 тыс. км².

Осадки в зонах брались за летний период с 1 мая по 31 августа по данным наблюдений в основном девяти метеостанций в каждой зоне; в Ленинградской зоне взяты метеостанции Лисий Нос, Белогорка, Новая Ладога, Ленинград (порт), Тихвин, Ефимовская, Новгород-Григоров, Веребье и Валдай; в Приволжской зоне — метеостанции Казань (Университет), Елабуга, Бугульма, Инза, Кузнецк, Сызрань, Безенчук, Пугачев и Бугуруслан. Осадки в зонах определялись как среднеарифметические из сумм осадков на метеостанциях. Период наблюдений в обеих зонах с 1900 до 1963 г. включительно.

Так как порядок разработки прогнозов ничем не отличается от изложенного для годового стока, приведем лишь основные результаты.

Корреляционные и общие корреляционные функции рядов летних осадков, вычисленные по (3) и (8) на машине БЭСМ-2, показаны на рис.3. Из рисунка следует в основном два вывода. Во-первых, корреляционные функции для обеих зон имеют циклический характер со сравнительно небольшими периодами $t_R = 8,8$ и 7,3 года. Во-вторых, $n_{\max}$ для обеих зон равно 30, а интенсивность возрастания общей корреляционной функции для Ленинградской зоны заметно больше, чем для Приволжской; наибольшее $\bar{R}_{\max}$ соответственно равно 0,81 и 0,67.

Вычисление функций экстраполирования $k_1(\tau)$ при $n = n_{\text{опт}}$ (проведенное исследование показало, что для Ленинградской зоны $n_{\text{опт}} = 24$, а для Приволжской $n_{\text{опт}} = 30$) выполнено по (5) на машине БЭСМ-2. Оценка поверочных прогнозов осадков по этим функциям (за период

1927-1963 гг.) производилась путем вычисления обеспеченности метода P_m и природной обеспеченности $P_{пр}$. Критерий удовлетворительности прогнозов, как и в случаях годового стока, принят равным 20% от многолетних амплитуд.

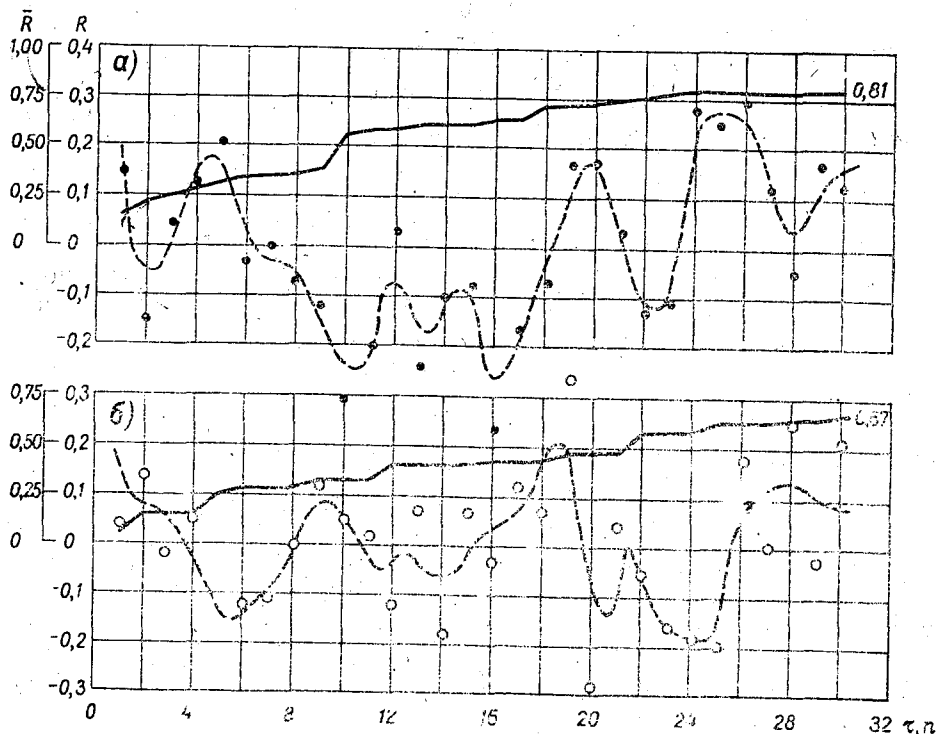


Рис. 3. Корреляционные и общие корреляционные функции летних осадков:
а — Ленинградская зона, $t_R = 9.8$; б — Приволжская зона, $t_R = 7.3$.

Результаты оказались следующими. Для Ленинградской зоны $P_m = 87\%$, $P_{пр} = 69\%$; для Приволжской зоны $P_m = 82\%$, $P_{пр} = 67\%$.

В заключение сформулируем основные положения методики экстраполяционного прогнозирования и порядок работы при использовании ее на практике.

1. Методика предназначена для прогнозов с заблаговременностью 1 год и более среднегодовых и среднесезонных величин гидрометеорологических явлений (в частности, речного стока и осадков), осредненных на площади не менее 100000 km^2 (ориентировочно).

Возможная эффективность методики определяется видом корреляционных функций прогнозируемых элементов.

2. Сущность методики состоит в линейном экстраполировании многолетнего ряда рассматриваемого явления по равенству (1). Разработка прогнозов заключается в вычислении, исходя из корреляционной функции явления, оптимальной функции экстраполирования $k_1(\tau)$ в этом равенстве.

3. Исходным материалом при разработке прогнозов служит многолетний ряд гидрометеорологического элемента не менее чем за 50 по-

следних лет без пропусков. По условиям формирования и способ измерения элемента ряд должен быть однородным.

4. Методика применима для прогноза лишь таких явлений, корреляционные функции которых имеют период t_R по равенству (4) не менее 8 лет.

Примечание. Условие эффективности прогнозов $t_R \geq 8$ лет надежно проверено лишь для годового стока и не исключено, что для других явлений оно будет несколько иным. Однако бесспорно, что к рядам с очень короткопериодными корреляционными функциями ($t_R \leq 5$ лет) рассматриваемая методика совершенно не применима.

5. Порядок разработки прогнозов состоит в следующем:

а) вычисляются отклонения величин явления от многолетней нормы за период наблюдений; все дальнейшие вычисления исходят из многолетнего ряда явления в отклонениях от нормы;

б) вычисляется корреляционная функция многолетнего ряда по равенству (3) до $n = 30$ лет; строится график корреляционной функции в виде средней плавной кривой в поле вычисленных значений $R(\tau)$ и определяется период t_R по равенству (4);

в) дальнейшая работа производится лишь в случае $t_R \geq 8$ лет;

г) по схеме (9), где $R_1, R_2, \dots, R_{30}$ — вычисленные значения корреляционной функции с точностью до десятичной, вычисляется серия определителей D_n ($n = 2, 3, \dots, 30$) и устанавливается значение $n_{\max} \leq 30$, при котором порядок определителя D_n достигает величины 10^{-8} ;

д) по равенству (8) при $m = 1$ вычисляется общая корреляционная функция $\bar{R}(n)$ и устанавливается наибольшее значение этой функции $\bar{R}_{\max}$ при $n_{\max} \leq 30$;

е) по графику на рис. 2 устанавливается оптимальная величина общей корреляционной функции $\bar{R}_{\text{опт}}$, а по этой последней находится оптимальное ($n_{\text{опт}}$) число слагаемых в равенстве (1).

Примечание. График на рис. 2 апробирован лишь для годового стока и не исключено, что для других явлений он окажется малоточным; определение $n_{\text{опт}}$ в этих случаях следует осуществлять путем подбора (как это делалось для годового стока, см. стр. 49);

ж) вычисляются все миноры $D_{\text{от}} (\tau = 1, 2, \dots, n_{\text{опт}})$ определителя $D_{n_{\text{опт}}}$, а затем по равенству (5) при $m = 1$ находится искомая оптимальная функция экстраполирования $k_1(\tau)$;

з) проверяется эффективность функции экстраполирования $k_1(\tau)$ путем выпуска зависимых и независимых поверочных прогнозов по (1).

6. Этапы разработки прогнозов (б), (г) и (ж) практически осуществимы лишь на быстродействующей электронно-счетной машине. При отсутствии ЭСМ методика практически неприменима.

7. Оптимальная функция экстраполирования $k_1(\tau)$ может быть использована для независимых прогнозов в течение не более чем 3—4 лет; в дальнейшем должно быть произведено перевычисление этой функции по удлиненному на 3—4 года ряду наблюдений.

Методика была использована для выпуска 13-ти прогнозов годового стока и летних осадков на 1965 г.; годовой сток прогнозировался для створов, перечисленных в табл. 5 (за исключением р. Чирчик — Ход-

жикент), а летние суммы осадков — для Ленинградской и Приволжской зон. Прогнозы были выпущены в марте-апреле месяце 1965 г. и высланы для проверки в ЦИП и УГМС.

Результаты получены следующие: из 11 прогнозов годового стока удовлетворительными оказались 8; из двух прогнозов летних осадков удовлетворительны оба.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. Изд-во ЛГУ, 1963.
 2. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. Автореферат докторской диссертации. ЛГМИ, Л., 1965.
 3. Алехин Ю. М. Динамико-статистический метод прогноза геофизических макропроцессов (на примере прогнозов годового стока). Труды ЛГМИ, вып. II, 1961.
 4. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Гидрологические прогнозы. Гидрометеониздат, Л., 1960.
 5. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т. 34, 1952.
 6. Ефимович П. А. Вопросы водохозяйственных расчетов в гидрологии. ОНТИ НКПТ СССР, 1936.
 7. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеониздат, Л., 1952.
-

Ю. М. Алехин, В. Г. Гвоздева

О ВОЗМОЖНОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ РЯДОВ ГОДОВОГО СТОКА ПО ИХ СПЕКТРАЛЬНЫМ ПЛОТНОСТЯМ (на примере годового стока р. Нева — Петрокрепость)

Излагается в общих чертах сущность функций спектральной плотности временных рядов и обосновывается возможность применения этих функций для решения задачи моделирования рядов годового стока.

Приводятся с приложением цифрового материала результаты моделирования с помощью функции спектральной плотности ряда годового стока р. Нева — Петрокрепость. Дается общая оценка предлагаемого метода моделирования сравнительно с известным на практике методом Монте-Карло.

Функции спектральной плотности временных рядов, в частности годового стока, еще мало известны в гидрологии и поэтому останавливаемся прежде всего на их общем описании.

Известно, что цикличность естественных процессов, в частности годового стока, математически интерпретируется как результат сложения множества периодик, в связи с чем при анализе процессов нередко возникает необходимость их гармонического расчленения. На практике известны несколько способов решения этой задачи (анализ Фурье, периодограммный анализ, способ скользящего осреднения), но все они страдают одним общим недостатком — требуют очень длинных рядов наблюдений, которыми практика зачастую не располагает. Например, для использования периодограммного анализа необходимо иметь ряд наблюдений продолжительностью не менее $8T$, где T — период выделяемой гармоники [2], т. е. разрешающая способность этого способа (подразумеваемая отношение максимально-возможной величины выделяемого периода к продолжительности имеющегося ряда наблюдений) составляет около $1/8$. Для других способов разрешающие способности не превышают $1/2$ — $1/4$, что практически затрудняет использование их в гидрологии (так как ряды наблюдений не превышают в настоящее время 50 — 70 лет).

Функции спектральной плотности, впервые упомянутые А. Н. Колмогоровым (1941 г.) и являющиеся одним из основных элементов теории вероятностных процессов, также могут быть использованы для гармонического анализа временных рядов с тем, однако, существенным отличием, что разрешающая их способность близка к единице и даже превышает единицу в благоприятных по спектральному составу случаях. Это обстоятельство, а также простота вычисления на электронно-счетных машинах способствовали довольно широкой сейчас известности этих функций в метеорологии и океанологии. Надо полагать,

что и в гидрологии функции спектральной плотности займут достойное место в аппарате статистического анализа гидрологических рядов.

В математическом отношении функция спектральной плотности производна от корреляционной функции процесса, описывающей распределение его внутренней скоррелированности. Известно, что корреляционная функция циклического процесса также будет циклической [1]. Например, если процесс $\xi(t)$ представляет собой гармонику вида

$$\xi(t) = \alpha \cos \lambda t + \gamma \sin \lambda t, \quad (1)$$

$$M\alpha\gamma = 0, \quad M\alpha^2 = M\gamma^2 = b, \quad (2)$$

то его корреляционная функция

$$R(\tau) = M[\xi(t)\xi(t+\tau)] \quad (3)$$

имеет вид (см. [1])

$$R(\tau) = b \cos \lambda \tau \quad (4)$$

т. е. является косинусоидой.

Более наглядно это следует из таких простых соображений. Предположим, что рассматриваемый процесс представляет собой синусоиду с периодом T (рис. 1а); коррелируя значения этого процесса, взятые со сдвигами $\tau = T, 1/2 T, 1/4 T$ и $3/4 T$, очевидно, получим следующие коэффициенты корреляции: $R(T) = +1,0$; $R(1/2 T) = -1,0$;

$$R(1/4 T) = R(3/4 T) = 0,0.$$

Откладывая эти коэффициенты корреляции на рис. 1б (соответственно точки 1, 2, 3 и 4), найдем, что корреляционная функция синусоидального процесса является косинусоидой с тем же периодом T и амплитудой $b = \pm 1,0$; при этом от начальной фазы колебания процесса она совершенно не зависит.

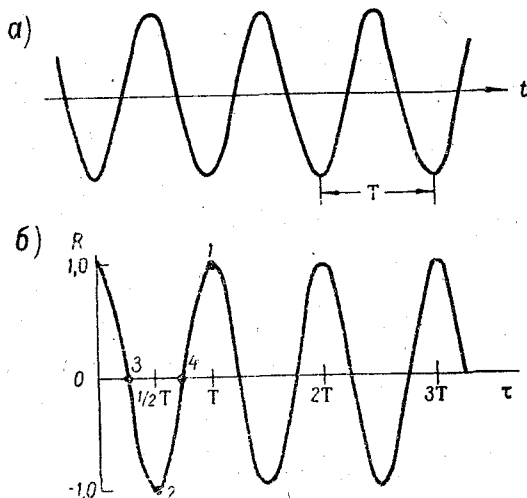


Рис. 1. Связь периодичностей процесса (а) и его корреляционной функции (б).

Из последнего непосредственно вытекает, что для сложных процессов, образованных множеством периодик, корреляционная функция может быть описана суммой равенств (1), т. е. для процесса:

$$\psi(t) = \sum_{i=1}^n (\alpha_i \cos \lambda_i t + \gamma_i \sin \lambda_i t) \quad (5)$$

можно написать [1]

$$R(\tau) = \sum_{i=1}^n b_i \cos \lambda_i \tau. \quad (6)$$

Ясно, что с увеличением числа слагаемых n и соответственным уменьшением разности $\Delta\lambda = \lambda_{i+1} - \lambda_i$, величина $\sum_{i=1}^n b_i$ должна стремиться к эргодическому пределу.

$$F(\lambda) = \lim_{\Delta\lambda \rightarrow 0} \sum_{\Delta\lambda} b_i, \quad (7)$$

в соответствии с чем при $n = \infty$ (и соответственно $\Delta\lambda = 0$) равенство (6) приобретает, по А. Я. Хинчину, вид

$$R(\tau) = 2 \int_0^\infty \cos \lambda \tau dF(\lambda), \quad (8)$$

где $F(\lambda)$ — спектральная функция процесса, описывающая распределение средней энергии колебаний (пропорциональной, согласно (2), квадрату амплитуды колебания) по спектру частот λ .

При $\tau = 0$ имеем из (8)

$$R(0) = 2 \int_0^\infty dF(\lambda), \quad (9)$$

а из (3) для нормированной корреляционной функции процесса $\psi(t)$

$$R(0) = M |\varphi(t)|^2 = 1, 0, \quad (10)$$

таким образом,

$$\int_{-\infty}^\infty dF(\lambda) = 1, 0, \quad (11)$$

т. е. функция $F(\lambda)$ есть ограниченная функция распределения.

Далее, так как функция $R(\tau)$ вещественна, то в силу теоремы единственности, функция $F(\lambda)$ симметрична. Наконец, весьма важным является вывод об условии дифференцируемости $F(\lambda)$: из формулы обращения характеристических функций следует, что при условии

$$|R(\tau)| d\tau < \infty \quad (12)$$

функция $F(\lambda)$ всюду дифференцируема. Иными словами, если функция $R(\tau)$ при $|\tau| \rightarrow \infty$ уменьшается столь быстро, что выполняется условие (12), функция $F(\lambda)$ может быть представлена в виде

$$F(\lambda) = \int_{-\infty}^\lambda S(\lambda) d\lambda, \quad (13)$$

т. е. она будет иметь производную

$$S(\lambda) = F'(\lambda). \quad (14)$$

Следовательно, при выполнении (12) (что, как показано А. Н. Колмогоровым (1941 г.), имеет место почти всюду), равенство (8) может быть записано в виде

$$R(\tau) = 2 \int_0^\infty \cos \lambda \tau S(\lambda) d\lambda, \quad (15)$$

откуда следует по формуле обращения интегралов Фурье

$$S(\lambda) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} R(\tau) \cos \lambda \tau d\tau, \quad (16)$$

где $S(\lambda)$ и есть искомая функция спектральной плотности.

В отличие от $F(\lambda)$, являющейся функцией распределения (кривой обеспеченности) суммы квадратов амплитуд по спектру гармоник, образующих процесс (5), функция $S(\lambda)$ описывает плотность (частоту) распределения этих величин. Так как $F(\lambda)$ ограниченная и неубывающая (последнее вытекает из спектрального разложения $R(\tau)$ и $\psi(t)$), то ее производная существует почти всюду и неотрицательна ($S(\lambda) \geq 0$).

Соотношение между функциями $S(\lambda)$ и $R(\tau)$ можно обрисовать, исходя из (16), следующим образом.

Если функция $R(\tau)$ монотонно убывает от $R(0) = 1,0$ до $R(\tau) = 0$ при $\tau > 0$, то спектральная плотность также будет монотонно убывать по λ , но с обратно пропорциональной крутизной падения: чем уже функция $R(\tau)$ (т. е. чем быстрее по τ она абсолютна уменьшается), тем более пологий и широкий будет функция $S(\lambda)$. В предельном случае $R(\tau) = 0$ при любом $\tau > 0$ имеем $S(\lambda) = \text{const}$, т. е. при полном отсутствии корреляционной связи между значениями процесса $\psi(t)$, функция спектральной плотности этого процесса описывается прямой, параллельной оси λ .

Труднее установить зависимость между функциями $S(\lambda)$ и $R(\tau)$ в случае периодичности последней. Применяя в этом случае для анализа (16) теорию дельта-функций, в общем можно установить, что спектральная плотность периодической корреляционной функции представляет собой разрывную функцию, состоящую из ряда положительных пиков при частотах $\lambda = \lambda_i$, где λ_i — частоты гармоник, образующих функцию $R(\tau)$.

Решение интеграла (16) обычно осуществляется способом трапецеидальных характеристик, суть которого, как известно, сводится к аппроксимации подынтегральной функции ломаной кривой с соответствующим переходом от точного значения ее площади к приближенному значению как сумме площадей конечного числа трапеций. Вычисление (16) может быть осуществлено при этом по приближенному равенству

$$S(\lambda) \cong \frac{2}{\pi} \sum_{i=1}^n (r_i t_i) \left(\frac{\sin t_i \lambda}{t_i \lambda} \right) \left(\frac{\sin \Delta_i \lambda}{\Delta_i \lambda} \right), \quad (17)$$

($r_i = R_i - R_{i+1}$ — разности ординат соседних переломных точек ломаной кривой функции $R(\tau)$,

$\Delta_i = \frac{\tau_{i+1} - \tau_i}{2}$ — полуразность абсцисс этих соседних точек и

$t_i = \tau_i + \Delta_i$ — абсциссы середин между этими точками),

точность которого определяется частотой выбора переломных точек и расчетных значений λ .

Впервые это равенство было использовано для вычисления функции $S(\lambda)$ годового речного стока в 1957г. [1]. Вычисление производилось „вручную“ (т. е. без использования электронно-счетной машины), и поэтому было довольно трудоемким — для обработки одного ряда годового стока (р. Волга — Куйбышев), т. е. для вычисления функции $R(\tau)$ по (3) и $S(\lambda)$ по (17), потребовалась работа одного техника в течение примерно 8 дней.

Позже, в 1962—1965 гг., аналогичные вычисления выполнялись нами на машине БЭСМ-2 в Вычислительном центре Математического института АН СССР (Ленинградское отделение); при этом расчет корреляционных функций годового стока осуществлялся по значительно более точному, сравнительно с (3), равенству

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} (q_i - \bar{q}_1) (q_{i+\tau} - \bar{q}_{1+\tau})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-\tau} (q_i - \bar{q}_1)^2 \sum_{i=1}^{n-\tau} (q_{i+\tau} - \bar{q}_{1+\tau})^2}}, \quad (18)$$

где $\bar{q}_1$ — норма ряда годового стока от первого до $(n - \tau)$ -го члена, n — общее число членов ряда, $\bar{q}_{1+\tau}$ — норма ряда от $(1 + \tau)$ -го до n -го члена, учитывающему возможное непостоянство нормы стока по длине ряда.

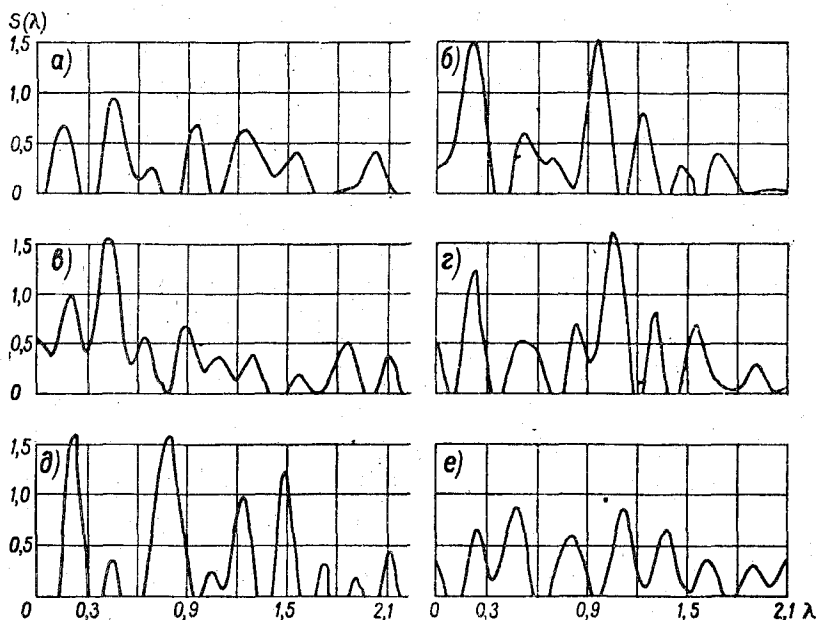


Рис. 2. Функции спектральной плотности годового стока:
а — р. Дон—Калач; б — р. Вуокса—Х ГЭС; в — р. Волга—Куйбышев; г — р. Сев. Двина—Усть-Пинега; д — р. Кубань—Краснодар; е — р. Неман—Смалининкай.

Для вычисления на машине одной функции $S(\lambda)$ (вычисление по (18) функции $R(\tau)$ для всех целочисленных τ от 1 до 30 лет и затем по (17) функции $S(\lambda)$ для всех значений λ от 0,01 до 3,59 через 0,03) требуется в среднем (в зависимости от длины ряда стока) 5 минут машинного времени, плюс около часа подготовительной работы техника.

Всего к настоящему времени мы располагаем данными о $S(\lambda)$ для 70 рек СССР, имеющих достаточно длинные (не менее 50 лет) и непрерывные ряды наблюдений над годовым стоком. В полном объеме результаты этих расчетов и их анализ (в плане исследования особенностей цикличности годового стока в различных географических районах) будут опубликованы в следующем гидрологическом выпуске Трудов ЛГМИ; сейчас для иллюстрации ограничимся лишь рис. 2 с функ-

циями $S(\lambda)$ для шести рек. Ясно выраженная пикообразность функций на этом рисунке свидетельствует о наличии достоверных гармонических составляющих в рядах годового стока, что уже само по себе является практически важным.

Во всех известных нам исследованиях, в частности в гидрологии [6], функции спектральной плотности вычислялись и использовались единственно с целью районирования и классификации различного ряда процессов по их гармоническим составляющим. В данной статье изложен как-будто первый в гидрологии опыт применения этих функций непосредственно для практических целей, в данном случае для моделирования рядов годового стока.

Моделирование гидрологических рядов, в основном годового стока, производится сейчас для решения многих задач, достаточно полно перечисленных, например в [5].

Пожалуй, единственным в настоящее время средством моделирования рядов является так называемый метод Монте-Карло, введенный в гидрологическую практику в основном Г. Г. Сванидзе [7] в 1961 — 1933 гг. В общих чертах метод состоит в трансформации сколь угодно длинной последовательности трехзначных случайных чисел (взятых либо из таблиц случайных чисел, либо найденных путем случайного розыгрыша) в пропорциональные этим числам модульные коэффициенты годового стока. При этом предусматривается два варианта трансформации: для случаев, когда непосредственно смежные члены в рядах годового стока коррелятивно связаны друг с другом, и для случаев, когда связь эта отсутствует. В последних случаях трансформация осуществляется с помощью одной теоретической кривой обеспеченности годового стока, построенной по всему имеющемуся ряду наблюдений: рассматривая случайные числа как обеспеченности стока, снимают с кривой соответствующие значения модульных коэффициентов. В случаях же наличия коррелятивной связи (рассматривается скоррелированность только непосредственно смежных членов, $\tau=1$), трансформация производится с помощью нескольких теоретических кривых обеспеченностей, построенных отдельно для групп лет с повышенными, средними и пониженными значениями модульных коэффициентов годового стока. При этом учитывается значение предшествующего модульного коэффициента, снятого с одной из этих кривых по предшествующему случайному числу: если он оказался повышенным, то и трансформация следующего случайного числа производится по кривой для повышенных значений модульных коэффициентов; если он оказался пониженным, то и трансформация следующего случайного числа производится по кривой для пониженных величин модульных коэффициентов, и т. д. Этим приемом повышается вероятность того, что непосредственно смежные значения модульных коэффициентов будут относиться к одному и тому же интервалу водности и следовательно будут в какой-то мере коррелятивно взаимосвязанными (во всяком случае, скоррелированность их будет большей, чем при трансформации ряда случайных чисел по одной кривой обеспеченности).

В данной статье мы не имеем возможности дать подробную характеристику метода Монте-Карло с привлечением цифрового материала и его анализа. Ограничимся лишь общими замечаниями, быть может несколько поверхностными.

Основное достоинство метода Монте-Карло заключается, по нашему мнению, в его простоте и технической возможности широкого практического применения. Вместе с тем это сугубо формальный метод на том основании, что индивидуальные особенности моделируемых рядов, их статистические параметры, характеристики многолетней цикличности и прочие в нем почти не учитываются. Правда, в методе используются кривые обеспеченности моделируемого ряда, но легко понять, что они играют вспомогательную роль масштабного лекала, сводящего широкую амплитуду возможных значений случайных чисел к теоретической амплитуде колебания модульных коэффициентов моделируемого ряда. Неправомерной представляется и сама принципиальная основа метода Монте-Карло, состоящая в представлении гидрологических рядов, в частности годового стока, либо как совершенно независимых (внутрирядно не связанных), либо в крайнем случае ограниченно зависимых по типу цепей Маркова.

Как впервые было показано в [5] и подтверждено затем во многих последующих работах, в рядах годового стока имеет место ясно выраженная широкая скоррелированность их членов, не соответствующая чисел — представлению о них, как цепях Маркова.

Моделировать подобные ряды последовательностью случайных чисел значит чересчур утрировать природу.

Понятно, что моделирование вероятностных в их основе естественных процессов также должно быть вероятностным, но со значительно большей привязкой к генезису процессов, чем это имеет место в методе Монте-Карло. Должно оно быть и более объективным и определенным, хотя бы по признаку одинаковости результатов моделирования, получаемых для одной и той же реки разными авторами; для метода Монте-Карло это естественно не выполнимо.

Рассматриваемый здесь новый метод моделирования рядов годового стока удовлетворяет, по нашему мнению, этим требованиям. Суть метода заключается в моделировании исходного ряда годового стока путем суперпозиции некоторых характерных ординат его гармонических составляющих, установленных по функции спектральной плотности. Исходный ряд должен иметь продолжительность не менее 50 лет без пропусков и быть однородным по условиям формирования и вычисления годового стока.

Порядок работы по методу состоит в следующем:

1. Обычным образом вычисляется и вычерчивается эмпирическая кривая обеспеченности исходного ряда.

2. Вычисляется на ЭСМ по (18) и (17) и вычерчивается функция спектральной плотности $S(\lambda)$ исходного ряда; вычисления по (18) производятся для всех целочисленных значений τ от 1 до 30 лет включительно, а по (17) — для всех значений круговой частоты λ через $0,03 \frac{1}{\text{лет}}$.

3. На графике функции спектральной плотности выделяется несколько расчетных гармоник с целочисленными периодами и снимаются величины, пропорциональные амплитудам этих гармоник; количество расчетных гармоник, видимо, должно быть не менее 30 для обеспечения непрерывности моделированного ряда.

4. Выбираются характерные ординаты расчетных гармоник и вычисляются их суммы для каждой единицы времени в течение заданного периода моделирования; полученный таким образом ряд назовем первичным (ряд $M_0(t)$).

5. Производится корректировка первичного ряда с целью наилучшего совпадения его эмпирической кривой обеспеченности с аналогичной кривой исходного ряда; корректировка осуществляется введением одного или нескольких постоянных слагаемых в члены первичного ряда. Полученный в результате корректировки ряд назовем откорректированным (ряд $M(t)$).

6. Производится переход от откорректированного ряда к искомому моделированному ряду путем вычисления модульных коэффициентов откорректированного ряда.

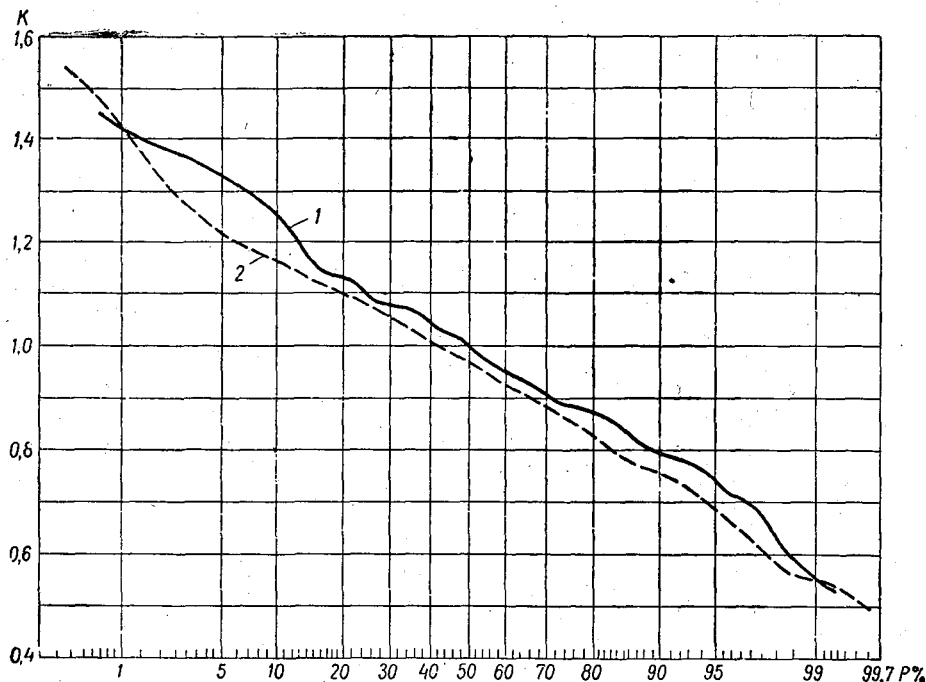


Рис. 3. Эмпирические кривые обеспеченности исходного и модельного рядов годового стока р. Нева — Петрокрепость:
1 — кривая исходного ряда; 2 — кривая модельного ряда.

Приведем пример расчетов по этой методике для годового стока р. Нева — Петрокрепость. Выбор этого объекта произведен в общем произвольно, а отчасти по знакомству с ним в работе [4].

Изложение расчетов дается в соответствии с приведенным выше порядком работы.

1. В табл. 1 приведен исходный ряд среднегодовых расходов р. Нева — Петрокрепость за 104 года (1859-1962 гг.) с данными о координатах его эмпирической кривой обеспеченности. Эмпирическая кривая обеспеченности исходного ряда показана на рис. 3 сплошной линией.

2. Функция спектральной плотности исходного ряда вычисленная по (18) и (17) на машине БЭСМ-2 в Вычислительном центре Математического института АН СССР, представлена в графическом виде на рис. 4 внизу; вверху на рисунке показана для общего представления корреляционная функция годового стока р. Нева — Петрокрепость.

На графике спектральной плотности даны две горизонтальные шкалы периодов — круговая частота $\lambda \left(\frac{1}{\text{лет}} \right)$ и соответствующие ей абсолютные значения T (лет).

3. Из функции спектральной плотности с очевидностью следует, что в состав исходного ряда входит множество гармонических составляющих с периодами от 2 до 200 лет и периодически изменяющейся по λ энергией колебаний. Спектрограмма состоит из пяти пиков, первый из которых охватывает гармоники с периодами от 19 до 63 лет, второй — от 8 до 15 лет, а третий, четвертый и пятый соответственно характеризуют периоды 6, 5 и 4 года. Гармоники с периодами 2 и 3 года, а также больше 54 лет невелики по амплитудам и поэтому исключены из дальнейшего рассмотрения; таким образом, в качестве расчетных были взяты все целочисленные гармоники в интервале от 4 до 54 лет за исключением периодов с $S \leq 0,2$ (ниже горизонтального

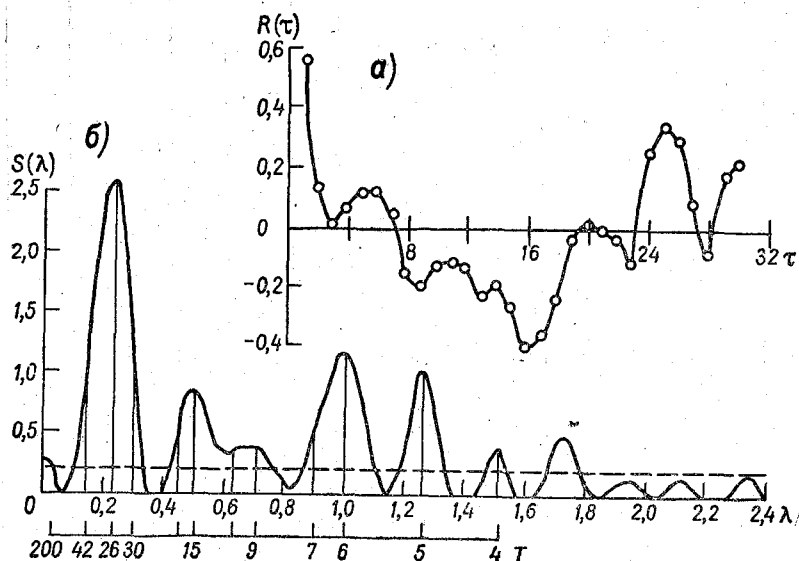


Рис. 4. Корреляционная функция и функция спектральной плотности годового стока р. Невы — Петрозаводск:
а — корреляционная функция; б — спектральная плотность.

пунктира на спектрограмме). Количество расчетных гармоник равно 42-м; список их с указанием периодов T и амплитуд $A = \sqrt{S}$ (строгое говоря, A не равно, а пропорционально амплитуде, но уточнения в этой части нами не производилось) см. в табл. 2.

4. Характерными ординатами расчетных гармоник были выбраны (ради простоты) одни максимальные ординаты (положительные и отрицательные), и следовательно члены первичного ряда $M_o(t)$ вычислялись как суммы максимальных амплитуд расчетных гармоник.

В табл. 3 дан отрывок этих вычислений для первых 12 строк (лет) первичного ряда. В первой и второй графах таблицы выписаны соответственно номера и периоды гармоник, а в последующих графах — периодически повторяющиеся через T лет значения максимальных ординат гармоник (положительных и отрицательных), начиная от нулевого года экстраполирования; суммы значений A по графам образуют первичный ряд $M_o(t)$. Вычисление $M_o(t)$ было произведено для 200 строк (лет); в убывающем порядке весь этот ряд приведен в табл. 4.

Исходный ряд годового стока р. Нева — Петрокрепость
и координаты эмпирической кривой обеспеченности

Таблица 1

Год	$Q, \text{м}^3/\text{сек}$	κ_Q	$P, \%$	Год	$Q, \text{м}^3/\text{сек}$	κ_Q	$P, \%$
1859	2000	0,79	88,6	1901	2780	1,10	25,5
1860	2230	0,88	73,4	02	2500	0,99	51,3
61	2230	0,88	74,2	03	3400	1,34	3,5
62	2270	0,90	67,6	04	3310	1,31	5,4
63	2270	0,90	68,5	05	3360	1,33	4,5
64	2730	1,08	34,1	06	3160	1,25	9,3
65	2890	1,14	16,0	07	2340	0,93	62,8
66	2580	1,02	42,7	08	2100	0,83	85,7
67	2940	1,16	15,0	09	2270	0,90	69,5
68	3140	1,24	10,2	1910	2340	0,93	63,8
69	2620	1,04	38,9	11	2460	0,97	53,1
1870	2740	1,08	31,3	12	2660	1,15	37,0
71	2790	1,10	23,6	13	2610	1,13	40,8
72	2740	1,08	32,2	14	2220	0,88	76,2
73	2570	1,02	46,5	15	1970	0,78	92,5
74	2870	1,14	16,9	16	2150	0,85	81,0
75	2410	0,96	59,0	17	2450	0,97	55,2
76	1940	0,77	93,4	18	2840	1,12	21,7
77	2120	0,84	83,8	19	2430	0,96	57,0
78	2750	1,08	28,4	1920	2160	0,86	81,0
79	3470	1,38	1,63	21	1780	0,71	95,5
1880	3110	1,23	11,2	22	2340	0,93	64,7
81	2850	1,13	19,8	23	2780	1,10	26,5
82	2430	0,96	56,0	24	3670	1,45	0,67
83	2110	0,84	84,8	25	2970	1,17	13,1
84	2450	0,97	54,2	26	2630	1,04	38,0
85	2210	0,88	78,1	27	2540	1,00	48,5
86	2290	0,91	66,6	28	2790	1,10	24,6
87	2010	0,80	87,6	29	3260	1,29	7,4
88	2530	1,00	50,4	1930	2870	1,14	17,9
89	2750	1,08	29,4	31	2750	1,08	30,3
1890	2250	0,89	70,5	32	2680	1,06	36,0
91	2000	0,79	89,6	33	2620	1,04	39,9
92	2180	0,86	80,0	34	2370	0,94	60,8
93	2580	1,02	43,7	35	2580	1,02	44,7
94	2800	1,11	22,7	36	2870	1,14	18,8
95	2710	1,08	35,1	37	2140	0,85	82,8
96	2470	1,08	33,2	38	2060	0,82	86,7
97	2330	0,92	65,7	39	1770	0,71	96,4
98	2220	0,88	75,2	1940	1340	0,53	99,3
99	3200	1,27	8,3	41	1500	0,59	98,3
1900	3440	1,37	2,6	42	1710	0,70	97,4

Продолжение таблицы 1

Год	Q, м³/сек	κ_Q	P, %	Год	Q, м³/сек	κ_Q	P, %
43	2420	0,96	58,0	1953	2740	1,08	33,2
44	2560	1,01	47,6	54	2540	1,00	49,4
45	2370	0,94	61,8	55	2990	1,18	12,1
46	2610	1,03	40,8	56	2580	1,02	45,6
47	2210	0,88	79,1	57	2770	1,09	27,4
48	1940	0,77	94,5	58	3310	1,31	6,4
49	2250	0,89	70,5	59	2850	1,13	20,8
1950	2390	0,95	59,9	1960	1980	0,78	91,5
51	2250	0,89	71,4	61	2220	0,88	77,2
52	2000	0,79	90,5	62	2960	1,17	14,1

Таблица 2

Гармонические составляющие ряда годового стока р. Невы — Петрокрепость

№ гармоник	Период лет	S	$A = \sqrt{S}$	№ гармоник	Период лет	S	$A = \sqrt{S}$
1	4	0,37	0,61	22	30	2,50	1,58
2	5	1,00	1,00	23	31	2,34	1,53
3	6	0,83	0,91	24	32	2,25	1,50
4	7	0,48	0,69	25	33	2,13	1,46
5	9	0,41	0,64	26	34	2,07	1,44
6	10	0,34	0,58	27	35	1,90	1,38
7	11	0,46	0,68	28	36	1,80	1,34
8	12	0,76	0,87	29	37	1,59	1,26
9	13	0,79	0,89	30	38	1,51	1,23
10	14	0,40	0,63	31	39	1,39	1,18
11	19	0,22	0,47	32	40	1,21	1,10
12	20	0,66	0,81	33	41	1,14	1,07
13	21	1,14	1,07	34	42	0,96	0,98
14	22	1,51	1,23	35	43	0,94	0,97
15	23	1,90	1,38	36	44	0,85	0,92
16	24	2,25	1,50	37	45	0,79	0,89
17	25	2,40	1,55	38	46	0,65	0,81
18	26	2,59	1,61	39	48	0,56	0,75
19	27	2,56	1,60	40	50	0,48	0,69
20	28	2,53	1,59	41	52	0,31	0,56
21	29	2,50	1,58	42	54	0,26	0,51

Моделирование ряда годового стока р. Нева — Петрокрепость
(отрывок)

Таблица 3

№ гармоник	Периоды гармоник T лет	Годы экстраполирования														
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	4	0,61		— 0,61		0,61		— 0,61		0,61		— 0,61		0,61		— 0,61
2	5	1,00		— 1,00			1,00		— 1,00			1,00		— 1,00		
3	6	0,19			— 0,91			0,91			— 0,91			0,91		
4	7	0,69				— 0,69			0,69				— 0,69			0,69
5	9	0,64					— 0,64				0,64					— 0,64
6	10	0,58					— 0,58					0,58				
7	11	0,68						— 0,68					0,68			
8	12	0,87						— 0,87						0,87		
9	13	0,89							— 0,89						0,89	
10	14	0,63							— 0,63							0,63
42	54															
Первичный ряд M_0			0	— 1,61	— 0,91	— 0,08	— 0,22	— 1,25	— 1,83	0,61	— 0,27	0,97	— 0,01	1,39	8,09	0,07
Δ			18,0	10,0	10,0	18,0	18,0	10,0	10,0	18,0	18,0	18,0	18,0	18,0	18,0	18,0
Откорректированный ряд $M(t)$			18,0	8,39	9,09	17,92	17,78	8,65	8,17	18,61	17,73	18,97	17,99	18,89	18,89	18,07
Норма $\bar{M}$			17,8	9,8	9,8	17,8	17,8	9,8	9,8	17,8	17,8	17,8	17,8	17,8	17,8	17,8
Модельный ряд $k_m(t)$			1,01	0,96	0,93	1,00	1,00	0,88	0,83	1,04	1,00	1,07	1,01	1,09	1,06	1,03

Таблица 4

Двухсотчленные первичный и откорректированный ряды в убывающем порядке

№ п/п	M_0	M	κ_M	$P_M \%$	№ п/п	M_0	M	κ_M	$P_M \%$
1	9,46	27,46	1,54	0,35	42	1,51	19,51	1,09	20,8
2	8,03	26,03	1,46	0,85	43	1,49	19,49	1,09	21,3
3	6,47	24,47	1,37	1,34	44	1,40	19,40	1,09	21,7
4	5,57	23,57	1,33	1,84	45	1,34	19,34	1,09	22,2
5	5,39	23,39	1,32	2,34	46	1,34	19,34	1,09	22,7
6	4,20	22,20	1,25	2,84	47	1,34	19,34	1,09	23,2
7	4,18	22,18	1,25	3,33	48	1,28	19,28	1,08	23,7
8	4,07	22,07	1,24	3,83	49	1,17	19,17	1,08	24,2
9	3,79	21,79	1,22	4,32	50	1,14	19,14	1,08	24,7
10	3,67	21,67	1,22	4,83	51	1,07	19,07	1,07	25,1
11	3,36	21,36	1,20	5,33	52	1,06	19,06	1,07	25,6
12	3,32	21,32	1,20	5,82	53	1,06	19,06	1,07	26,2
13	3,20	21,20	1,19	6,32	54	0,97	18,97	1,07	26,6
14	3,17	21,17	1,19	6,82	55	0,92	18,92	1,07	27,1
15	3,14	21,14	1,19	7,31	56	0,90	18,90	1,06	27,7
16	3,14	21,14	1,19	7,80	57	0,88	18,88	1,06	28,2
17	2,97	20,97	1,18	8,31	58	0,83	18,83	1,06	28,8
18	2,95	20,95	1,18	8,81	59	0,82	18,82	1,06	29,4
19	2,79	20,79	1,17	9,30	60	0,82	18,82	1,06	29,9
20	2,72	20,72	1,16	9,81	61	0,78	18,78	1,06	30,4
21	2,65	20,65	1,16	10,0	62	0,65	18,65	1,05	30,9
22	2,65	20,65	1,16	10,8	63	0,65	18,65	1,05	31,4
23	2,64	20,64	1,16	11,3	64	0,51	18,51	1,04	31,9
24	2,61	20,61	1,16	11,9	65	0,51	18,51	1,04	32,4
25	2,30	20,30	1,14	12,3	66	0,47	18,47	1,04	32,9
26	2,20	20,20	1,13	12,8	67	0,38	18,38	1,03	33,4
27	2,12	20,12	1,13	13,3	68	0,29	18,29	1,03	33,9
28	2,08	20,08	1,12	13,8	69	0,19	18,19	1,02	34,4
29	2,08	20,08	1,12	14,3	70	0,18	18,18	1,02	34,9
30	1,92	19,92	1,12	14,8	71	0,15	18,15	1,02	35,4
31	1,90	19,90	1,12	15,3	72	0,14	18,14	1,02	35,
32	1,77	19,77	1,11	15,8	73	0,14	18,14	1,02	36,4
33	1,72	19,72	1,11	16,3	74	0,14	18,14	1,02	36,9
34	1,67	19,67	1,11	16,8	75	0,14	18,14	1,02	37,4
35	1,66	19,66	1,10	17,3	76	0,14	18,14	1,02	37,9
36	1,65	19,65	1,10	17,8	77	0,14	18,14	1,02	38,4
37	1,65	19,65	1,10	18,3	78	0,13	18,13	1,02	38,9
38	1,58	19,58	1,10	18,8	79	0,00	18,00	1,01	39,4
39	1,57	19,57	1,10	19,3	80	-0,02	17,98	1,01	39,9
40	1,54	19,54	1,10	19,7	81	-0,07	17,93	1,00	40,4
41	1,52	19,52	1,09	20,3	82	-0,08	17,92	1,00	40,9

№ п/п	M_0	M	κ_M	$P_M, \%$	№ п/п	M_0	M	κ_M	$P_M, \%$
83	-0,09	17,91	1,00	41,4	125	-0,99	9,01	0,92	62,4
84	-0,16	17,84	1,00	41,9	126	-1,02	8,98	0,92	62,9
85	-0,23	17,77	1,00	42,4	127	-1,08	8,92	0,91	63,4
86	-0,32	17,68	1,00	42,9	128	-1,08	8,92	0,91	63,9
87	-0,36	17,64	0,99	43,4	129	-1,10	8,90	0,91	64,4
88	-0,36	17,64	0,99	43,9	130	-1,12	8,88	0,91	64,9
89	-0,39	17,61	0,99	44,4	131	-1,16	8,84	0,91	65,4
90	-0,40	17,60	0,99	44,9	132	-1,18	8,82	0,90	65,9
91	-0,46	17,54	0,99	45,4	133	-1,35	8,65	0,88	66,4
92	-0,46	17,54	0,99	45,9	134	-1,35	8,65	0,88	66,9
93	-0,46	17,54	0,99	46,4	135	-1,39	8,61	0,88	67,4
94	-0,46	17,54	0,99	46,9	136	-1,39	8,61	0,88	67,9
95	-0,46	17,54	0,99	47,4	137	-1,39	8,61	0,88	68,4
96	-0,46	17,54	0,99	47,9	138	-1,40	8,60	0,88	68,9
97	-0,46	17,54	0,99	48,4	139	-1,42	8,58	0,88	69,4
98	-0,46	17,54	0,99	48,9	140	-1,42	8,58	0,88	69,9
99	-0,47	17,53	0,98	49,4	141	-1,43	8,57	0,88	70,4
100	-0,48	17,52	0,98	49,5	142	-1,43	8,57	0,88	70,9
101	-0,53	9,47	0,97	50,4	143	-1,46	8,54	0,88	71,4
1 2	-0,53	9,47	0,97	50,9	144	-1,46	8,54	0,88	71,9
103	-0,56	9,44	0,96	51,4	145	-1,46	8,54	0,88	72,4
104	-0,58	9,44	0,96	51,9	146	-1,55	8,45	0,86	72,9
105	-0,59	9,41	0,96	52,4	147	-1,55	8,45	0,86	73,4
106	-0,60	9,40	0,96	52,9	148	-1,56	8,44	0,86	73,9
107	-0,63	9,37	0,95	53,4	149	-1,57	8,43	0,86	74,4
108	-0,72	9,28	0,95	53,9	150	-1,62	8,38	0,85	74,9
109	-0,72	9,28	0,95	54,4	151	-1,62	8,38	0,85	75,4
110	-0,73	9,27	0,95	54,9	152	-1,63	8,37	0,85	75,9
111	-0,73	9,27	0,94	55,4	153	-1,64	8,36	0,85	76,4
112	-0,83	9,17	0,93	55,9	154	-1,73	8,27	0,84	77,0
113	-0,86	9,14	0,93	56,4	155	-1,73	8,27	0,84	77,3
114	-0,86	9,14	0,93	56,9	156	-1,73	8,27	0,84	78,0
115	-0,86	9,14	0,93	57,4	157	-1,84	8,16	0,83	78,6
116	-0,86	6,14	0,93	57,9	158	-1,84	8,16	0,83	79,0
117	-0,87	9,13	0,93	58,4	159	-1,95	8,05	0,82	79,5
118	-0,88	9,12	0,93	58,9	160	-1,99	8,01	0,82	79,9
119	-0,89	9,11	0,93	59,4	161	-2,01	7,99	0,82	80,4
120	-0,91	9,09	0,93	59,9	162	-2,04	7,96	0,82	81,0
121	-0,93	9,07	0,93	60,4	163	-2,07	7,93	0,81	81,6
122	-0,94	9,06	0,93	60,9	164	-2,14	7,86	0,79	82,1
123	-0,95	9,05	0,92	61,4	165	-2,16	7,84	0,79	82,6
124	-0,96	9,04	0,92	61,9	166	-2,17	7,83	0,79	83,0

№ п/п	M_0	M	κ_m	$P_m, \%$	№ п/п	M_0	M	κ_m	$P_m, \%$
167	-2,34	7,66	0,78	83,5	184	-2,78	7,22	0,74	91,6
168	-2,35	7,65	0,78	84,0	185	-2,84	7,16	0,74	92,1
169	-2,36	7,64	0,78	84,5	186	-2,87	7,13	0,73	92,7
170	-2,33	7,62	0,78	85,0	187	-3,08	6,92	0,71	93,2
171	-2,38	7,62	0,78	85,5	188	-3,09	6,91	0,71	93,7
172	-2,39	7,61	0,78	86,0	189	-3,10	6,90	0,70	94,2
173	-2,39	7,61	0,78	86,5	190	-3,22	6,78	0,69	94,7
174	-2,40	7,60	0,77	87,0	191	-3,25	6,75	0,69	95,2
175	-2,40	7,60	0,77	87,5	192	-3,48	6,52	0,67	95,6
176	-2,40	7,60	0,77	88,0	193	-3,69	6,31	0,65	96,2
177	-2,46	7,54	0,77	88,5	194	-3,87	6,13	0,64	96,6
178	-2,46	7,54	0,77	89,0	195	-4,08	5,92	0,60	97,2
179	-2,49	7,51	0,77	89,5	196	-4,47	5,53	0,56	97,6
180	-2,51	7,49	0,76	90,0	197	-4,48	5,52	0,56	98,2
181	-2,53	7,47	0,76	90,3	198	-4,53	5,47	0,56	98,6
182	-2,62	7,38	0,75	90,7	199	-4,65	5,35	0,55	99,2
183	-2,63	7,37	0,75	91,1	200	-5,11	4,99	0,50	99,6

Норма
ряда $\overline{M}_0 - 0,20$

5. Была вычислена эмпирическая кривая обеспеченности ряда $M_0(t)$. Оказалось, что она не совпадает с эмпирической кривой обеспеченности исходного ряда, что естественно по многим причинам: величины M_0 являются суммами лишь максимальных ординат; величины A строго не равны амплитудам гармоник; не учитывались гармоники с периодами больше 54 лет; наконец, не учитывалась случайная составляющая ряда.

С целью совмещения кривых обеспеченности была осуществлена корректировка ряда M_0 (записанного в убывающем порядке) путем введения в его члены двух постоянных слагаемых: к первым ста членам ряда (см. табл. 4) добавлялось $\Delta_1 = \text{const} = 18,0$, а к последующим ста членам — $\Delta_2 = \text{const} = 10,0$. В результате получен откорректированный убывающий ряд M (см. табл. 4), эмпирическая кривая обеспеченности которого (пунктир на рис. 3) удовлетворительно соответствует кривой обеспеченности исходного ряда.

6. Переход от откорректированного ряда к искомому модельному ряду производился так, как это показано в табл. 3 (нижние строчки): к значениям $M_0(t)$ добавлялись соответствующие величины Δ_1 или Δ_2 и затем находилась искомая последовательность модульных коэффициентов $k_m(t)$ (соответственно двум значениям $\Delta_1 = 10,0$ и $\Delta_2 = 18,0$, нормы двух половин ряда $M(t)$ равны $\overline{M}_1 = 9,8$ и $\overline{M}_2 = 19,8$; величина $-0,20$ является нормой первичного ряда $M_0(t)$, см. табл. 4).

Конечный результат расчетов — двухсотчленная модель годового стока р. Нева — Петрокрепость (в модульных коэффициентах $k_m(t)$) — показан в табл. 5. Модельной эта последовательность является по двум признакам: во-первых, её кривая распределения близка к кривой распределения исходного ряда (рис. 3) и, во-вторых, ее спектральный состав аналогичен спектральному составу исходного ряда.

Таблица 5

Двухсотлетняя модель годового стока р. Нева — Петрокрепость
(в модульных коэффициентах)

Годы экстра- полирования	k_m	Годы экстра- полирования	k_m	Годы экстра- полирования	k_m
1	1,00	40	0,92	79	1,25
2	0,96	41	1,20	80	0,99
3	0,93	42	0,92	81	1,01
4	1,00	43	1,08	82	1,02
5	1,00	44	1,04	83	0,88
6	0,88	45	1,07	84	0,87
7	0,83	46	0,86	85	0,56
8	1,04	47	1,09	86	0,82
9	1,00	48	0,76	87	1,04
10	1,07	49	1,10	88	0,97
11	1,00	50	0,99	89	1,07
12	1,09	51	1,00	90	0,98
13	1,06	52	0,80	91	1,31
14	1,02	53	0,91	92	0,91
15	0,78	54	0,76	93	1,10
16	0,70	55	1,09	94	0,93
17	0,77	56	0,96	95	0,86
18	0,55	57	1,13	96	0,70
19	0,77	58	0,62	97	1,33
20	0,78	59	0,91	98	0,85
21	0,93	60	0,69	99	0,78
22	0,86	61	1,17	100	1,06
23	0,88	62	0,99	101	1,16
24	1,04	63	0,92	102	0,99
25	1,24	64	0,93	103	0,78
26	1,06	65	1,10	104	0,83
27	1,16	66	0,84	105	1,10
28	1,06	67	1,18	106	1,07
29	1,11	68	0,50	107	1,02
30	1,05	69	1,03	108	0,88
31	1,19	70	1,05	109	1,14
32	1,03	71	1,10	110	0,82
33	0,85	72	0,88	111	1,12
34	1,02	73	1,22	112	0,99
35	1,10	74	0,87	113	0,86
36	1,00	75	0,99	114	0,88
37	1,14	76	1,01	115	1,13
38	1,04	77	1,06	116	1,09
39	0,88	78	0,66	117	0,77

Годы экстра- полирования	k_m	Годы экстра- полирования	k_m	Годы экстра- полирования	k_m
118	0,96	146	1,10	174	0,73
119	1,02	147	1,02	175	1,12
120	0,83	148	0,96	176	0,99
121	1,54	149	0,81	177	1,06
122	0,69	150	0,60	178	0,84
123	0,83	151	1,19	179	0,85
124	0,73	152	0,88	180	0,99
125	1,09	153	1,08	181	1,37
126	1,09	154	1,00	182	0,93
127	1,06	155	1,06	183	1,02
128	0,76	156	1,09	184	0,84
129	1,07	157	1,16	185	1,06
130	0,92	158	0,64	186	0,94
131	1,08	159	0,75	187	1,09
132	0,91	160	0,95	188	0,82
133	1,22	161	1,19	189	0,59
134	0,90	162	1,04	190	1,10
135	1,02	163	0,82	191	1,16
136	1,19	164	0,98	192	0,99
137	1,02	165	1,02	193	1,25
138	0,78	166	1,07	194	0,57
139	0,88	167	1,02	195	1,02
140	0,75	168	0,78	196	0,93
141	1,32	169	1,46	197	1,16
142	0,95	170	0,90	198	0,87
143	0,93	171	1,11	199	1,12
144	0,78	172	0,78	200	0,73
145	1,17	173	0,89		

Возможность осуществления спектрального подобия исходного и модельного рядов, а также объективность и определенность схемы расчета являются, по нашему мнению, основными положительными качествами изложенного метода моделирования. Понятно, что данный первый опыт применения метода не позволяет ответить на все неясные вопросы, в частности отмеченные в п. 5, но на основной вопрос — о принципиальной возможности моделирования рядов стока по их спектральным плотностям и о большей генетической обоснованности (сравнительно с Монте-Карло) этого метода — данная работа отвечает, по нашему мнению, достаточно положительно.

Литература

1. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. Изд-во ЛГУ, 1933.
 2. Алехин Ю. М. Динамико-статистический метод прогноза геофизических макропроцессов (на примере прогнозов речного стока). Труды ЛГМИ вып. 11, 1961.
 3. Алехин Ю. М. Множественное линейное экстраполирование как средство сверхдолгосрочных прогнозов в геофизике.
 4. Гвоздева В. Г. Опыт сверхдолгосрочного прогноза среднегодовых расходов р. Невы методом периодограммного анализа. Труды ЛГМИ, вып. 26, 1964.
 5. Дружинин И. П., Коноваленко З. П., Кукушкина В. П. и Хамьянова Н. В. Речной сток и геофизические процессы. „Наука“ М., 1966.
 6. Коноваленко З. П. Внутривековая цикличность годового стока рек СССР. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геогр. наук, 1966.
 7. Сванидзе Г. Г. Моделирование теоретического гидрологического ряда методом Монте-Карло. Сообщения АН Груз. ССР, т. XXVI, № 5, 1931.
-

И. Ф. Горошков, Н. Н. Соловьева

РАСЧЕТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ОСАДКОВ БАССЕЙНА НИЖНЕГО АМУРА

Дается характеристика наблюдаемых выдающихся дождей за различные продолжительности их выпадения. Приводятся расчетные географические параметры осадков, дающие возможность вычислить осадки различной обеспеченности, которые используются в большинстве расчетных формул максимальных расходов воды.

Развитие генетических методов расчета максимальных расходов и гидрографов паводков в большой мере определяется состоянием исследования вопроса и точностью расчетов осадков. В данной работе характеристика и расчет осадков произведен для бассейна Нижнего Амура. Расчетные параметры осадков определены для продолжительностей 1 мин., 1 час, 1 сутки, которые используются в большинстве формул по расчету максимальных расходов.

Рассматриваемый район охватывает часть бассейна Амура, ограниченную с запада р. Буреей и водораздельным хребтом Ям-Алинь, с юга водоразделом между притоками рек Уссури и Амура. Здесь в Амур впадают реки — слева Архара, Хинган, Биджан, Малая Бира, Большая Бира, Тунгуска, Горин, Амгунь, справа Непту, Анюй и Хунгари.

Исходными материалами для характеристики осадков на этой территории послужили сведения о суточных суммах и записи самописцев дождей. Использованы материалы самописцев включительно по 1960 г., осадкомеров для отдельных станций по 1963 г.

Сведения о числе станций и продолжительности рядов наблюдений по самописцам и осадкомерам, использованные в работе, приводятся в табл. 1. Схема расположения метеостанций дается на рис. 1.

Таблица 1

Число станций и продолжительность рядов наблюдений					
Число лет \ Число станций	< 5	5—9	10—20	> 20	Всего
Самописцы	12	9	19	—	40
Осадкомеры	6	1	11	22	40

Характеристика максимальных наблюдаемых сумм осадков за различные продолжительности и описание наиболее выдающихся дождей произведено по данным наблюдений всех станций, независимо от про-

должительности периода наблюдений за осадками. Для установления же расчетных параметров осадков использованы ряды в десять лет и более. Таким образом, расчетные параметры осадков минутной и часовой продолжительности получены по 19, а суточной по 33 пунктам района. Отметим в связи с этим, что используемые в настоящее время в расчетах ливневые параметры ГГИ даны для этого района лишь по трем пунктам — Архара, Облучье и Бира [2].

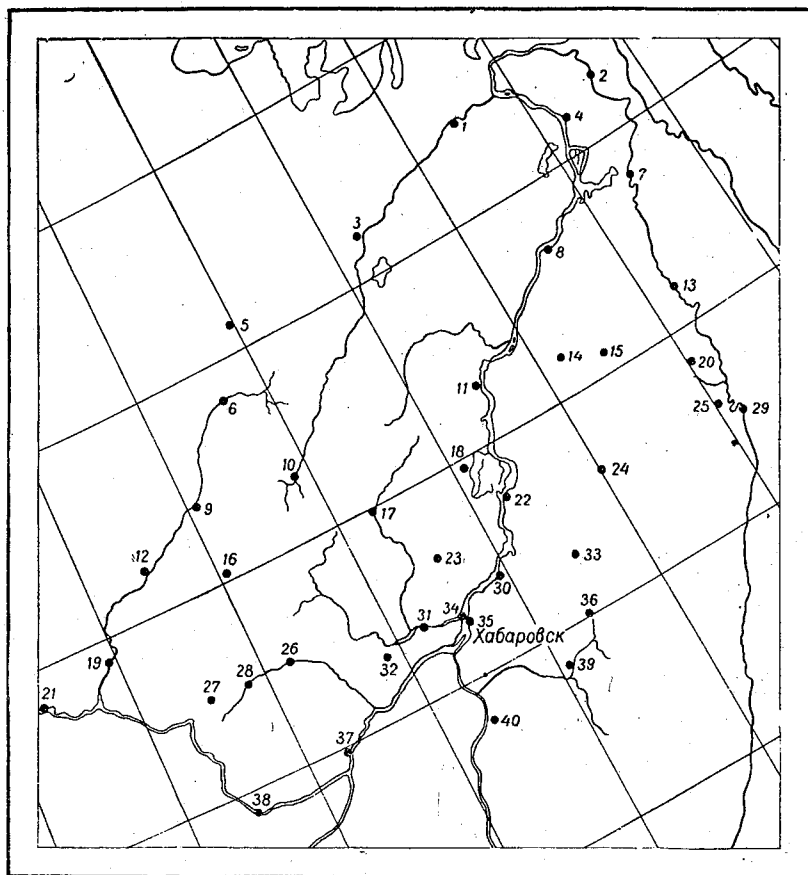


Рис. 1. Схема расположения метеостанций.
Номера по табл. 2, 3.

Несмотря на значительное число станций, следует отметить нерепрезентативность их размещения. Большинство пунктов наблюдений за осадками расположено на низменных участках в бассейнах рек Архары, Биджана, Биры и на пойме Амура. Значительно меньше станций в бассейне реки Горина и на территории ниже впадения его в Амур. В отношении высотного положения преобладают низкорасположенные станции с абсолютными высотами ниже 500 м, в то время как территория выше этой отметки занимает порядка 40% от всей площади. Лишь три станции имеют высоты выше 500-метровой отметки, это Ирумка (567,2 м), Сихотэ-Алинь (714,4 м) и Софийский Прииск (902 м). Метеоплощадки станций низменностей и поймы Амура в большинстве расположены на открытых местах вдалеке от строений и леса.

Средние многолетние и характерные месячные и годовые суммы осадков

№ станции на схеме	Название станции	Период наблю- дений	Число лет	Высота стан- ции, м	Характери- стика	Средние многолетние и характерные суммы осадков, мм															
						I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год	Σ V—X, мм	Σ I— IV, XI— XII, мм	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
1	Удинское	1936—1960	25	15	среднее макс. мин.	12,6 40,5 1,2	14,6 76,5 1,2	17,4 44,6 1,1	27,3 81,8 0,4	48,8 102,4 11,6	51,7 103,4 8,3	73,3 182,8 0,3	84,5 198,8 9,0	79,3 153,9 17,8	42,6 119,0 7,9	34,4 111,8 3,5	23,9 87,0 3,2	50,8 691,3 304,7	380,2	130,2	
3	Полины Оси- пенко	1936—1963	28	65	среднее макс. мин.	4,9 13,7 0,8	5,0 24,2 0	6,6 22,3 0,3	15,8 59,8 1,5	37,7 71,5 7,3	54,6 148,2 5,1	78,4 204,6 14,6	86,0 205,7 15,6	73,6 123,7 5,0	26,9 60,6 1,9	15,4 76,9 0,9	11,3 44,9 1,8	417,0 656,4 220,7	357,8	59,0	
4	Богородское	1935—1960	26	33,2	среднее макс. мин.	12,5 55,3 1,0	12,2 82,4 1,0	9,4 26,1 1,3	21,2 49,8 1,5	40,8 90,9 10,3	44,0 103,9 0,7	59,5 125,9 0	79,8 151,3 16,4	63,7 136,1 16,8	40,0 111,7 6,9	25,7 95,3 3,0	26,7 98,5 3,2	434,0 627,4 290,4	327,8	107,7	
5	Софийский Прииск	1888—1898, 1915—1919, 1936—1952	43	902	среднее макс. мин.	3,7 12,2 0	3,3 11,0 0	7,8 20,8 0,7	22,9 50,8 2,0	45,5 101,0 7,0	70,0 190,8 18,0	144,5 257,6 43,7	158,0 294,6 58,9	88,1 136,7 17,1	38,2 97,3 5,2	18,3 50,2 4,0	9,0 45,4 0	644,0 866,6 442,0	544,3	65,0	
6	Усть-Умалья	1935—1960	25	384,3	среднее макс. мин.	6,0 14,0 0,9	4,7 15,8 0	11,3 37,5 2,0	32,3 70,0 0,7	60,1 107,1 9,4	104,4 238,5 27,5	129,5 235,8 17,8	171,8 370,7 28,4	103,2 166,7 28,2	45,6 127,7 2,6	27,7 57,1 9,1	11,9 39,8 1,5	709,0 946,2 422,8	514,6	93,9	
8	Сухановка	1936—1959	24	18,3	среднее макс. мин.	10,3 36,7 0,2	13,5 79,9 1,5	22,4 56,4 2,9	36,0 89,0 6,9	59,1 143,0 10,9	60,2 144,9 4,8	78,0 171,1 12,9	113,5 210,2 30,3	86,4 151,9 38,8	45,5 108,2 8,4	19,1 54,9 2,9	17,6 64,1 0,7	565,0 828,8 377,7	443,0	118,9	
9	Чекунда	1936—1960	25	231,5	среднее макс. мин.	6,0 15,5 0,1	5,0 13,7 0,1	8,4 24,8 0,3	28,7 80,2 6,7	57,0 121,4 8,3	110,8 235,2 51,1	140,0 249,9 41,2	162,0 277,2 21,7	91,6 172,2 26,3	33,6 74,3 9,0	18,5 37,7 2,0	9,3 24,0 1,6	666,0 837,4 338,2	595,0	75,9	

11	Комсомольск-на-Амуре	1933, 1935—1963	30	23,5	среднее макс. мин.	6,5 22,4 1,0	7,4 63,0 0	8,0 27,3 0	24,5 81,9 3,7	48,6 128,9 15,2	60,6 113,5 11,0	87,0 241,0 15,3	96,5 192,8 20,0	82,5 248,1 28,4	36,3 88,8 8,6	17,1 46,2 0,4	13,3 42,2 1,4	495,0 708,9 27,6	411,5	76,8
12	Сектагли	1936—1960	25	233,5	среднее макс. мин.	6,0 13,2 0,7	4,9 10,3 0,3	9,6 24,0 0,2	33,4 76,1 6,0	62,1 114,5 14,8	113,4 204,3 33,6	173,6 337,9 32,7	186,2 355,9 55,6	105,0 256,1 23,6	43,5 105,7 9,7	21,8 50,1 7,7	10,4 27,3 1,9	768,0 986,7 413,3	683,8	86,1
16	Сутур	1939—1959	21	314	среднее макс. мин.	6,7 19,0 1,1	5,6 19,9 1,4	11,2 27,1 0,6	34,6 92,4 7,2	62,4 102,6 10,2	111,0 240,6 50,7	132,2 196,1 20,0	173,0 455,2 43,9	103,0 234,4 37,7	40,0 88,3 12,3	16,8 33,3 3,4	11,1 27,7 2,3	713,6 92,0 437,8	621,6	86,0
17	Кур	1938—1963	26	283	среднее макс. мин.	4,9 15,3 0,4	5,3 23,9 0,8	13,3 35,4 2,6	35,8 90,7 4,2	65,4 97,3 4,7	104,0 179,0 44,5	154,0 310,7 9,1	159,6 342,0 20,3	121,5 334,9 41,8	42,2 80,0 15,3	21,8 51,0 1,8	10,9 42,2 0,2	742,5 976,0 478,6	646,7	92,0
21	Поярково	1904—1919, 1929—1931, 1933—1960	47	114,7	среднее макс. мин.	4,0 14,2 0	3,7 12,0 0	6,8 32,6 0	19,0 73,0 1,9	39,4 123,9 1,7	77,7 149,1 14,8	104,0 223,4 2,5	114,5 294,8 31,9	78,1 126,0 17,1	25,2 66,1 3,4	10,5 39,8 1,0	6,3 16,6 0,9	490,0 714,1 258,4	438,9	50,3
22	Троицкое	1929, 1933—1960	29	32,6	среднее макс. мин.	9,2 37,2 0	8,6 61,3 0	13,9 45,5 0	31,8 123,0 3,4	52,3 99,6 12,0	70,0 141,4 14,0	95,7 195,5 9,5	109,1 196,8 21,2	87,8 232,3 17,9	40,7 82,1 5,0	20,2 54,5 1,0	15,3 53,5 1,0	572,0 790,0 367,9	475,8	99,0
23	Бира	1.13, 1916, 1918—1922, 1925—1930, 1934—1963	43	151,9	среднее макс. мин.	5,7 18,2 0	7,8 27,9 0	14,6 47,5 0	34,8 113,4 0	64,6 157,0 14,4	121,0 263,7 26,2	159,6 282,4 25,9	154,0 461,8 10,0	123,0 386,9 31,0	36,0 151,7 6,0	20,6 60,0 1,0	11,1 44,1 1,0	731,0 1290,3 277,0	658,2	94,6
27	Облучье	1913—1920, 1929—1963	43	254,5	среднее макс. мин.	8,3 22,0 0	7,5 36,0 0	16,3 40,5 1,3	35,3 98,1 0,1	61,2 164,0 12,9	110,0 189,8 41,0	153,0 364,8 57,5	153,4 375,1 27,4	80,2 279,4 21,0	36,4 98,7 8,9	20,6 46,3 4,2	12,2 26,6 2,0	728,0 1016 422,2	594,2	100,2
28	Биракан	1913—1914, 1938—1944, 1946—1963	27	222,7	среднее макс. мин.	5,4 15,5 0,4	5,6 36,0 0	13,4 35,6 1,3	35,3 86,3 2,4	65,6 159,8 11,5	110,0 230,8 40,3	151,7 263,1 48,6	169,5 353,4 32,0	106,0 230,6 31,7	35,6 99,8 4,0	15,8 35,9 1,8	6,5 25,0 1,0	708,0 1008,6 421,2	638,4	80,1

Таблица 2 (продолжение)

№ станции на схеме	Название станции	Период наблю- дений	Число лет	Высота стан- ции, м	Характери- стика	Средние многолетние и характерные суммы осадков, мм															
						I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год	Σ V—X, мм	Σ I— IV, XI— XII, мм	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
30	Елабуга	1938—1960	23	61,7	среднее макс. мин.	7,5 22,4 0,6	8,3 27,9 0,9	14,9 39,1 2,3	34,0 101,8 9,5	59,5 141 21,2	70,8 176,4 10,1	106,6 170,3 14,0	123,0 215,7 23,7	98,8 277,6 20,7	39,2 68,0 6,4	19,0 31,6 1,7	13,2 38,4 1,0	608,5 748,5 330,1	497,9	96,9	
32	Смидович	1913—1919, 1922, 1933, 1935—1963	38	50,5	среднее макс. мин.	6,0 17,2 0,6	5,2 15,0 0,2	10,5 29,7 0	33,8 91,7 1,0	59,8 126,0 24,3	86,0 167,4 11,8	155,3 302,2 47,0	129,0 340,3 31,4	112,0 296,4 37,4	33,8 81,7 10,7	17,1 58,0 3,6	7,7 24,2 0	660,0 940,9 400,3	575,9	80,3	
33	Тивяку	1939—1960	22	408	среднее макс. мин.	14,5 27,2 6,6	15,2 27,1 4,1	30,9 62,7 5,4	47,7 133,8 10,6	73,6 130,7 21,9	121,3 220,1 50,3	170,0 271,6 23,1	175,6 332,8 77,3	129,0 281,2 70,4	58,6 92,1 15,1	47,5 75,4 9,1	29,4 63,6 10,7	913,3 1130,5 620,6	728,1	185,2	
38	Екатерино- Никольское	1891, 1892, 1894, 1896, 1898—1899, 1904, 1906—1919, 1926—1927, 1932, 1935—1960	50	72,0	среднее макс. мин.	3,1 13,0 0	3,8 25,0 0	7,3 23,0 0	26,4 86,3 0	60,4 253,0 10,5	93,7 198,0 15,0	132,5 343,0 12,0	129,5 197,4 20,3	85,5 234,6 16,0	27,3 89,9 1,0	9,5 45,3 0,8	4,4 35,3 0	604,1 940,9 387,0	529,0	54,5	
39	Гвасюки	1938—1960	23	180	среднее макс. мин.	16,6 27,4 5,6	15,2 34,4 6,1	31,0 70,9 4,1	49,4 97,0 15,0	76,3 137,7 43,0	110,6 235,8 29,5	184,5 298,1 19,8	178,6 338,6 59,6	126,4 258,7 59,1	68,7 111,8 21,3	42,2 75,3 11,0	28,8 64,1 8,1	928,0 1124,6 634,1	745,1	183,4	
40	Вяземская	1899—1900, 1902—1907, 1909—1920, 1927—1960	54	82,1	среднее макс. мин.	8,8 29,0 0,5	7,0 18,0 0	15,7 48,4 1,6	29,2 107,8 3,8	59,3 155,0 18,0	89,0 210,0 24,0	115,4 301,6 21,0	126,0 361,0 29,0	71,7 221,6 31,8	46,0 97,2 12,4	24,0 69,0 1,3	11,2 61,0 1,0	630,0 947,8 412,9	507,4	95,9	

Высотные же станции расположены на склонах сопок, ниже их вершин, нередко находятся около леса и строений.

Все это указывает на недостаточное освещение территории сведениями об осадках и необходимость уточнения их расчетных параметров по мере дальнейшего накопления сведений и развития метеосети. Кроме того, представляется нерациональным приведение характеристик осадков в виде карт изолиний, так как при интерполяции неизбежно включаются неосвещенные районы, в основном горные, осадки в которых, по-видимому, выходят за пределы измеренных на станциях величин.

Территория бассейна Нижнего Амура относится к зоне муссонного климата. Здесь ярко выражен юго-восточный перенос воздушных масс в холодную и северо-западный в теплую половины года. Вследствие этого зимы малоснежны. Лишь в отдельные годы во время нарушения зимних муссонов выносом воздушных масс с моря на восточных окраинах бассейна выпадает большое количество зимних осадков. Повсеместно же 75—90% годового количества осадков выпадает в теплую часть года.

Распределение осадков по территории характеризуется большим разнообразием. В табл. 2 приводятся средние многолетние и характерные месячные и годовые суммы осадков по станциям, имеющим ряды, большие 20 лет.

Наибольшие годовые нормы осадков, более 900 мм, наблюдаются в районах северных отрогов Сихотэ-Алинь, в максимальные же годы годовая сумма осадков достигает здесь 1130 мм.

Вторым районом по величине годовой нормы осадков, 730—760 мм, является Хинган и Буреинский хребет, максимальная сумма за год здесь достигает 930—1290 мм.

На Нижне-Амурской низменности норма осадков достигает 500—600 мм, максимальная за год сумма составляет 630—940 мм. Наименее увлажненным районом является северо-восток территории, где в устьевых участках рек Амура и Амгуни норма равна 430—500 мм и максимальная годовая сумма 630—690 мм.

Повсеместно максимальные месячные суммы наблюдаются в августе и лишь в отдельные годы в сентябре или июле. Сумма осадков в эти месяцы составляет в среднем за многолетний период 20—25%, а в максимальные годы 30—50% от годовой нормы осадков.

На годовой ход осадков оказывают влияние географическое положение и орография окружающей местности. По мере удаления в глубь континента и увеличения высоты местности усиливается внутригодовая неравномерность осадков и изменчивость месячных сумм. Особенно большой изменчивостью повсеместно отличаются осадки за апрель и май. В это время нередки случаи месячных сумм меньших 10 мм, что определяет весенние засухи и полное отсутствие весенних половодий на реках.

На всей территории сильные летние дожди связаны с активизацией циклонической деятельности. При этом происходят интенсивные вторжения арктических воздушных масс с Карского моря, полуострова Таймыр, моря Лаптевых и вынос теплых, влажных масс воздуха на бассейн Амура с Желтого, Восточно-Китайского морей и юго-западного сектора Тихого океана. Иногда проходят дожди, дающие суммы осадков; равные месячной норме.

Максимальная наблюдаемая интенсивность ливня на всей территории изменяется в пределах 2,00—5,40 мм/мин. Наинизшая интенсивность порядка 2,00 мм/мин наблюдается на побережье Японского

Таблица 3

Наблюдаемые максимальные суммы осадков за различные интервалы времени

№ станции на схеме	Название станции	Высота, м	Период наблюдений по самописцам	Число лет	Максимальная наблюдаемая интенсивность и характеристика всего дождя				Максимальная наблюдаемая сумма осадков за один час и характеристика всего дождя				Период наблюдений по осалкомеру	Число лет	Наблюдаемые суммы осадков за					
					дата	$\frac{мм}{мин}$	продолжительность, час/мин	сумма за дождь, мм	дата	$\frac{мм}{час}$	продолжительность, час/мин	сумма за дождь, мм			1 сутки		2 суток		3 суток	
															дата	мм	дата	мм	дата	мм
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	Удинское	15	1953—1960	8	20/IX 1960	2,85	2 41	13,2	28/VI 1957	22,6	2 28	25,6	1936—1960	25	23/VIII 1957	101,4	23—24/VIII 1957	139,4	22—24/VIII 1957	140,3
2	Джаоре	—	1960	1	6/VIII 1960	1,30	3 52	16,0	11/VIII 1960	7,9	12 04	35,1	1960	1	31/VIII 1960	46,0	31/VIII 1960	46,0	9—11/VIII 1960	69,7
3	Полины Осипенко	65	1940, 1942—1943, 1945—1947, 1949, 1954—1960	14	5/VIII 1946	2,93	0 56	31,4	5/VIII 1946	31,4	0 56	31,4	1936—1963	28	19/VI 1951	102,3	19—20/VI 1951	108,3	20—22/VIII 1959	116,9
4	Богородское	33,2	1939—1940, 1950—1960	13	9/VIII 1951	1,82	0 33	11,6	22—23/VII 1950	21,1	13 41	47,0	1936—1960	25	23/VIII 1957	96,1	23—24/VIII 1957	123,3	23—25/VIII 1957	124,8
5	Софийский Прииск	902	1936, 1939—1943, 1955, 1957—1960	11	17/VII 1942	3,30	5 35	60,8	17/VII 1942	51,6	5 35	60,8	1936—1960	25	4/VII 1961	91,9	17—18/VII 1941	113,7	2—4/VIII 1961	149,0
6	Усть-Умалта	384,3	1933, 1941, 1943, 1947, 1951—1960	14	1/VII 1947	2,70	3 12	49,6	1/VII 1947	43,6	3 12	49,6	1936—1960	25	15/VIII 1955	93,5	15—16/VIII 1955	129,2	15—17/VIII 1955	132,5
7	Де-Кастри	—	1960	1	2/VII 1960	0,50	5 07	10,8	2/VII 1960	9,5	5 07	10,8	1960	1	4/IX 1960	59,1	4—5/IX 1960	62,8	4—6/IX 1960	66,0
8	Сухановка	18,3	1953—1959	7	6/VIII 1956	3,10	2 45	38,0	6/VIII 1956	31,9	2 45	38,0	1936—1959	24	6/VIII 1956	85,9	17—18/VIII 1953	92,8	26—28/VII 1938	96,9
9	Чекунда	231,5	1954—1960	7	23/VIII 1957	4,20	3 56	44,9	23/VIII 1957	35,5	3 56	44,9	1936—1960	25	30/VI 1942	115,0	30/VI—1/VII 1942	142,9	30/VI—1, 2/VII 1942	146,8
10	Ирумка	567,2	1956—1957, 1959—1960	4	6—7/VIII 1960	2,50	3 57	19,6	22/VI 1956	18,9	2 36	21,3	1947—1963	17	8/VIII 1953	88,6	23—24/VIII 1960	101,3	23—25/VIII 1960	102,2

Таблица 3 (продолжение)

№ станции на схеме	Название станции	Высота, м	Период наблюдений по самописцам	Число лет	Максимальная наблюденная интенсивность и характеристика всего дождя				Максимальная наблюденная сумма осадков за один час и характеристика всего дождя				Период наблюдений по осадкомеру	Число лет	Наблюденные суммы осадков за					
					дата	мм мин	продолжи- тельность, час/мин	сумма за дождь, мм	дата	мм час	продолжи- тельность, час/мин	сумма за дождь, мм			1 сутки		2 суток		3 суток	
															дата	мм	дата	мм	дата	мм
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
11	Комсо- мольск на Амуре	23,5	1941, 1948—1953, 1955—1960	12	25/VIII 1952	3,70	2 51	30,5	25/VIII 1952	26,1	2 31	30,5	1936—1963	30	14/VIII 1936	95,2	6—7/IX 1956	100,8	5—7/IX 1956	113,8
12	Сектагли	233,5	1936—1942, 1947, 1949, 1950, 1952, 1954—1956, 1958—1960	17	4—5/IX 1936	4,60	10 31	52,0	18/VII 1939	62,4	4 11	80,1	1936—1960	25	30/VII 1956	132,9	29—30/VII 1956	149,1	29—31/VII 1956	161,7
13	Сизнман	—	1960	1	20/VII 1960	0,52	5 46	21,0	20/VII 1960	15,0	5 46	21,0	1960	1	15/IX 1960	38,2	15—16/IX 1960	38,5	15—17/IX 1960	40,1
14	Сегжема	193,0	1950—1953, 1956—1960	9	7/IX 1956	2,0	1 36	16,9	10/VII 1957	33,1	4 39	39,3	1947—1963	17	24/VII 1955	74,8	3—4/IX 1953	96,8	2—4/VII 1955	108,7
15	Сихотэ- Алинь	714,4	19 0—1953, 1956—1960	9	30/VIII 1952	2,83	6 28	35,1	25/VII 1951	34,1	3 38	37,7	1948—1962	15	27/VIII 1955	93,8	26—27/VIII 1955	107,5	25—27/VIII 1955	131,5
16	Сутур	314	1938—1959	2	13/VII 1958	2,30	0 46	31,8	13/VII 1958	31,8	0 46	31,8	1939—1959	21	27/VIII 1948	91,8	4—5/VIII 1945	178,2	3—5/VIII 1945	186,0
17	Кур	283	1957—1960	4	9/VIII 1958	2,45	8 38	49,4	17/VIII 1957	27,0	1 01	27,0	1938—1963	26	11/IX 1956	95,4	4—5/VII 1946	117,5	31/VII—1, 2/VIII 1940	165,5
18	Болонь	43	1950—1951, 1954—1960	9	9—10/VIII 1958	3,70	25 49	257,3	9—10/VIII 1958	56,7	25 49	257,3	1947—1963	17	9/VIII 1958	227,2	9—10/VIII 1958	265,8	9—10/VIII 1958	265,8
19	Каменка	115,1	1950, 1952—1960	10	15/VI 1960	3,70	3 46	19,6	17/VI 1952	33,3	2 35	35,8	1942—1960	19	23/VII 1947	103,8	4—5/VIII 1945	149,4	4—6/VIII 1945	150,0
20	Тумнин	58,4	1959—1960	2	21/VIII 1959	1,67	5 24	21,7	21/VIII 1959	21,1	5 24	21,7	1951—1960	10	19/IX 1959	63,7	19—20/IX 1959	65,7	16—18/VII 1958	74,4
21	Поярково	114,7	1956—1960	5	17/VIII 1959	3,00	0 26	13,7	20—21/VIII 1960	20,2	4 15	24,0	1936—1960	25	9/VIII 1953	78,3	8—9/VIII 1953	100,8	8—10/VIII 1953	115,8

Таблица 3 (продолжение)

№ станции на схеме	Название станции	Высота, м	Период наблюдений по самописцам	Число лет	Максимальная наблюдаемая интенсивность и характеристика всего дождя				Максимальная наблюдаемая сумма осадков за один час и характеристика всего дождя				Период наблюдений по осадкомеру	Число лет	Наблюдаемые суммы осадков за					
					дата	мм	продолжительность, час/мин	сумма за дождь, мм	дата	мм/час	продолжительность, час/мин	сумма за дождь, мм			1 сутки		2 суток		3 суток	
															дата	мм	дата	мм	дата	мм
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
22	Троицкое	32,6	1939, 1941—1944, 1946—1960	20	25/VIII 1958	3,25	1 41	26,5	18/VII 1951	63,0	2 20	63,4	1936—1960	25	11/IX 1956	78,3	7—8/IX 1949	99,8	7—9/IX 1949	106,9
23	Литовко	71,0	1952—1960	9	6/IX 1957	3,80	3 33	36,6	24/VI 1953	39,2	4 51	46,6	1950—1963	14	11/IX 1956	124,9	21—22/VII 1960	154,7	20—22/VII 1961	156,6
24	Солекуль	—	1960	1	5/VIII 1960	1,30	9 40	21,9	8/VIII 1960	15,7	17 36	71,5	1960	1	8/VIII 1960	83,2	8—9/VIII 1960	86,9	9—10/VIII 1960	91,7
25	Дюанка	258	1959—1960	2	19/VII 1960	2,50	1 40	43,2	19/VII 1960	42,4	1 40	43,2	1953—1960	8	26/IX 1957	152,8	25—26/IX 1957	178,7	25—27/IX 1957	183,9
26	Бира	151,9	1936—1937, 1940—1942, 1946—1949, 1951, 1953, 1956—1960	16	30/VII 1956	3,47	1 42	36,3	20—21/VIII 1949	52,8	14 51	143,9	1936—1963	28	21/VIII 1949	153,0	21—22/VIII 1949	191,4	20—22/VIII 1949	192,7
27	Облучье	254,5	1936—1937, 1939, 1941, 1943, 1946, 1948, 1952—1960	17	22/VI 1953	5,05	1 18	13,0	12/VI 1930	59,0	2 45	71,6	1936—1963	28	28/VIII 1959	113,0	1—2/VII 1940	140,0	1—3/VII 1940	154,3
28	Биракан	222,7	1939, 1951, 1953—1960	10	24/VII 1960	3,60	2 00	22,8	15/VI 1960	47,2	8 22	61,4	1938—1944, 1946—1963	25	21/VIII 1949	177,4	21—22/VIII 1949	191,4	20—22/VIII 1949	193,7
29	Советская Гавань	—	1960	1	19/VII 1960	1,20	3 41	24,6	30/VI 1914	52,2	2 37	55,6	1960	1	9/IX 1960	49,3	9—10/IX 1960	61,7	8—10/IX 1960	65,4
30	Елабуга	61,7	1957—1960	4	24/VII 1957	3,40	2 23	28,1	24/VII 1957	27,3	2 23	28,1	1938—1960	23	IX 1935	141				
															11/IX 1956	92,4	11—12/IX 1956	101,2	7—9/IX 1949	121,7

№ станции на схеме	Название станции	Высота, м	Период наблюдений по самписцам	Число тел	Максимальная наблюдаемая интенсивность и характеристика всего дождя			
					дата	$\frac{мм}{мин}$	продолжительность, час/мин	сумма за дождь, мм
1	2	3	4	5	6	7	8	9
31	Архангеловка	53,0	1949—1957	11	17/VIII	4,70	0 35	15,1
32	Смидовичи	50,5	1959—1960		1955			
			1940—1944, 1947—1960	19	13/VIII	5,00	1 38	58,5
33	Тивяку	408	1939—1943, 1945—1946, 1954—1960	14	11—12/VII	3,10	1 54	22,5
			1939					
34	Хабаровск БГМС	69,6	1943—1944, 1946—1957	14	4/VII	3,40	3 37	19,3
					1946			
35	Хабаровск агрометст.	85,9	1952—1960	9	13/VIII	2,90	3 04	68,0
					1954			
36	Черинай	—	1960	1	17/IX	2,30	5 32	32,8
					1960			
37	Ленинское	51,1	1950—1954, 1956—1960	10	22/VII	4,20	1 03	25,5
					1957			
38	Екатерино-Никольское	72,0	1947—1949, 1951—1960	13	17/VI	3,90	1 02	18,5
					1960			
39	Гвасюги	180	1947—1950, 1952—1960	13	24/VII	5,40	2 45	40,8
					1955			
40	Вяземская	82,1	1939—1943, 1947, 1951—1960	16	17/VII	5,00	0 38	25,1
					1940			

Таблица 3 (продолжение)

Максимальная наблюденная сумма осадков за один час и характеристика всего дождя					Период наблюдений по осадкомеру	Число лет	Наблюденные суммы осадков за					
дата	мм час	продолжи- тельность, час/мин	сумма за дождь, мм	1 сутки			2 суток		3 суток			
				дата			мм	дата	мм	дата	мм	
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
8/IX 1957	41,8	3 10	53,9	1950—1963	14	14/VIII 1962	88,9	21—22/VII 1961	119,7	20—22/VII 1961	129,1	
13/VIII 1949	57,8	1 38	58,5	1936—1963	28	8/VIII 1963	128,7	7—8/VIII 1963	154,9	7—8/VIII 1963	178,0	
16/VI 1959	49,9	2 08	61,9	1939—1960	22	2/VIII 1947	88,1	2—3/VIII 1947	97,7	2—4/VIII 1947	112,5	
28/VII 1946	52,1	0 55	52,1	1941—1958	18	11/IX 1956 VIII 1898	99,3 125	10—11/IX 1956	117,8	11—13/IX 1956	130,1	
13/VIII 1954	39,5	3 04	68,0	1952—1963	12	22/VIII 1957	86,4	27—28/VIII 1962	159,7	27—29/VII 1962	193,4	
5/IX 1960	21,9	4 05	24,7	1960	1	15/IX 1960	54,7	30—31/VIII 1960	65,9	15—17/IX 1960	87,8	
4/VIII 1960	39,3	2 44	72,3	1943—1960	18	30/VII 1956	117,0	30—31/VII 1956	119,5	30—31/VII 1956	119,5	
27/VII 1951	46,9	2 25	54,9	1936—1960	25	22/VIII 1960 V 1894 VIII 1891	78,5 240 140	23—24/VII 1955	113,7	22—24/VIII 1960	169,1	
2/VIII 1956	58,7	4 01	83,8	1938—1960	23	3/VIII 1956	95,4	3—4/VIII 1956	105,4	24—26/VII 1951	118,6	
15/VII 1960	34,5	3 20	38,3	1936—1960	25	4/VIII 1944	95,0	18—19/VII 1948	119,3	18—20/VII 1948	130,1	

моря и Татарского пролива. В долине реки Амгуни и Нижне-Амурской низменности интенсивность доходит до 3 мм/мин. Самая высокая интенсивность 4,00—5,40 мм/мин наблюдается в предгорьях наветренных склонов Малого Хингана, Буреинского хребта и Сихотэ-Алинь. На станции Гвасюки 24/VII 1955 г. отмечена интенсивность 5,40 мм/мин, причем весь дождь продолжался 2 час 45 мин и дал 40,8 мм осадков. Выделяется из всех наблюдаемых дождей дождь на ст. Болонь 9—10/VIII 1658 г. продолжительностью 25 час 49 мин, давший сумму осадков 237,3 мм и максимальную за весь период интенсивность 3,70 мм/мин.

В большинстве случаев максимальные интенсивности наблюдались при прохождении коротких дождей с небольшой суммой осадков (табл. 3). Лишь в 30% случаев дожди продолжались более 5 час и в 12% дали слои осадков более 50 мм. В основном дожди большой продолжительности наблюдались на высокогорных станциях.

Максимальные суммы осадков за продолжительность 1 час в 40% случаев наблюдались при прохождении тех же самых дождей, во время которых зафиксированы и максимальные интенсивности (табл. 3). Изменяются часовые максимумы по территории в пределах 20—65 мм/час, увеличиваясь от побережья к предгорьям хребтов. Наибольшие суммы наблюдались на ст. Сектагли 62,4 мм/час 18/VII 1939 г., причем за весь дождь, продолжительностью 4 час 11 мин, выпало 80,1 мм; ст. Троицкое 63,0 мм/час 18/VII 1951 г., когда весь дождь продолжался 2 час 20 мин и дал 63,4 мм; и ст. Бира 62,4 мм/час, дождь длился 14 час 51 мин и дал 143,9 мм. Период наблюдений на этих станциях 15—20 лет.

Суточные максимумы осадков в большинстве случаев наблюдаются в иные даты, чем часовые и минутные интенсивности. Лишь в незначительном числе случаев максимальные слои за сутки выпали в те же даты, что и за час или минуту, например, на ст. Сухановка 6/VIII 1956 г., Болонь 9/VIII 1958 г., Бира 21/VIII 1949 г., Гвасюки 2—3/VIII 1956 г.

Максимальные суточные суммы изменяются по территории в диапазоне 60—240 мм. На ст. Болонь 9/VIII 1958 г. выпало 227,2 мм, т. е. за сутки выпала сумма, превысившая месячную норму осадков в этом районе. За весь дождь 9—10/VIII 1958 г. сумма осадков здесь достигла 265,8 мм. На ст. Екатерино-Никольское в мае 1894 г. суточный максимум достиг 240 мм, а в августе 1891 г. — 140 мм. Но, по-видимому, максимумы большие 200 мм имеют очень редкую повторяемость, так как такие значения зафиксированы только дважды. И обеспеченность таких максимумов во всяком случае меньше 1%.

Сравнительно часто и повсеместно наблюдаются максимальные суточные суммы большие 100—120 мм.

Дожди продолжительностью сутки и более охватывают одновременно большие территории и максимальные суммы за одну дату нередко наблюдаются по нескольким станциям. Так выделяется дождь 11/IX 1956 г., давший максимумы по станциям Хабаровск БГМС 99,3 мм, Елабуга 92,4 мм, Литовко 124,9 мм, Троицкое 78,3 мм, Кур 95,4 мм. В районе ст. Биракан и Бира максимальные суммы за сутки наблюдались 21/VIII 1949 г. и были соответственно равны 177,4 и 153,0 мм. В низовьях Амура по ст. Удинское и Богородское максимальные суммы 101,4 и 96,1 мм наблюдались 23/VIII 1957 г.

Суточные максимумы в большинстве своем проходят не изолированно, а в дождевых периодах в 2—4 суток, в течение которых выпадают слои также максимальные за эти продолжительности. Двухсуточные суммы на 10—40% превышают суточные, а суммы за трое суток увеличиваются еще на 5—15%. При дальнейшем увеличении продолжи-

тельности дождевого периода суммы осадков увеличиваются незначительно. Таким образом, для дождей большой продолжительности характерна зависимость показаний метеостанций в пространстве и времени.

Сведения о максимальных наблюденных суммах осадков за период наблюдений за 1 мин., 1 час., а также за 1—3 суток по всем станциям района приведены в табл. 3.

Для установления расчетных параметров осадков различной продолжительности обработаны записи дождей, давших слой, больший 10 мм по станциям, ряды наблюдений на которых равны или более 10 лет. За каждый год произведена выборка максимальных сумм минутной и часовой продолжительности. Для продолжительности 1 сутки использованы наблюдения по осадкомерам.

Полученные ряды максимальных сумм осадков для указанных продолжительностей обработаны общепринятым методом математической статистики. Значения расчетных параметров осадков по станциям, а именно: средние многолетние слои, коэффициенты вариации и асимметрии, а также слои осадков 1%-ной обеспеченности приведены в табл. 4. Коэффициенты асимметрии принимались из условия наилучшего соответствия теоретической и эмпирической кривых обеспеченности.

Рассматривая изменения расчетных параметров по территории, можно отметить для всех продолжительностей закономерное увеличение средних многолетних и обеспеченных сумм осадков от побережья Охотского моря и Татарского пролива в направлении на запад и юго-запад. Наибольшие значения этих параметров наблюдаются на наветренных предгорьях Хингана, Буреинского хребта и северных отрогах Сихотэ-Алинь, несколько уменьшаются расчетные параметры к центру горных районов.

Для минутной продолжительности средние многолетние интенсивности изменяются от 1,00 мм/мин по побережью и в долине Нижнего Амура до 1,60—2,00 мм/мин в районах г. Комсомольска и г. Хабаровска и центре Буреинского хребта, максимальные значения 2,50—2,60 мм/мин наблюдаются в бассейнах р. Биры и по северным отрогам Сихотэ-Алинь. Интенсивности 1%-ной обеспеченности изменяются по этим же районам от 2,20; 4,00—4,40 до 5,00—7,30 мм/мин.

Средние многолетние суммы осадков продолжительностью 1 час на побережье и в низовьях Амура составляют 15 мм, в районах г. Хабаровска и центре Буреинского хребта 20—22 мм, в предгорьях Буреинского хребта и Сихотэ-Алинь 25—27 мм. Суммы осадков 1%-ной обеспеченности в этих районах изменяются в пределах 25—30, 40—60, 60—75 мм.

Средние многолетние значения суточных максимумов осадков изменяются по территории следующим образом. На побережье Татарского пролива и Охотского моря, в нижнем течении рек Амура и Амгуни норма суточных максимумов составляет 35—40 мм. В направлении на запад и к центру горных хребтов она равна 45—50 мм, а в предгорьях Хингана, Буреинского хребта и на северных отрогах Сихотэ-Алинь 55—60 мм.

Суточные максимумы 1%-ной обеспеченности равны в этих же районах соответственно 90—100, 100—110, 120—170 мм.

Коэффициенты вариации изменяются для любой из рассмотренных продолжительностей в широких пределах. Наблюдается тенденция увеличения C_v для станций труднодоступных влагонесущим ветрам. Особенно большим диапазоном C_v отличаются ряды максимальной

Расчетные параметры осадков продолжительности 1 минута, 1 час, 1 сутки

Местан- ции на схеме	Название станций	Число лет	Одна минута						Число лет	Один час						Число лет	Одни сутки					
			H_{cp}	C_v	C_s	$H_{1\%}$	A_M	B_M		H_{cp}	C_v	C_s	$H_{1\%}$	$A_{\text{ч}}$	$B_{\text{ч}}$		H_{cp}	C_v	C_s	$H_{1\%}$	$A_{\text{с}}$	$B_{\text{с}}$
1	Удинское															25	40,0	0,48	$4C_v$	108	21	43
3	Полины Осиненко	12	1,25	0,73	$2C_v$	4,27	1,0	2,0	13	13,9	0,66	$2C_v$	43,5	8,0	18	27	41,1	0,51	$4C_v$	108	21	43
4	Богородское	13	0,95	0,44	$2C_v$	2,18	1,0	1,0	13	14,4	0,30	$2C_v$	26,3	13	7,0	25	34,4	0,46	$4C_v$	88,5	19	35
5	Софийский Прииск	10	1,73	0,48	$2C_v$	4,22	1,5	1,5	10	23,0	0,63	$2C_v$	69,2	15	28	27	48,0	0,32	C_v	90,8	43	25
6	Усть-Умалья	14	1,31	0,60	$2C_v$	3,78	1,0	1,5	14	20,4	0,60	$2C_v$	5,0	14	23	25	50,8	0,33	$4C_v$	105	40	33
8	Сухановка															24	44,4	0,35	$4C_v$	95,1	33	31
9	Чекунда															25	53,3	0,30	$4C_v$	104	44	30
10	Ирумка															16	48,9	0,31	$4C_v$	103	37	33
11	Комсомольск на Амуре	13	1,74	0,51	$2C_v$	4,44	1,0	2,0	13	17,1	0,32	$2C_v$	32,4	16	8,0	29	46,8	0,33	$2C_v$	98,0	40	29
12	Сектагли	17	2,40	0,48	$2C_v$	5,85	2,0	2,0	17	26,5	0,51	$2C_v$	67,5	19	24	25	59,2	0,43	$4C_v$	146	38	54
14	Сегжема															17	46,1	0,32	$4C_v$	93,2	36	29
15	Сихоте-Алинь															15	49,1	0,36	$4C_v$	107	36	36
16	Сутур															21	53,9	0,32	$4C_v$	109	42	34
17	Кур															23	59,3	0,30	C_v	108	52	30
18	Болонь															17	57,7	0,38	$4C_v$	130	44	44
19	Каменка	10	2,35	0,37	$2C_v$	4,84	2,0	1,5	10	22,5	0,31	$2C_v$	41,8	21	11	19	54,6	0,43	$2C_v$	124	48	38
20	Тумнин															10	38,8	0,28	$4C_v$	72,5	33	20
21	Поярково															24	4,5	0,38	$2C_v$	88,9	36	27
22	Троицкое	20	1,78	0,48	$2C_v$	4,37	1,0	2,0	19	20,8	0,62	$2C_v$	61,8	14	24	29	46,1	0,31	$2C_v$	85,6	43	22
23	Литовко															13	67,5	0,39	$4C_v$	155	46	55
26	Бира	16	2,17	0,30	$4C_v$	4,22	1,5	1,5	16	25,6	0,47	$4C_v$	67,5	15	26	29	65,4	0,46	$4C_v$	170	38	65
27	Облучье	16	2,45	0,50	$2C_v$	6,15	2,0	2,5	16	23,2	0,38	$2C_v$	48,5	20	15	43	51,9	0,39	$4C_v$	119	37	42
28	Бирахан	10	1,87	0,50	$2C_v$	4,70	1,0	2,0	10	25,9	0,41	$2C_v$	56,8	23	17	26	62,8	0,51	$4C_v$	176	31	73
30	Елабуга															22	48,4	0,35	$4C_v$	104	36	34
31	Архангеловка	11	2,03	0,53	$2C_v$	5,33	1,0	2,0	11	28,7	0,30	$2C_v$	52,4	24	14	14	60,1	0,37	$2C_v$	124	50	37
32	Смидович	19	2,21	0,43	$2C_v$	5,00	1,0	2,0	19	27,2	0,38	$4C_v$	61,5	21	20	28	59,5	0,35	$4C_v$	127	46	40
33	Тивяку	14	2,14	0,29	$4C_v$	4,08	1,5	1,5	14	26,8	0,30	$4C_v$	52,0	22	15	22	54,5	0,26	$2C_v$	92,9	48	23
34	Хабаровск БГМС	14	1,60	0,33	$2C_v$	4,20	1,0	1,5	15	20,6	0,31	$4C_v$	57,9	13	22	17	49,5	0,42	$4C_v$	120	31	45
35	Хабаровск агромет.															12	58,6	0,36	$2C_v$	118	51	35
37	Ленинское	10	2,09	0,42	$2C_v$	4,65	1,0	2,0	10	23,4	0,36	$2C_v$	47,4	20	14	18	53,4	0,42	$4C_v$	119	42	39
38	Екатерино-Ни- кольское	13	1,93	0,37	$4C_v$	4,28	1,5	1,5	13	22,0	0,40	$4C_v$	51,5	15	18	25	50,5	0,29	$2C_v$	90,7	44	24
39	Гвасюки	13	2,59	0,58	$2C_v$	7,29	2,0	2,5	13	27,4	0,59	$2C_v$	78,0	18	30	23	61,1	0,32	$2C_v$	116	56	30
40	Вяземская	16	2,56	0,51	$2C_v$	6,53	2,0	2,5	16	22,5	0,35	$2C_v$	43,3	20	12	25	48,8	0,40	$4C_v$	114	33	41

интенсивности за 1 мин от 0,29 по ст. Тивику до 0,73 по ст. Полины Осипенко.

Для суточных максимумов диапазон изменения c_v остается от 0,26 до 0,51 по этим же станциям. Коэффициенты асимметрии изменяются от $2C_v$ до $4C_v$ (табл. 4).

Таким образом, для параметров C_v и C_s не намечается каких-либо четких закономерностей изменения по территории или по времени. Это послужило основанием для определения географических параметров для каждого интервала времени, которые позволяют рассчитывать осадки различной обеспеченности для географических районов.

Географические параметры определены по построенным для каждой станции зависимостям $H_p = f(\lg N)$, где H_p — слой осадков p — процентной обеспеченности в мм, N — повторяемость в годах. Между значениями p и N , очевидно, имеется равенство вида

$$p = \frac{100}{N} \%$$

Для любых продолжительностей зависимости $H_p = f(\lg N)$ представляются прямыми линиями и могут быть записаны в общем виде

$$H_{p,t} = A_t + B_t \lg N,$$

где $H_{p,t}$ — слой осадков p — процентной обеспеченности для рассматриваемой продолжительности осадков t в мм, A_t и B_t — географические параметры для заданной продолжительности. Причем величина A_t дает сумму осадков ежегодной повторяемости, параметр B_t отражает изменчивость осадков по годам.

Значения географических параметров для продолжительностей 1 мин, 1 час и 1 сутки приведены по станциям в табл. 4. Параметры A_t и B_t для любых продолжительностей плавно изменяются по территории, увеличиваясь от побережья Татарского пролива в западном направлении, они имеют максимальные значения в предгорьях Хингана, Буреинского хребта и северных отрогах Сихотэ-Алинь.

Для максимальной интенсивности ливня в 1 мин значения параметров изменяются следующим образом. На восточном побережье и в низовьях Амура параметры $A_m = 1,0$ и $B_m = 1,0$, при этом значения максимальной интенсивности ливня повторяемостью 1 раз в 100 лет равно $H_m = 3,00$ мм/мин. Далее, на запад и юго-запад параметр B_m увеличивается до 1,5—2,0, что дает увеличение H_m до 4—5 мм/мин. Наконец, в предгорьях Буреинского хребта и северных отрогах Сихотэ-Алинь параметр A_m доходит до 2,0, а B_m до 2—2,5, что соответствует значению $H_m = 6—7$ мм/мин. Небольшие величины параметров получены по ст. Софийский Прииск $A_m = 1,5$, $B_m = 1,5$ и Усть-Умалта $A_m = 1,0$, $B_m = 1,5$, что, по-видимому, объясняется уменьшением интенсивности осадков в наиболее удаленном от моря северо-восточном районе Буреинского хребта. Величина H_m — максимальная интенсивность осадков за 1 мин, т. е. имеет тот же самый физический смысл, что и параметр S в рекомендациях ГГИ [2], но значения H_m 1%-ной обеспеченности получены в 2—2,5 раза меньше, чем в указанных рекомендациях ГГИ.

Для продолжительности осадков 1 час параметры изменяются по территории аналогично. На побережье и в низовьях Амура $A_ч = 15$, $B_ч$ около 10, далее, $A_ч$ увеличивается до 20, а $B_ч$ до 15—20, максимальные значения $A_ч = 22—24$, $B_ч = 24—30$, что соответствует суммам осадков 1%-ной обеспеченности 60—78 мм/час.

Для суточных максимумов осадков увеличение параметров A_c и B_c идет в том же направлении, A_c от 20 до 56, B_c от 20 до 73. В

закключение следует отметить, что так как параметры не картированы в виде изолиний, то при определении расчетных сумм осадков для одной из рассмотренных продолжительностей необходимо принимать их по ближайшей метеостанции. При необходимости их расчета для той или иной площади их следует брать как средние арифметические по метеостанциям, находящимся на этой площади и у ее водоразделов. Суммы осадков различной обеспеченности, рассчитанные по формуле $H_{p,t} = A_t + B_t \lg N$ по рекомендованным для станций параметрам, отличаются от сумм, определенных по параметрам $H_{ср}$, C_{σ} и C_s , на 1—2%.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Статистические закономерности выпадения дождей. Труды ГГИ 14 (68), 1949.
 2. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
-

Н. Н. Соловьева

РАСЧЕТ ГИДРОГРАФОВ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ В БАССЕЙНЕ НИЖНЕГО АМУРА

Рассматривается расчет гидрографов дождевых паводков по генетической формуле стока методами картографическим и элементарного паводка. Приводится зависимость основных параметров кривых распределения стока, полученных методом элементарного паводка, от физико-географических характеристик бассейнов, даются типовые кривые для различных бассейнов, которые могут быть использованы для расчетов гидрографов при отсутствии наблюдений.

При проектировании и эксплуатации гидротехнических сооружений требуется знание не только максимального расхода, но и всего гидрографа стока. Причем при проектировании необходим гидрограф заданной p -процентной обеспеченности, при эксплуатации же сооружений необходим прогноз хода стока с некоторой заблаговременностью.

Теоретически обе эти задачи могут быть решены расчетом по генетической формуле стока, описывающей закономерность формирования расходов в замыкающем створе от осадков, выпадающих на площадь водосбора.

Генетическая формула, как известно, может быть записана

$$y_T = \sum_{i=1}^{i=n} f'_i (x \cdot \alpha)_{T-(i-1)\Delta t}, \quad (1)$$

где y_T — высота слоя поверхностного стока в замыкающем створе в момент времени T , в мм,

f'_i — относительные величины единичных площадей одновременного стекания или ординаты кривой распределения стока,

n — число ординат кривой распределения стока,

x — средний по площади слой осадков, в мм,

α — средний по площади коэффициент стока.

Согласно формуле (1), сток в замыкающем створе в момент времени T равен сумме слоев стока с различных частей водосбора от осадков, выпавших в прошлый период времени. Следовательно, при практическом использовании генетической формулы необходимо решить три задачи, а именно: выбор расчетных осадков или их прогноз, расчет или прогноз коэффициентов стока, а также определение для каждого бассейна числа и самих величин ординат кривой распределения стока.

Общим моментом в названных выше направлениях использования генетической формулы является расчет для каждого водосбора ординат кривой распределения стока. Из всех методов расчета ординат наибольшей известностью пользуются методы элементарного паводка

и картографический с построением карты русловых и склоновых изохрон. В отношении возможности практического применения этих методов следует отметить, что первый из них может быть непосредственно применен только для бассейнов, имеющих данные наблюдений по стоку, второй же может быть использован для бассейнов, не имеющих наблюдений по стоку. Но для применения второго метода требуется назначение для каждого речного бассейна расчетных скоростей склонового и руслового стекания, что представляет собой не только практическую, но и методическую трудность. Поэтому в действительности метод изохрон используется для бассейнов, имеющих наблюдения либо по стоку и осадкам, либо по скоростям в русле.

Поверочные расчеты гидрографов дождевых паводков на ряде рек Нижнего Амура с использованием ординат кривых распределения стока, полученных методом элементарного паводка и изохрон, показывают, что в преобладающем большинстве первый способ дает наилучшее соответствие вычисленного и наблюдаемого паводка. При этом все элементы, кроме кривых распределения стока, а именно: величина и распределение осадков, значение коэффициентов стока в обоих случаях принимались одинаковыми. Таким образом, точность расчетов зависит только от степени соответствия кривых распределения стока полученных названными выше способами, истинной кривой распределения для каждого бассейна.

Расчетные величины ординат кривых распределения методом элементарного паводка для каждого бассейна получены как графически средние из 8—12 кривых распределения, вычисленных по единичным паводкам. Так как в большинстве случаев единичных паводков, т. е. паводков, вызванных осадками, которые выпадали в одну единицу времени — в нашем случае одни сутки, встречается на реках ограниченное число, то использовались сложные паводки, вызванные двух- и трехсуточными осадками. В этом случае сложные паводки графически расчленялись на элементарные (единичные) по методике, изложенной в [1].

Ординаты кривых распределения вычислялись по формуле

$$f'_i = \frac{y_i}{\sum y}, \quad (2)$$

где y_i — слой поверхностного стока единичного паводка в i -ю единицу времени, в мм/сутки,

$\sum y$ — объем всего элементарного паводка, в мм.

Таким образом, ординаты кривой распределения стока равны отношению соответствующих суточных слоев поверхностного стока к слою стока за весь паводок.

Ординаты кривых распределения стока методом изохрон вычислялись по соотношению

$$f'_i = \frac{f_i}{F}, \quad (3)$$

где f_i — единичные площади одновременного стекания, заключенные между двумя смежными изохронами;

F — площадь всего бассейна.

Изохроны на картах бассейнов проводились по методике, изложенной в [2]. Число единичных площадей назначалось для каждого водосбора равным числу единиц времени бассейнового времени добега- ния осадков с этого водосбора. Последнее определялось по совмещенным графикам средних по бассейну осадков и паводков, которые вызваны

этими осадками, как разница между датами конца спада паводка на линии грунтового питания и конца выпадения осадков.

Скорости стекания брались постоянными в пространстве и времени, так как при проведении изохрон расстояния между ними на картах сохранялись одинаковыми. Таким образом, скорости стекания принимались фактическими средними. Очевидно, что применение в этом методе не фактических, а расчетных скоростей не улучшило бы результатов.

Худшие результаты расчета гидрографов паводков при использовании кривых распределения стока, полученных методом изохрон, объясняются неучетом в этом методе бассейновой и русловой трансформации волны паводка, а также переменных во времени и пространстве скоростей стекания.

В методе же элементарного паводка, в котором ординаты кривой распределения вычисляются по единичным паводкам в замыкающем створе, учитываются моменты трансформации и переменных скоростей, так как сток является интегральной характеристикой формирующих его условий.

Использование генетической формулы для целей расчета гидрографа паводка наиболее важно для водотоков, не имеющих наблюдений по стоку. Следовательно, на таких водотоках непосредственно не может быть применен метод элементарного паводка. Для возможности использования метода при отсутствии наблюдений по стоку в работе произведена типизация кривых распределения стока по физико-географическим характеристикам водосборов. В табл. 1 приведены ординаты осредненных кривых распределения стока по ряду рек бассейна Нижнего Амура, полученные методом элементарного паводка, и гидрографические характеристики бассейнов. Как видно из таблицы, наблюдается связь между основными характеристиками кривых распределения, как продолжительность кривой или значением бассейнового времени добегания (τ_0), временем сдвига дат максимума стока и максимума осадков ($\tau_{сдв}$) или продолжительностью подъема элементарного паводка (τ_n), величиной и положением максимальной ординаты кривой распределения ($f_{\max}$) и такими гидрографическими характеристиками речных бассейнов, как величина площади водосбора, уклон водотоков, процент заболоченности и озерности бассейнов.

Для рек с большими площадями водосборов, небольшими уклонами водотоков и большим процентом заболоченности, как, например, Горин-Бактор $F=18300 \text{ км}^2$, $J_{\text{ср. вэв}}=1,16\%$, $f_6=26\%$ и Амгунь-Гуга $F=41000 \text{ км}^2$, $J_{\text{ср. вэв}}=1,27\%$, $f_6=11\%$, кривые распределения стока имеют большую общую продолжительность, т. е. τ_0 достигает соответственно до 13—17 суток, продолжительность подъема кривых τ_n равна 4—7 суткам, причем кривая для р. Амгунь-Гуга имеет три нулевые начальные ординаты, максимальные ординаты кривых $f_{\max}$ равны 12—13%, ветви подъема и спада кривых близки к прямолинейным.

Противоположная картина наблюдается для небольших водосборов со значительными уклонами водотоков при отсутствии болот на бассейнах, например, р. Кичмари-Малмыж $F=62,0 \text{ км}^2$, $J_{\text{ср. вэв}}=5,36\%$, болот нет и р. Кульдур-Известковая $F=1080 \text{ км}^2$, $J_{\text{ср. вэв}}=5,26\%$, $f_6=1\%$.

Кривые распределения подобных бассейнов отличаются небольшой общей продолжительностью, τ_0 равна 6—7 суткам, продолжительность подъема τ_n равна 1—2 суткам, причем подъем начинается в день выпадения осадков, максимальная же ордината составляет

Ординаты осредненных кривых распределения стока рек

Река, пункт	Площадь водосбора, км ²	Средне-взвешенный уклон реки, ‰	Заболоченность, %	Ординаты кривых распределения							
				0	1	2	3	4	5	6	7
Кичмари											
Малмыж	62,0	5,36	—	15	45	20	10	5	3	2	0
Икура											
Биробиджан	155	2,10	20	3	13	27	21	14	10	7	4
Черная*											
Черная речка	197	1,18	3	6	23	30	21	12	5	2	1
Малая Бира											
Бирушка	760	1,06	14	1	3	9	24	21	17	12	7
Кульдур											
Известковая	1080	5,26	1	5	38	24	15	9	6	3	0
Архара											
Хара	1090	2,96	12	7	35	25	15	10	5	3	0
Дарги											
Голубичное	1160	0,62	34	2	4	9	20	17	14	11	9
Каменушка											
Лондоко	1490	6,22	3	6	39	21	15	10	6	3	0
Сутара											
Известковая	1570	1,01	5	5	21	35	18	11	6	3	1
Бира											
Биракан	2970	0,88	3	5	15	21	18	12	8	4	2
Амгунь											
Ирумка	3750	4,19	—	4	41	24	15	8	5	3	0
Бира											
Биробиджан	7560	0,70	6	3	13	20	16	13	10	8	6
Архара											
Аркадьевка	8160	1,32	9	2	8	25	21	16	11	7	5
Урми Кукан	10600	3,80	2	3	13	25	18	14	10	7	5
Кур устье											
р. Синка	11400	1,73	7	1	4	10	19	17	15	12	9
Горин Бактор	18300	1,16	26	2	4	8	12	16	15	13	10
Горин											
Таланда	20300	1,10	24	3	6	10	12	15	13	11	9
Тунгуска											
Архангеловка	29400	1,57	13	1	2	4	7	11	13	12	10
Амгунь Гуа	41000	1,27	11	0	0	0	2	4	7	10	12

* Распаханность бассейна равна 23%.

50—40% от общей суммы ординат, кривые подъема и спада вогнуты, имеют вид парабол.

Увеличение площади водосборов дает возрастание временных характеристик и уменьшение максимальных ординат кривых распределения стока. Но влияние одного фактора, а именно площади бассейна, при сходных значениях уклонов и заболоченности сказывается лишь при значительном увеличении площади. Это объясняется, по-видимому, тем, что на водосборах с одинаковыми уклонами, но с разными величинами площадей склоновое время добегания одинаково, разница же в русловом не отражается на значениях бассейнового времени добегания, так как оно составляет незначительную часть от последнего. Это иллюстрируется сопоставлением временных характеристик кривых распределения стока рек Амгунь — Ирумка $F = 3750 \text{ км}^2$ и Кульдур — Известковая $F = 1080 \text{ км}^2$ (табл. 1).

Особенно большая роль в изменении характеристик кривых распределения принадлежит уклону водотоков. Например, реки Кульдур — Известковая и Сутара — Известковая имеют одного порядка величины площадей водосборов и степени заболоченности, средневзвешен-

ления стока от дня выпадения осадков, %											Σ	Бассейновое время добе- гания, сут.	Продолжи- тельность подъема, сут.	Макси- мальная ордината, %
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17					
											100	7	1	45
1	0										100	9	2	27
0											100	8	2	30
4	2	0									100	10	3	24
											100	7	1	38
											100	7	1	35
4	3	1	0								100	12	3	20
											100	7	1	39
0											100	8	2	35
0											100	8	2	21
											100	7	1	41
5	3	2	1	0							100	12	2	20
3	2	0									100	10	2	25
3	2	0									100	10	2	25
7	4	2	0								100	11	3	19
8	6	4	2	0							100	12	4	16
7	5	4	3	2	0						100	13	4	15
9	7	6	5	4	3	3	2	1	0		100	17	5	13
14	11	10	9	7	6	4	3	1	0		100	17	8	12

ные уклоны водотоков равны соответственно 5,26 и 1,01%. Эта разница сказывается на характеристиках кривых распределения стока следующим образом. Бассейновое время добегания равно на р. Сутара 8 суткам и на р. Кульдур 7 суткам, продолжительность подъема соответственно — 3 и 2 суткам, значения максимальных ординат 30 и 35%. Аналогичную картину дают такие реки, как Бира — Биробиджан $F = 7560 \text{ км}^2$, $J_{\text{ср. взв.}} = 0,70\%$, $f_6 = 6\%$ и Архара п. — Аркадьевка $F = 8160 \text{ км}^2$, $J_{\text{ср. взв.}} = 1,32\%$, $f_6 = 9\%$ (табл. I).

Таким образом, увеличение уклона водотоков приводит к уменьшению временных характеристик кривых распределения стока и к возрастанию доли максимальной ординаты. Это объясняется процессом формирования стока с речных бассейнов. Увеличение уклона водотока (который можно считать и показателем уклона бассейна) дает увеличение скоростей стекания, следовательно, приводит к уменьшению временных характеристик кривых распределения. Увеличение уклонов приводит также к возрастанию площади, с которой осуществляется сток за один и тот же интервал времени, что отражается в увеличении доли максимальной ординаты.

В отношении влияния заболоченности можно отметить следующее. Большой процент заболоченности площади бассейна сказывается в выполаживании ветвей подъема и спада сложных и единичных паводков. Поэтому затрудняется выделение элементарных и расчленение сложных паводков на простые. При построении же кривых распределения наблюдается наибольший разброс отдельных кривых от средних. По-видимому, в этом сказывается различное регулирующее влияние болот в зависимости от степени насыщения их водой перед началом паводка.

Кривые распределения стока бассейнов с большой заболоченностью отличаются увеличением продолжительности подъема и особенно спада и уменьшением значений максимальных ординат. Это видно из сопоставления характеристик рек Сутара — Известковая $f_6 = 5\%$ и Дарги — Голубичное $f_6 = 34\%$ (табл. I).

Таким образом, характеристики кривой распределения стока зависят от основных гидрографических особенностей водосборов. Это позволяет принять кривые в качестве типовых районных кривых распределения стока для рек с подобным диапазоном площадей водосборов, уклонов, степени заболоченности для расчетов гидрографов паводков при отсутствии на них наблюдений по стоку. Среднее расхождение паводков, рассчитанных по типовым кривым, от наблюдаемых порядка 15%, максимальное — 30%.

При расчетах типовых кривых применен, как было указано выше, метод элементарного паводка. При его использовании встречаются ограничения. Основное из них — величина площади водосбора. Для бассейнов с площадями, большими 50000 км², метод не может быть использован. Кроме того, затрудняется его применение для бассейнов с большой степенью заболоченности. Это указывает на необходимость, наряду с методом элементарного паводка, развивать другие методы расчета кривых распределения стока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М. Краткосрочные прогнозы стока на равнинных реках. Гидрометеоздат, Л., 1956.
2. Соколовский Л. Л. Методика построения гидрографа ливневого стока по осадкам. Труды ГГИ, вып. 14(68), 1948.
3. Gray D. M. Synthetic Unit Hydrographs for Small Watersheds. Journal of the Hydraulics Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers. 1961, m87, № Ny 4.

В. Г. Орлов, В. А. Шелутко

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖИДКИХ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ КАМЧАТКИ

Рассматриваются синоптические условия формирования осадков на территории Камчатки.

Приводится анализ распределения суточных слоев осадков по территории и основные расчетные характеристики осадков.

Даются рекомендации по применению расчетных величин осадков в гидрологической практике.

Известно, что отдельные отрывочные измерения осадков на Камчатке производились с 1837 г. Однако первые непрерывные ряды наблюдений имеются лишь с 1914 г., который и можно считать годом начала регулярного изучения режима осадков. К началу 1963 г. в различные периоды времени по территории полуострова функционировали уже около 60 метеостанций и постов, ведущих наблюдения над осадками. Причем по 19 станциям и постам продолжительность наблюдений составляла 10 лет и менее, по 25 станциям и постам от 10 до 20 лет, по 10 станциям от 20 до 30 лет и по 6 станциям более 30 лет.

Отметим, что имеющиеся пункты наблюдений сосредоточены в основном на юге, западе и центральной части полуострова и приурочены либо к морским побережьям, либо к долинам крупных рек. На севере и по восточному побережью полуострова сеть наблюдений чрезвычайно редка. Очень важно и то, что большинство пунктов расположены на равнинных частях территории, горные же районы освещены наблюдениями совершенно недостаточно.

Схема распределения этих пунктов наблюдений представлена на рис. 1.

1. Синоптические условия формирования осадков

Не останавливаясь подробно на физико-географических и климатических особенностях, в достаточной степени освещенных в работе [5], отметим лишь, что климат Камчатки очень своеобразен и не похож ни на муссонный климат Приморья, ни на океанический климат Курильских и Алеутских островов.

Особенности климата Камчатки обусловлены преимущественно сложной циркуляцией атмосферы, заключающейся в сочетании [1]:

1. Зональной циркуляции атмосферы умеренных широт, влияние которой усиливается наличием алеутского минимума, порождающего фронты и серии циклонов. С этим типом циркуляции связаны ветры западных направлений.

2. Муссонной циркуляции (восточноазиатские муссоны), возникающей в результате неодинакового нагревания и охлаждения суши и моря. На Камчатке больше выражен летний муссон, так как зимний постоянно нарушается прорывами циклонов.

3. Местной циркуляции, обусловленной вхождением зимой гребня высокого давления в пределы Центрально-Камчатской депрессии.

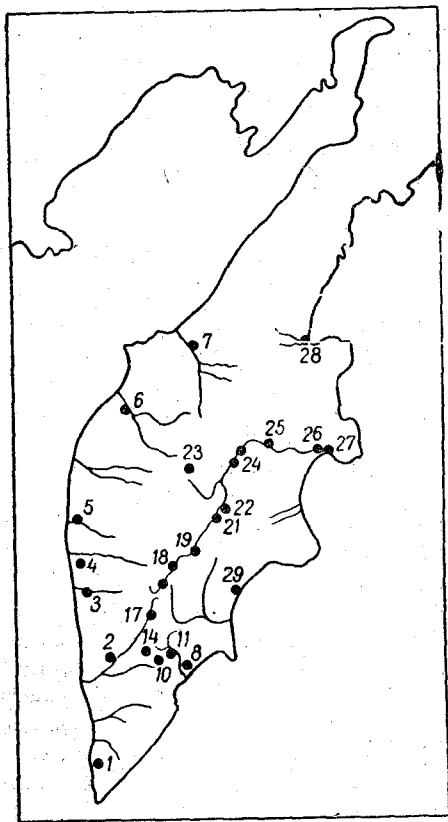


Рис. 1. Схематическая карта пунктов наблюдений за осадками. Номера по табл. 1.

Таким образом, наибольшему воздействию циклонической деятельности подвержено юго-восточное побережье с годовой суммой осадков 1100—1200 мм, затем западное побережье с годовой суммой осадков 600—1000 мм и наименьшее влияние циклонической деятельность оказывает в срединной части Камчатского полуострова, где годовое количество осадков достигает только 300—400 мм.

2. Распределение суточных слоев осадков

Территория Камчатки характеризуется исключительно высокими суточными максимумами дождевых осадков (табл. 1), превышающими или близкими по своей величине к суточным максимумам на о. Сахалин и в бассейне р. Амур. По имеющимся данным наблюдений наибольшие суммы осадков за сутки отмечаются на юго-восточном побережье, где максимальная наблюденная величина 30/XI 1942 г. достигла 178 мм (ГМС Петропавловск). К северу вдоль восточного побере-

Муссонность климата увеличивается по направлению к северу. К югу влияние муссонов уменьшается, климат становится более океаническим, усиливается значение общей зональной циркуляции. Схема перемещения южных циклонов представлена на рис. 2. По направлению перемещения эти циклоны разделяются на четыре группы [1]:

Циклоны первой группы наблюдаются в октябре, ноябре и декабре. Влияние их на климат Камчатки сравнительно незначительно.

Воздействие циклонов второй группы, проявляющееся главным образом на западной части полуострова, наблюдается в течение всего года, но чаще всего с сентября по март с максимумом в январе.

На третью группу приходится наибольшее число (62 %) южных циклонов. Эти циклоны оказывают воздействие на климат Камчатки в течение всего года, но наибольшая повторяемость их приходится на май, наименьшая на июнь. Район их деятельности включает в основном южную и частично северо-восточную часть Камчатки.

Циклоны четвертой группы выходят к южным и восточным берегам Камчатки в январе и феврале.

жья происходит постепенное уменьшение суточных сумм осадков до 80—90 мм.

На западном побережье суточные суммы осадков значительно меньше. Максимальный суточный слой отмечался здесь на ГМС Соболево 9/VII 1955 г. и достигал 92,2 мм, т. е. составлял всего 52% от максимума на восточном побережье.

Наименьшее значение суточных сумм осадков наблюдается в пределах центральной Камчатской депрессии, где наибольший максимум (не считая побережья) достигал по данным ГМС Ключи 17/VII 1955 г. 61,9 мм, что составляет всего 35% от максимума по восточному побережью.

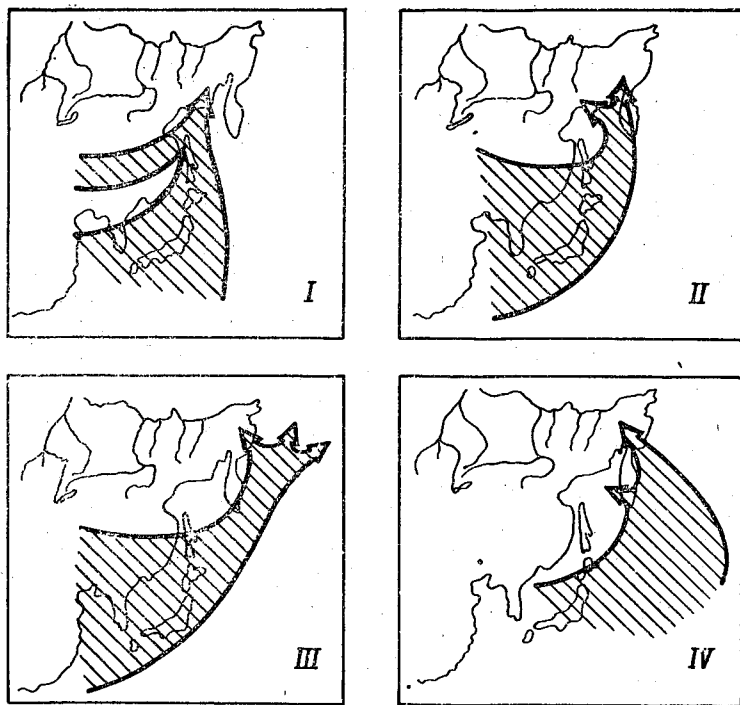


Рис. 2. Пути перемещения южных циклонов (по группам [3]).

Отметим также общее уменьшение суточных слоев осадков с удалением от побережья, особенно интенсивное для пересеченного рельефа, что, по-видимому, связано с истощением влагозапасов воздушных масс на наветренных склонах горных массивов. Так, если в Петропавловске максимальный суточный слой осадков по данным наблюдений достигает 178 мм, то уже в Паратунке (см. рис. 1) он равен 168 мм, совхоз Дальний 111 мм, Елизово 89,2 мм, Коряки 75,6 мм и Малка 70,2 мм. То-есть, вопреки часто принимаемому некоторыми авторами предположению о общем увеличении суточных максимумов, в горах происходит уменьшение их. В этом смысле представляется небезинтересным замечание о том, что увеличение годовых сумм осадков с высотой местности (если оно в данном случае имеется) происходит в основном за счет большего числа дождей со слоем до 10 мм.

Максимальные суточные слои осадков наблюдаются обычно в дождливые периоды продолжительностью, как правило, не менее 2—3 дней,

Таблица 1

Наблюдаемые суточные максимумы осадков

№ п.п.	Станция	Период наблюдений	Число лет	Наблюдаемый максимум					
				суточный		2-х суточный		3-х суточный	
				мм	год	мм	год	мм	год
1	Озерная	1936—1959	24	65,5	1950	103	1950	108	1950
2	Большерецкий совхоз	1947—1959	13	74,1	1948	86,0	1949	91,1	1953
3	Привольное	1948—1963	16	63,7	1949	90,0	1949	94,7	1949
4	Соболево	1936—1963	28	92,2	1955	124	1955	132	1955
5	Крутогорово	1949—1963	15	47,1	1949	88,6	1963	107	1963
6	Хайрюзово	1955—1963	9	38,0	1963	78,5	1963	79,3	1963
7	Тигиль	1950—1963	14	45,7	1950	52,9	1950	66,3	1950
8	Петропавловск	1929—1963	34	178	1942	315	1942	334	1942
9	Николаевка	1953—1963	11	99,2	1953	137	1953	137	1953
10	Паратунка	1951—1963	13	168	1953	238	1953	238	1953
11	Елизово	1936—1963	28	89,2	1952	105	1952	106	1952
12	Совхоз Дальний	1946—1963	18	111	1952	170	1953	170	1953
13	Коряки	1954—1963	10	75,6	1959	76,4	1959	89,6	1962
14	Начики	1936—1963	28	75,1	1954	87,8	1940	116	1940
15	Начикинский совхоз	1953—1963	11	56,6	1957	69,4	1957	79,7	1957
16	Начилово	1951—1963	13	74,8	1961	95,4	1961	96,6	1961
17	Малка	1950—1963	14	70,2	1962	93,9	1961	96,6	1962
18	В. Камчатск	1948—1963	15	45,1	1954	54,7	1954	58,6	1954
19	Мильково	1936—1956	21	33,8	1946	50,8	1946	53,9	1940
20	Шапино	1947—1963	14	34,5	1958	40,5	1957	44,2	1917
21	Ср. Камчатск	1953—1963	11	34,2	1962	40,9	1956	43,0	1962
22	Толбачик	1919—1963	13	32,0	1950	36,1	1950	46,0	1963
23	Эссо	1941—1963	23	46,1	1955	54,6	1956	63,2	1956
24	Козыревск	1928—1963	36	36,9	1945	68,5	1940	70,0	1936
25	Ключи	1928—1963	36	61,9	1955	67,8	1955	68,0	1955
26	Н. Камчатск	1949—1963	15	85,3	1959	88,8	1959	88,8	1959
27	Усть-Камчатск	1914—1963	50	43,3	1957	56,5	1949	56,7	1949
28	Ука	1937—1961	24	46,2	1946	68,6	1946	71,2	1946
29	Семлячки	1935—1963	29	161	1942	234	1942	266	1942

причем суточные максимумы наступают чаще всего в середине или несколько реже в начале дождливого периода. Интересно отметить, что суточные максимумы составляют обычно больше 50% от всего слоя дождя и нередко достигают 60—70%. Распределение двухсуточных и трехсуточных максимумов осадков по территории соответствует примерно распределению суточных максимумов и если отличается, то лишь еще большей контрастностью.

3. Расчет многодневных слоев осадков различной обеспеченности

Из различных методов расчета статистических параметров и построения кривых обеспеченности нами выбран расчет по непосредственно имеющимся в каждом из пунктов рядам наблюдений. При этом исходим из следующего:

1. Имеющиеся в нашем распоряжении ряды наблюдений над осадками в большинстве случаев сравнительно коротки и не позволяют выяснить наличие или отсутствие и характер циклических изменений многодневных сумм осадков.

2. Для определения среднего суточного максимума осадков с точностью 10% требуется, исходя из теории ошибок, при коэффициенте вариации $C_v = 0,50$ (среднее значение по рассматриваемой территории) не менее 25 лет наблюдений и с точностью 20% при тех же условиях не менее 6 лет. Для расчета коэффициента вариации с точностью 20% при тех же условиях требуется не менее 20 лет наблюдений.

3. Сопоставление односуточных, двухсуточных и трехсуточных сумм осадков по различным станциям показало довольно высокую степень синхронности их изменений, причем коэффициент корреляции связи односуточных максимумов достигает 0,60—0,70.

4. В каждом отдельном районе распределение максимумов в среднем вполне определено, т. е. не является случайным.

Учитывая названные особенности, мы вынуждены были отказаться, во-первых, от применения метода годостанций, исходящего из условий независимости изменений максимальных суточных сумм и полного подобия генезиса их формирования. Применение этого метода в данном случае привело бы к кажущемуся повышению точности расчетов за счет искусственного увеличения длительности ряда наблюдений. В действительности, учитывая корреляцию максимальных суточных осадков, определяемую синхронностью их долговременных изменений в каждом данном районе, увеличение длительности ряда не означает увеличение объема информации, а представляет из себя лишь повторение одной и той же выборки. Во-вторых, пришлось отказаться и от применения метода районных кривых обеспеченности, исходящего из условия случайности распределения максимумов по территории каждого рассматриваемого района. Это объясняется тем, что сеть наблюдений над осадками на Камчатке настолько разрежена, что выделение районов однородных в зональном отношении, распределение максимумов в которых было бы случайным, невозможно. Использование этого метода для рассматриваемых районов с явными зональными признаками изменений максимумов осадков в них привело бы к искажению определяемых величин.

Таким образом, в данном случае наиболее точными и объективными характеристиками оказываются статистические параметры, рассчитанные непосредственно по имеющимся рядам наблюдений. Результаты расчета представлены в табл. 2.

Распределение обеспеченных максимумов по территории в общем повторяет распределение наблюденных максимумов. Аналогичным образом изменяются по территории и величины коэффициентов вариации, т. е. наибольшие значения их наблюдаются на юго-восточной части (0,70 — Петропавловск и Паратунка, 0,60 — Елизово); на западном побережье значение коэффициента вариации суточных осадков колеблется в пределах 0,40—0,50. Минимальное значение коэффициента вариации (0,30—0,45) имеет место в районе Центральной Камчатской депрессии. Основные параметры кривых обеспеченности, а также значения суточных, двухсуточных трехсуточных максимумов 1,5 и 10%-ной обеспеченности представлены в табл. 2.

Вызывают некоторое сомнение низкие значения коэффициента вариации, полученные по ряду наблюдений поста Николаевск. Возможно, что это объясняется неоднородностью ряда наблюдений. Это можно показать, например, соотношением годовых сумм осадков по п. Николаевск и Паратунка. Так, если в период с 1953 по 1956 г. это соотношение равно 0,75, то с 1956 по 1963 г. это соотношение резко меняется и становится равным 1,03. В дальнейшем данные наблюдений поста Николаевск во внимание не принимаются.

4. Редукция осадков по продолжительности

Для гидрологических расчетов большой интерес представляет характер изменения интенсивности осадков во времени и значения часовых слоев осадков различной обеспеченности.

Таблица 2

РАСЧЕТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДКОВ

№ п/п	Станция	Расчетная продолжительность, сутки	Параметры кривой обеспеченности			Осадки, Р%-ной обеспеченности			Наблюдаемый максимум, мм.	Часовой слой 1%-ной обеспеченности	Принятый коэффициент reductions λ
			H	C_v	C_s	1	5	10			
1	Озерная	1	31,0	0,40	$4C_v$	74,6	55,8	49,1	27,0	27,0	0,67
		2	42,1	0,40	$4C_v$	98,5	73,7	63,5	80,8		
		3	46,8	0,40	$4C_v$	109	82,0	70,5	88,1		
2	Большеречский совхоз	1	42,8	0,45	$4C_v$	108	80,5	66,4	74,1	33,6	0,67
		2	54,0	0,40	$4C_v$	126	94,5	81,5	86,0		
		3	59,5	0,40	$4C_v$	139	104	90,0	91,1		
3	Привольное	1	33,7	0,50	$4C_v$	93,3	65,0	54,2	63,7	33,0	0,67
		2	47,8	0,50	$4C_v$	132	92,0	77,0	90,0		
		3	52,9	0,45	$4C_v$	135	97,5	82,6	94,7		
4	Соболево	1	44,2	0,50	$4C_v$	122	85,3	71,0	92,2	39,6	0,67
		2	53,8	0,50	$4C_v$	149	105	86,7	124		
		3	58,6	0,50	$4C_v$	164	113	94,5	132		
5	Крутогорово	1	29,3	0,50	$4C_v$	81,0	56,5	47,2	47,1	33,6	0,67
		2	44,5	0,50	$4C_v$	123	86,0	71,7	88,6		
		3	51,3	0,50	$4C_v$	142	99,0	82,5	107		
6	Хайрюзово	1	29,3	0,40	$4C_v$	70,0	52,3	45,0	39,4	28,8	0,67
		2	42,5	0,40	$4C_v$	93,5	74,4	64,1	78,5		
		3	49,6	0,40	$4C_v$	116	87,0	75,0	79,3		
7	Тигиль	1	25,9	0,40	$4C_v$	60,5	45,5	39,1	45,7	21,6	0,67
		2	33,2	0,40	$4C_v$	75,2	56,3	48,5	52,9		
		3	37,6	0,40	$4C_v$	88,0	65,8	57,8	66,3		
8	Петропавловск	1	80,6	0,70	$4C_v$	280	184	147	178	156	0,78
		2	102	0,70	$4C_v$	365	232	185	315		
		3	105	0,70	$4C_v$	380	240	192	354		
9	Николаевка	1	59,2	0,40	$4C_v$	138	104	89,4	99,2		
		2	70,5	0,40	$4C_v$	165	123	106	137		
		3	76,5	0,40	$4C_v$	179	134	116	137		
10	Паратунка	1	64,5	0,70	$4C_v$	232	147	118	168	126	0,78
		2	83,0	0,70	$4C_v$	298	190	151	238		
		3	88,0	0,70	$4C_v$	316	200	160	238		
11	Елизово	1	40,7	0,60	$4C_v$	128	86,0	70,0	89,2	55,0	0,78
		2	48,0	0,55	$4C_v$	143	97,0	79,5	105		
		3	52,0	0,50	$4C_v$	144	100	83,6	106		
12	совхоз Дальний	1	65,1	0,50	$4C_v$	174	125	105	112	96,0	0,78
		2	88,0	0,50	$4C_v$	235	172	142	171		
		3	94,1	0,50	$4C_v$	250	182	152	171		

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	Станция	Расчетная продолжительность, сутки	Параметры кривой обеспеченности			Осадки, Р%-ной обеспеченности			Наблюдаемый максимум, мм	Часовой слой 1%-ной обеспеченности	Принятый коэффициент редукции n
			H	C_v	C_s	1	5	10			
13	Коряки	1	47,3	0,40	$4C_v$	111	82,7	71,5	75,6	50,0	0,78
		2	55,6	0,35	$4C_v$	119	91,5	80,0	76,4		
		3	59,5	0,35	$4C_v$	128	98,0	86,0	89,6		
14	Начики	1	37,3	0,50	$4C_v$	104	72,0	60,0	75,1	54,5	0,77
		2	47,8	0,50	$4C_v$	132	92,5	77,0	87,8		
		3	53,5	0,50	$4C_v$	148	103	86,0	116		
15	Начикинский совхоз	1	35,5	0,30	$4C_v$	69,0	55,0	49,0	56,6	38,0	0,77
		2	46,4	0,30	$4C_v$	90,0	72,0	64,0	69,4		
		3	53,2	0,30	$4C_v$	103	82,5	73,5	79,7		
16	Начилово	1	40,0	0,50	$4C_v$	110	77,3	64,5	74,8	53,4	0,78
		2	48,4	0,50	$4C_v$	133	93,6	78,0	95,4		
		3	51,5	0,50	$4C_v$	142	99,5	83,0	96,6		
17	Малка	1	40,3	0,45	$4C_v$	103	74,3	63,0	70,2	54,5	0,78
		2	55,0	0,45	$4C_v$	141	101	86,0	93,9		
		3	58,1	0,45	$4C_v$	148	107	90,5	96,6		
18	В. Камчатск	1	24,2	0,50	$4C_v$	67,0	46,8	39,0	45,1	35,0	0,78
		2	30,7	0,50	$4C_v$	85,0	59,2	49,5	54,7		
		3	34,0	0,50	$4C_v$	94,0	65,6	55,0	58,6		
19	Милюково	1	22,2	0,40	$4C_v$	52,0	38,9	33,6	33,8	27,6	0,78
		2	31,3	0,40	$4C_v$	73,4	54,8	47,3	50,8		
		3	35,1	0,35	$4C_v$	75,1	61,5	53,0	53,9		
20	Щапино	1	18,9	0,45	$4C_v$	48,4	34,8	29,5	34,5	23,4	0,78
		2	24,5	0,40	$4C_v$	57,3	42,9	37,0	40,5		
		3	28,5	0,35	$4C_v$	61,0	47,1	41,2	44,2		
21	Ср. Камчатск	1	25,1	0,35	$4C_v$	53,6	41,4	36,1	34,2	23,4	0,78
		2	29,7	0,30	$4C_v$	57,6	46,0	41,0	40,0		
		3	31,8	0,30	$4C_v$	61,6	49,3	44,0	43,0		
22	Толбачик	1	21,3	0,30	$4C_v$	41,4	33,0	26,4	32,0	21,0	0,78
		2	27,1	0,30	$4C_v$	52,7	42,0	37,5	36,1		
		3	29,9	0,30	$4C_v$	58,0	46,4	41,3	46,0		
23	Эссо	1	23,7	0,40	$4C_v$	55,5	41,5	35,7	46,1	30,0	0,78
		2	29,4	0,40	$4C_v$	69,0	51,5	44,4	54,6		
		3	33,2	0,40	$4C_v$	77,6	58,0	50,0	63,2		
24	Козыревск	1	26,6	0,40	$4C_v$	62,3	46,6	40,2	36,9	33,0	0,78
		2	32,8	0,40	$4C_v$	78,0	57,4	49,5	68,5		
		3	35,0	0,40	$4C_v$	82,0	61,4	53,0	70,0		

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	Станция	Расчетная продолжительность, сутки	Параметры кривой обеспеченности			Осадки, Р%-ной обеспеченности			Наблюдаемый максимум, мм	Часовой слой 1%-ной обеспеченности	Принятый коэффициент редукции n
			H	C_v	C_s	1	5	10			
25	Ключи	1	30,8	0,45	$4C_v$	78,5	58,2	48,0	61,9	34,0	0,78
		2	38,5	0,40	$4C_v$	90,0	67,3	58,0	67,8		
		3	40,6	0,40	$4C_v$	95,0	72,0	61,4	68,0		
26	Н. Камчатск	1	42,3	0,45	$4C_v$	108	78,0	66,0	85,3	44,0	0,78
		2	48,0	0,40	$4C_v$	113	84,0	72,5	88,8		
		3	50,5	0,40	$4C_v$	118	88,4	76,4	88,8		
27	Усть-Камчатск	1	24,5	0,40	$4C_v$	57,4	43,0	37,0	43,3	31,0	0,78
		2	30,7	0,40	$4C_v$	72,0	53,8	46,4	56,5		
		3	32,0	0,40	$4C_v$	75,0	56,0	48,4	56,7		
28	Ука	1	25,4	0,40	$4C_v$	59,5	44,5	38,4	46,2	33,0	0,78
		2	34,3	0,40	$4C_v$	80,3	60,0	51,8	68,6		
		3	37,4	0,40	$4C_v$	88,4	65,3	56,4	71,2		
29	Семлячки	1	76,6	0,50	$4C_v$	212	147	124	161	126	0,78
		2	99,0	0,50	$4C_v$	274	191	159	234		
		3	104	0,50	$4C_v$	309	209	172	266		

Известно, что значения часовых слоев осадков различной обеспеченности могут быть рассчитаны непосредственно по данным записи pluviографов, регистрирующих весь ход дождя. Однако сеть pluviографов на Камчатке чрезвычайно редка, и все ряды наблюдений по ним имеют в силу различных причин длительные пропуски. Непосредственный расчет часовой интенсивности по этим материалам невозможен. В то же время часовой слой осадков 1%-ной обеспеченности может быть определен путем экстраполяции зависимости интенсивности осадков от продолжительности до часового интервала. Как показали аналогичные разработки для района ДВК и Сахалина [7,8,9], эта зависимость с достаточной точностью может быть получена на основании средних интенсивностей за 1,2 и 3 суток, так как в пределах продолжительности один час и более она носит линейный характер.

Как известно зависимость интенсивности дождя от продолжительности выражается формулой

$$a_T = \frac{S}{(T+1)^n}$$

где a_T — расчетная интенсивность осадков в мм/мин, S — предельная интенсивность осадков в мм/мин, T — расчетная продолжительность осадков в мин, n — показатель степени редукции осадков по продолжительности.

Учитывая, что на некоторых пунктах с коротким рядом наблюдений расчет коэффициента вариации не точен, а следовательно возможны большие ошибки в определении угла наклона, можно, принимая во внимание сравнительную стабильность n по территории, а также

необходимость типизации дальнейших расчетов, представляется более целесообразным строить графическую связь $a=f(T)$ из условия $n=const$ для каждого данного района (рис. 3).

Таким образом получено, что показатель степени редукции осадков по продолжительности n принимается различным для трех районов Камчатки.

В районе восточного побережья более низкое значение $n=0,67$ может быть объяснено преобладающим участием в формировании осадков циклонической деятельности. Повышенное значение $n=0,77-0,78$, в центре и на западе Камчатки, объясняется преобладающим влиянием местной циркуляции атмосферы.

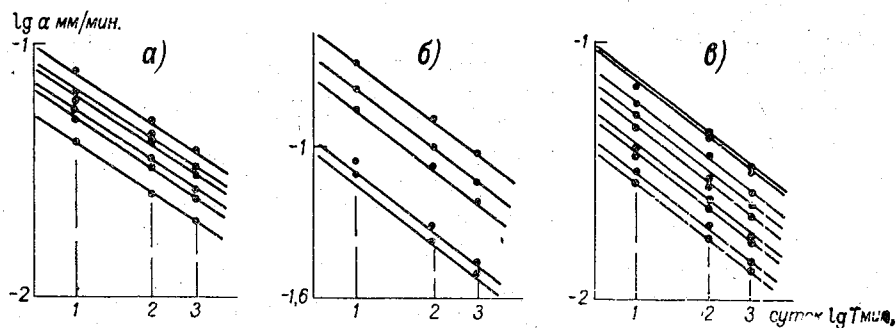


Рис. 3. Зависимость интенсивности суточных осадков от продолжительности: а — восточное побережье, $n = 0,67$; б — центр Камчатки, $n = 0,77$; в — западное побережье, $n = 0,78$.

В практических расчетах, для определения слоев осадков различной обеспеченности, необходимо учитывать такую дифференциацию n по территории.

5. О точности измерения осадков и возможности использования их для гидрологических расчетов

Значения суточных слоев осадков используются в гидрологической практике для получения максимальных расходов воды соответствующей обеспеченности. Однако, при этом необходимо иметь ввиду следующее:

Во-первых, говоря о распределении осадков по территории Камчатки нельзя не сказать о точности измерения этого компонента водного баланса. В последнее время появилось много работ, которые отмечают недостаточную точность в измерении осадков осадкомерами (2, 3, 4). В частности, отмечается, что ошибка суточных осадков может доходить до 50%. В работе А. П. Бочкова (2) подробно рассматриваются причины накопления ошибок при измерении осадкомерами и даются рекомендации для получения более точного значения годовой суммы осадков путем введения поправки. В частности, для Камчатской области эта поправка может быть принята ориентировочно в размере 26—28%.

Однако эта поправка носит весьма приближенный характер, так как она не дифференцирована по сезонам и районам.

Во-вторых, в расчетных формулах максимального стока используются средние значения слоя осадков по бассейну, данные же наблюдений носят, как правило, точечный характер и могут отражать

действительное распределение осадков по бассейну лишь в случае однородного характера формирования и выпадения их по территории.

Речные бассейны Камчатки в большинстве своем горные, пункты наблюдений над осадками сосредоточены, в основном, на равнинных частях территории, по побережью или в долинах крупных рек. Отсюда можно ожидать, что фактические значения слоя осадков в бассейнах отражаются имеющимися наблюдениями весьма приближенно, а разница между средним слоем осадков по бассейну за данный интервал времени и слоем осадков в точке измерения может достигать весьма больших величин.

Таким образом, при расчетах максимального дождевого стока в условиях Камчатки необходимо иметь ввиду, что полученные значения расчетного слоя осадков носят приближенный характер, как за счет неточности измерений, так и за счет несоответствия слоя осадков по бассейну и в точке измерения.

Однако приведенные соображения не отрицают возможность использования данных по осадкам на Камчатском полуострове для расчета величин максимального дождевого стока. Достаточно отметить, что практика подобных гидрологических расчетов по горным бассейнам Дальнего Востока и Сахалина дала вполне удовлетворительные результаты. Это объясняется тем, что возможная ошибка в определении слоя осадков по бассейну учитывается коэффициентом стока, который получается обычно обратным путем по данным о стоке и осадках.

Выводы

1. Распределение осадков по территории Камчатки носит весьма сложный характер. Существенное влияние на него оказывают как вихри циклонов, так и местная циркуляция атмосферы.

2. Территория Камчатки характеризуется исключительно высокими суточными максимумами осадков, достигающими наибольших величин по юго-восточному побережью.

3. Значение коэффициента вариации изменяется по территории Камчатки от 0,40—0,50 на западном побережье и в районе центральной Камчатской депрессии до 0,60—0,70 на восточном побережье.

4. Для определения часовых слоев осадков различной обеспеченности рекомендуется использование формулы ГГИ. Значение параметра n дифференцировано по территории.

5. Суточные и часовые слои осадков расчетной обеспеченности могут быть использованы для расчетов максимального стока на реках с коротким и длинным рядом наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агаркова А. П. Выход южных циклонов в районы Камчатки в холодное время года. Труды ДВНИГМИ, вып. 10, 1960.
2. Бочков А. П. Об уточнении расчета средних годовых осадков. Труды ГГИ, вып. 127, 1965.
3. Голубев В. С. О точности учета жидких осадков в теплый период года. Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания, т. 4, Гидрометеиздат, Л., 1962.
4. Голубев В. С., Зыков Н. А., Зотимов Н. В. Некоторые результаты исследований жидких осадков в районе Валдайской возвышенности. Труды ГГИ, вып. 123, 1965.
5. Любимова Е. Л. Камчатка. Географиздат, М., 1962.

6. Метеорологические данные за отдельные годы. Вып. 27, по Камчатской области. Ливневые дожди и суточные количества осадков за 1936—1959 гг. Гидрометеиздат, Л., 1963.
 7. Орлов В. Г. Ливневые осадки на территории Сахалина и методика их расчета, Труды ЛГМИ, вып. 26, 1964.
 8. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
 9. Соловьева Н. Н. Анализ и методика расчета осадков в бассейне Верхнего и Среднего Амура и методика расчета максимальных дождевых расходов воды Труды ЛГМИ, вып. 11, 1961.
-

*О. А. Алекин, А. С. Демченко,
Л. В. Бражникова, М. Н. Тарасов, Б. Г. Громов*

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ МЕРОПРИЯТИЙ НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТОКА

Рассматривается изменение состава поверхностных вод при искусственном орошении под влиянием химических веществ, вносимых на сельскохозяйственные поля в качестве удобрения и для борьбы с вредителями и сорняками. На основе экспериментального изучения орошаемого рисового массива дана количественная оценка доли выносимого с поля неиспользованного удобрения и размер увеличения минерализации воды, поступающей на орошение, при прохождении ее через орошаемый участок.

Среди разнообразных условий, влияющих на процесс формирования речного стока, сознательная деятельность человека уже давно рассматривается как один из важных факторов. Роль этого фактора, как показывают современные исследования, чрезвычайно многообразна и не ограничивается регулированием стока при строительстве гидротехнических сооружений. Она проявляется и через другие взаимосвязанные факторы, воздействующие на водный баланс, в частности при изменении лесистости и заболоченности бассейна, при проведении мелиоративных и ирригационных мероприятий, а также вследствие изменения условий обработки земли при интенсификации сельского хозяйства.

В еще большей степени влияет деятельность человека на химический состав речного стока. Химический состав воды, помимо изменений, связанных с водным режимом, подвергается при этом еще непосредственному воздействию хозяйственной и технической деятельности. Изменения химического состава, происходящие при этом, являются большей частью нежелательными с точки зрения хозяйственного водопользования рек. Например, развитие промышленности и благоустройства городов, как известно, вызвало настолько быстрый рост промышленных и бытовых сточных вод, что заставило принять срочные меры к охране рек от угрозы превращения их в сточные каналы.

Изучению загрязнений сточными водами рек посвящена большая научная и техническая литература. В гораздо меньшей степени изучено изменение химического состава природных вод в результате проведения сельскохозяйственных мероприятий. Между тем влияние этих мероприятий в ряде районов проявляется сильнее чем загрязнения, вызываемые промышленными и городскими сточными водами.

Изменение химического состава речного стока происходит как за счет химических продуктов, вносимых в почву, так и в результате увеличения выноса растворимых продуктов при усилившейся эрозии почв и грунтов, создавшейся при проведении интенсификационных мероприятий в сельском хозяйстве.

Химические вещества, которые вносятся в почву, различны как по составу и растворимости, так и по характеру, который они придают речной воде. С количественной стороны это прежде всего различные минеральные удобрения: азотнокислые и сернокислые соли аммония, хлористые и азотнокислые соли калия, суперфосфат и др. Часть этих веществ усваивается культурными растениями на полях, а часть выносятся поверхностным и грунтовым стоком в реки, озера и водохранилища. Неусвоенные на полях биогенные вещества не только бесполезно потеряны для сельского хозяйства, но будучи вынесены стоком в водоемы приносят там вред, в частности, вызывая усиленное развитие водной растительности, создающей нежелательную зарастаемость водохранилищ, каналов и других искусственных водоемов.

Количество вносимых минеральных удобрений в настоящее время таково, что может быть сопоставлено с естественной химической эрозией почв и грунтов, производимой поверхностным стоком. Так, в 1970 г. на сельскохозяйственные поля СССР предполагается внести до 35 млн. *т* минеральных удобрений, т. е., считая всю площадь пахотной земли в нашей стране 238 млн. *га* в среднем до 22,1 *т* на 1 *км*². Выносятся же в настоящее время со своей территории СССР речным стоком в среднем за год 384 млн. *т*, т. е. 17,8 *т* с 1 *км*².

Помимо минеральных удобрений в почву вносятся еще и различные ядохимикаты (гербициды, фунгициды, инсектициды и др.), применяемые во все возрастающем масштабе в сельском хозяйстве в целях борьбы с вредителями и сорняками. Способствуя поднятию урожайности, они одновременно оказывают отрицательное действие на качество природных вод.

Наконец, существенное обстоятельство, вызывающее изменение состава речного стока при развитии сельского хозяйства, это увеличение выноса солей при проведении искусственного орошения. При наличии громадных площадей орошаемых земель и перспективах их дальнейшего роста в нашей стране оно несомненно заслуживает внимания.

В данной работе мы остановимся только на рассмотрении изменения концентрации и размера выноса солей с орошаемой территории в условиях засушливого климата при внесении на нее минеральных удобрений, основываясь на полученных нами экспериментальных материалах. Разумеется, полученные выводы носят до некоторой степени региональный характер, степень влияния рассматриваемых факторов может меняться в зависимости от окружающей обстановки, однако, при крайне малой изученности данной проблемы, сведения, характеризующие явление с количественной стороны, должны представлять определенную ценность.

Полевая часть работы проводилась Гидрохимическим институтом совместно с экспедицией Государственного гидрологического института по изучению водного баланса орошаемых земель летом 1965 г. на одном из рисовых участков зерносовхоза „Цимлянский“, расположенном на террасе р. Маныч (Ростовская область) и орошаемого из Пролетарского магистрального канала. Почвы района представлены солонцовато-солончаковыми черноземами в комплексе с солонцами до 50%. Грунтовые воды залегают на глубинах от 2 до 4,5 *м*, сильно минерализованы (5—45 *г/л*), имеют состав с преобладанием сульфатов и хлоридов натрия.

Опытный участок (рис 1), состоящий из четырех карт (площадь: 1—16,8 *га*, 2—14,8 *га*, 3—17,5 *га*, 4—17,8 *га*), в свою очередь подразделенных на 5—6 чеков, является составной частью Ново-Садков-

ского рисового массива. Вода из оросительного канала А через четыре оросителя a_1, a_2, a_3, a_4 подавалась на чеки четырех карт. Сброс воды из каждого чека осуществлялся через водосбросные устройства в дрены b_1, b_2, b_3, b_4 , из которых сбросная вода поступала в общие коллекторы B_1 и B_2 и затем в балку Садковскую.

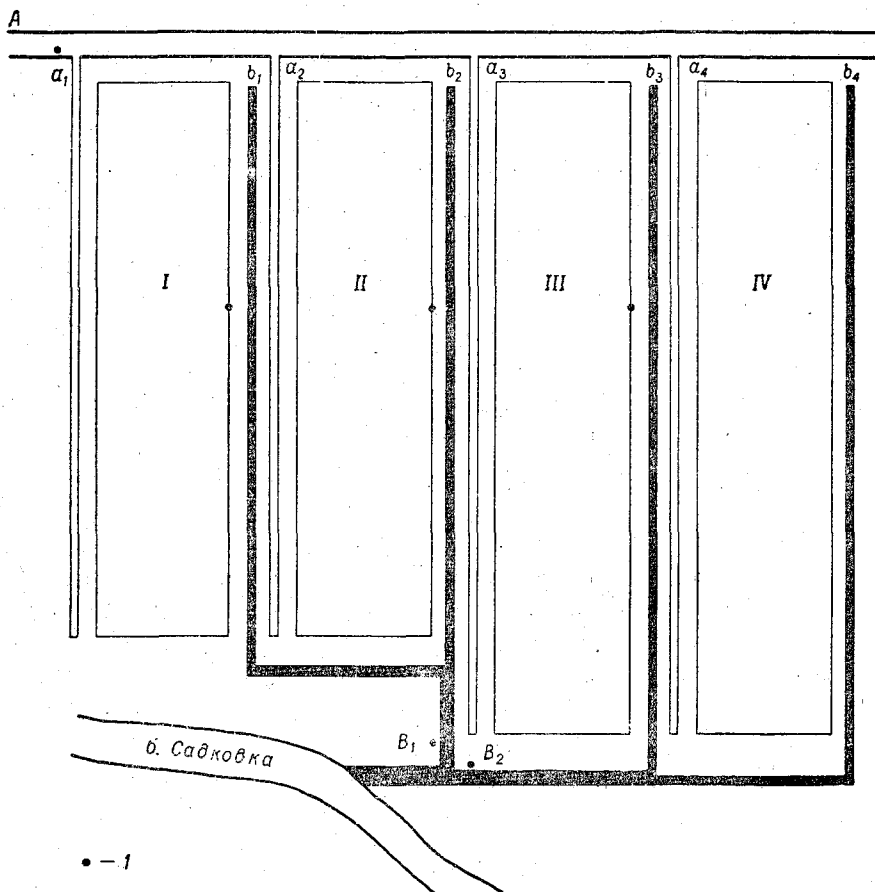


Рис. 1. План рисового участка:

А — оросительный канал; a_1, a_2, a_3, a_4 — оросители; b_1, b_2, b_3, b_4 — дрены; B_1, B_2 — общие коллекторы; I — место отбора проб воды на анализ.

Минеральные удобрения в виде сульфата аммония были внесены в почву чеков в период кушения риса для подкормки 26 июля. Внесение удобрений осуществлялось распылением с самолета, летавшего над картами на высоте 10—15 м. При этом на карту I удобрения не вносились (контрольная карта), на карты II, III, и IV они были внесены из расчета 100 кг на 1 га. Во время внесения удобрений чеки были заполнены водой (слой 8—10 см), но подачи ее из оросителей не было. С 28 июня началась подача воды из оросителей на чеки и был установлен постоянный прочный режим. Пробы воды отбирались из оросительного канала А (рис. 1), из четырех чеков, из общих коллекторов B_1 и B_2 . В пробах воды определялись по общепринятым методам анализа следующие компоненты: HCO_3' , SO_4'' , Cl' , Ca'' , $\text{Ca}'' + \text{Mg}''$, $\text{Na} + \text{K}$ (по разности), NH_4' , NO_2' , NO_3' , Р и рН. При этом биоген-

ные вещества рН определялись на месте в день отбора пробы воды.

Одновременно инструментально определялись расходы воды в голове всех оросителей, подающих воду на чеки всех карт, и в конце дрен, которые позволили подсчитать не только суточные объемы воды, но и за весь период наблюдений, как поступающей на каждую карту (от 42 до 57 тыс. m^3), так и воды, сбрасываемой с каждой карты (от 27 до 34 тыс. m^3) в коллекторную сеть.

Солевой и биогенный состав оросительной воды в течение всего периода наблюдений оставался практически неизменным и характеризовался величинами минерализации в пределах 346—352 mg/l с преобладанием гидрокарбонатных ионов и ионов кальция и натрия. Близок к нему был и состав воды, наполнявшей чеки всех четырех карт. Достаточно сходны между собой по составу и величине минерализации (1100—1600 mg/l) воды коллекторов (B_1 и B_2), которые в связи с почти полным отсутствием сброса воды из чеков были представлены в значительной степени грунтовыми водами.

При установлении прочного режима после внесения удобрения химический состав оросительной воды при прохождении через оросительную систему (чеки, дрены) претерпевает значительные изменения. Вся совокупность условий, в которых находится опытный участок, способствует повышению минерализации воды. К ним относятся: испарение с водной поверхности, потеря воды при транспирации водной растительности и, что особенно существенно, грунтовое питание, которое проявляется прежде всего в виде фильтрационных вод.

При наличии значительного содержания солей в толще грунтов данного района воды, фильтрующиеся со стороны оросительного канала и чеков в коллекторную сеть, могут быть сильно минерализованы. Не исключена также возможность поступления в поверхностные воды орошаемого участка грунтовых вод, которые при достаточно интенсивном промачивании грунтов могут подступить к поверхности.

Наконец, фактором, способствующим повышению минерализации оросительной воды, в данном случае являются еще вносимые удобрения (NH_4) $_2$ SO $_4$. Они непосредственно увеличивают в анионном составе концентрацию сульфатных ионов, а в катионном — ионов аммония и, по-видимому, ионов натрия, которые переходят в раствор за счет обмена ионов аммония с почвенно-поглощающим комплексом.

Ионный состав всех вод массива: оросительных, сбрасываемых из чеков и коллекторных по соотношению ионов весьма сходен.

Ход изменения минерализации воды при прохождении через орошаемый рисовый участок можно проследить на примере карты II (рис. 2). Начиная с 28 июня, т. е. после установления проточного режима, концентрация SO $_4^{--}$ в водах на выходе из чеков повышается в два с лишним раза, и эта концентрация сохраняется в течение трех дней, после чего она уменьшается. Причинами повышения концентрации SO $_4^{--}$ в чеках является главным образом растворение внесенного сульфата аммония и в значительно меньшей степени, испарение воды и транспирация.

Еще более повышенная концентрация SO $_4^{--}$ наблюдается в воде после поступления ее из чеков карт в дрены и коллекторы. Значительная глубина вреза дренирующей сети (до 3 м) в условиях низкой засоленной равнины способствует постоянному стоку в нее фильтрационных вод высокой минерализации. Это отражается на резком повышении концентрации SO $_4^{--}$, достигающей 1000 mg/l . Высокая

концентрация SO_4'' в самом начале периода наблюдений (до 26 июня) объясняется накоплением сильно минерализованных вод предшествующего периода. С начала установления проточного периода концентрация SO_4'' в воде коллектора имеет два пика: один, связанный с выносом SO_4'' от удобрений, второй, по-видимому, является следствием поступления фильтрационных вод в результате начала полива.

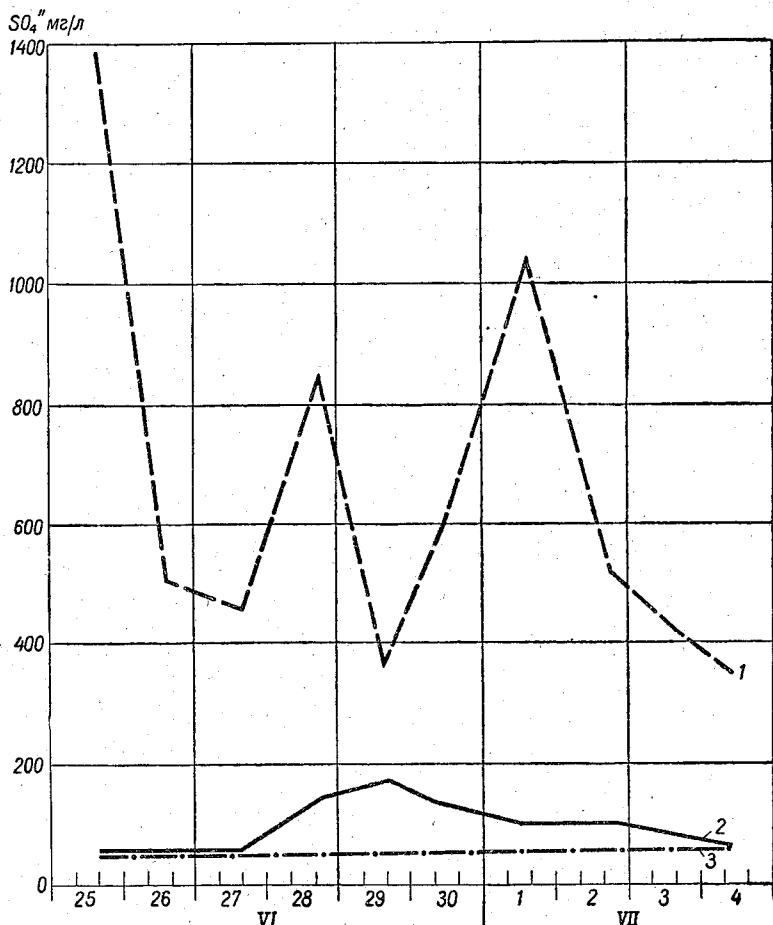


Рис. 2. Изменение концентрации ионов SO_4'' в воде оросительного канала, на сбросе из чехов карты II и в коллекторе B_1 в период с 28/VI по 4/VII:

1 — оросительная вода; 2 — вода, сбрасываемая из чека карты II; 3 — коллекторная вода.

Иначе происходит изменение концентрации ионов аммония в воде под влиянием внесенного сульфата аммония. После внесения удобрения концентрация ионов аммония при выходе из чехов удобренных карт резко возрастает, достигая на карте II 27 мг/л (рис. 3.). Период высоких концентраций ионов аммония на сбросе из чехов сохраняется несколько дней, после чего его содержание снижается до начальных малых концентраций. Концентрация аммония в воде коллекторов ниже, чем в воде на сбросе из чехов карт, вследствие разбавления сбросными водами неудобренной карты I. Для убыли аммония в коллекторах

существенно и поглощение ионов аммония обменным комплексом почв, происходящее при фильтрации вод из чеков в дрена и коллекторы. Изучение потерь воды в чеках данного рисового массива показывает,

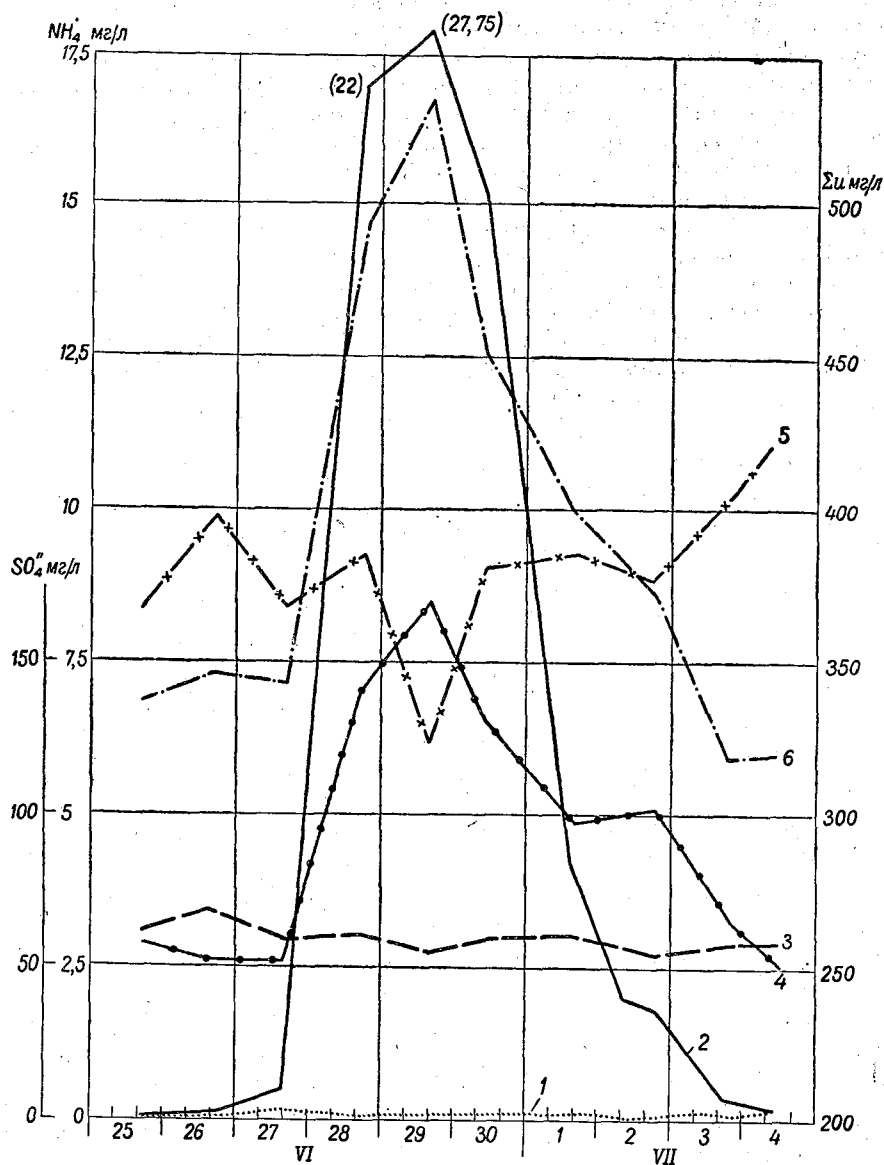


Рис. 3. Изменение $\Sigma_{\text{и}}$ и концентраций ионов NH_4^+ и SO_4^{2-} в воде на сбросе из чеков неудобренной I и удобренной II карт:

1 — NH_4^+ карта I; 2 — NH_4^+ карта II; 3 — SO_4^{2-} карта I; 4 — SO_4^{2-} карта II; 5 — карта I; 6 — карта II.

что в июле при суточной убыли воды, равной 100 мм, 88% воды теряется на фильтрацию и лишь 12% на испарение и транспирацию.

Влияние внесенного в качестве удобрения сульфата аммония на состав оросительной воды, проходящей через чеки, хорошо видно при сравнении кривых суммы ионов, сульфатных ионов и ионов аммония

для чеков удобренной (II) и неудобренной (I) карт в течение всего периода наблюдений (см. рис. 3).

Рассматривая изменения, происшедшие с составом оросительной воды при прохождении ее через орошаемый участок, можно считать, что для данных условий (норм полива, площади, характера почв и грунтов, количества внесенного удобрения) в период установившегося прочного режима минерализация воды в коллекторе по сравнению с оросительной водой увеличивается примерно в 10 раз (348—3500 мг/л), содержание сульфатных ионов увеличивается в 30 раз (55—1570 мг/л) и ионов аммония в 90 раз (0,1—9,1 мг/л).

Более детальный анализ изменения состава оросительной воды можно получить при рассмотрении элементов его водно-солевого баланса. К сожалению, мы не располагаем достаточно полными данными о всех элементах приходно-расходной части солевого баланса рисового участка, тем не менее полученный нами материал позволяет сделать некоторые количественные выводы.

Поступление солей с оросительными водами на чеки всех четырех карт в период с 28 июня по 4 июля составляет 65,3 т (табл. 1).

Таблица 1

Основные элементы водно-солевого баланса опытного рисового участка в период с 28 июня по 4 июля 1965 г.

Части орошаемого участка	Элементы баланса			
	объем воды, м ³	Σ _п , кг	SO ₄ , кг	NH ₄ , кг

Поступление солей с оросительными водами

На карту I	57080	19900	3100	3,42
На карту II	42320	14760	2300	2,54
На карту III	42390	14800	2300	2,54
На карту IV	45460	15860	2480	2,73
Всего на четыре карты	187250	65320	10180	11,2

Количество солей, сбрасываемых с коллекторными водами

Через коллектор B ₁	56750	68520	29770	137
Через коллектор B ₂	61490	8090	35060	52,8
Всего с коллекторными водами	118240	157440	65430	189,8

Вынос солей со всего участка за этот же период на замыкающих створах коллекторов B₁ и B₂ равен 157,4 т. Если вычесть из этого количества 5,1 т внесенного удобрения и количество солей, поступающее с оросительными водами, то на долю солей, выщелачиваемых из почв и грунтов рисового участка площадью 66,9 га, приходится 87 т. Это составляет 1,3 т с 1 га площади, т. е. 130 т/км².

Как видно, основную массу растворенных солей, сбрасываемых с опытного участка, составляют соли, вымываемые с его территории. Таким образом, орошаемая территория представляет собой важнейший фактор повышения минерализации поверхностных вод и увеличения стока растворенных веществ. Можно напомнить, что наибольшие величины показателя ионного стока, достигаемые в естественных условиях, составляют 200—250 т/км² за год. Рост минерализации воды имеет существенное значение для засоления водохранилищ в засушливых условиях, когда воды орошаемых массивов сбрасываются в водоемы.

Для характеристики использования удобрения большой интерес представляет соотношение между количеством удобрений, внесенных на опытный участок и вынесенных сбросными водами в коллектор. Оно характеризует степень использования удобрения. Разумеется, полезной составляющей удобрения в сульфате аммония можно считать лишь ионы аммония. Баланс ионов аммония для орошаемого участка характеризуется следующими элементами прихода и расхода: приход NH_4^+ с удобрением плюс приход NH_4^+ с оросительными водами равен выносу NH_4^+ со сбросными водами плюс ассимиляция NH_4^+ растениями плюс потери NH_4^+ при обменных реакциях с почвами и грунтами.

Потерями NH_4^+ при биохимических реакциях, имея в виду кратковременность пребывания воды в чеках, можно пренебречь, так же как и выделением NH_3 в воздух.

Количество удобрений $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, внесенных на участок, подсчитывалось двумя способами, которые показали сравнительно небольшое расхождение. Во-первых, его можно подсчитать, исходя из нормы внесения удобрения, что при норме в 100 кг/га для трех карт площадью 50,1 га составляет 5010 кг $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ или 1360 кг NH_4^+ . Во-вторых, количество удобрения можно подсчитать по разности выноса ионов SO_4^{2-} с трех удобренных карт и с неудобренной карты 1. Естественно, что это количество SO_4^{2-} оказалось больше по эквивалентам, чем NH_4^+ , так как часть аммонийных ионов была использована растениями. Поэтому недостающее количество катионов по эквивалентам, составляющее разность между SO_4^{2-} , растворившихся из сульфата аммония, и ионами NH_4^+ в сбросных водах из чеков, пересчитывалось на ионы Na^+ . По этому методу количество внесенного с удобрением NH_4^+ составляет 1196 кг.

Количество ионов NH_4^+ , вынесенных сбросными водами с коллекторов $B_1 + B_2$, с удобренного рисового участка за вычетом NH_4^+ внесенного с оросительными водами, составляет 178,6 кг. Таким образом, на удобренном рисовом участке задерживается $1360 - 179 = 1181$ кг т. е. примерно 87% поступивших на участок ионов NH_4^+ .

Выводы

1. Изучение водно-солевого баланса орошаемого рисового участка показывает, что минерализация оросительной воды при прохождении через всю систему резко увеличивается за счет грунтовых вод, фильтрующихся через засоленные почвы и грунты в дрены и коллекторы.

2. Минерализация сбросных вод в коллекторах орошаемой системы при минерализации оросительных вод около 350 мг/л достигает 3500 мг/л.

3. При внесении удобрения в виде сульфата аммония и последующем поливе до 87% ионов аммония задерживается в удобряемом массиве и 13% выносятся водами из коллектора.

4. Концентрация ионов аммония возрастает в водах, сбрасываемых из чеков, до 28 мг/л, в коллекторных водах до 9 мг/л. Она сохраняется повышенной после внесения удобрения в течение 5—7 дней с начала последующего поливного периода.

Б. П. Панов

СТОК ЗИМНЕГО СЕЗОНА р. АМУР И ЕГО СВЯЗЬ С ПОДЗЕМНЫМ ПИТАНИЕМ

Рассмотрены многолетние изменения минимального стока р. Амур — Хабаровск, а также изменения ионного состава русловых вод в течение зимнего сезона для года с маловодной и года с многоводной осенью. Произведено сравнение ионного состава для этих двух лет с составом подземных вод.

Роль подземных вод в питании руслового стока в зимний сезон проявляется в меньшей степени в многоводные годы и в большей в маловодные.

Продолжительная и низкая зимняя межень, свойственная многим рекам СССР, представляет лимитирующий период года для использования вод в народном хозяйстве. Особенно остро обстоит вопрос с водопользованием и водопотреблением в Сибири, на востоке и северо-востоке которой суровые зимы отрицательно сказываются на стоке рек в этот сезон.

Тем не менее работ по исследованию минимального стока, вообще, и зимнего сезона рек Сибири, в частности, очень мало. За последнее время накопилось довольно много материалов по наблюдениям стационарной сети гидрометслужбы над речным стоком, что в связи с новыми данными по гидрогеологии этой части территории позволяет несколько расширить сведения о режиме и генезисе зимнего стока рек. Немаловажное значение имеет и накопление сведений об изменениях ионного состава речных вод, позволяющее в какой-то степени восстанавливать природу питания поверхностных водотоков подземными водами.

Следует указать как на работы общего установочного характера в этой области, например Н. И. Толстихина [12], И. К. Зайцева, Н. И. Толстихина [6], освещающих основы гидрогеологического районирования, так и на работы регионального типа, например В. А. Кирюхина, Н. В. Альбинского [8], Е. А. Баскова, И. К. Зайцева [4], А. В. Зуева [7] и др.

Что касается работ в области ионного стока и его генезиса, то следует прежде всего отметить известные труды О. А. Алекина [1,2] и Г. М. Максимовича [9], дающие широкую картину процессов выноса растворенных веществ реками и тем самым закладывающие основу для углубленного изучения связей поверхностного и подземного стоков. Интересным опытом в этом направлении является работа Г. В. Цыцарина [13], в которой эта связь рассматривается в разрезе годового цикла на примере алтайских притоков р. Иртыша. Одним из первых опытов исследования изменений ионного стока в характерный режимный период явилось исследование Б. А. Апполова [3], выполненное на примере р. Волги и некоторых ее притоков.

На р. Амур зимний сезон является периодом года, в течение которого происходит сработка на сток вначале русловых запасов с последующей их сменой подземными водами, что, несомненно, должно отражаться на режиме ионного состава русловых вод в этот отрезок времени.

Зимнему режиму на р. Амур предшествуют осенние паводки, часто весьма высокие, в конце спада которых обычно и возникают ледообразовательные процессы. Иногда, непосредственно перед установлением ледяного покрова, происходит резкое кратковременное снижение уровней и расходов воды в некоторых случаях до годового минимума. Генезис этого явления подробно рассмотрен в одной из работ [10] и здесь лишь остается отметить, что это снижение наблюдается местами и на р. Амур и на некоторых ее притоках.

Примером может служить р. Зея, на которой вверху у створов водпостов Купури и Иракан наблюдается депрессия уровней, сменяемая при установлении ледяного покрова их подъемом чисто подпорного происхождения. В низовьях этого притока у водпостов Зейские ворота и Белогорье, судя по измеренным расходам воды, предлежавшая депрессия стока с установлением ледяного покрова несколько заполняется, но затем снова, но уже медленно и плавно уменьшается почти до конца зимней межени (рис. 1а). Тот же характер изменений расходов воды в предлежавший период и в начале ледостава, что и в низовьях Зеи, имеет место и на р. Амур у в/п Покровка (рис. 1б) и, наоборот, описанного понижения и повышения стока у в/п Хабаровск не наблюдается.

Как видно из изложенного, предлежавшие депрессии стока на р. Амур не представляют существенного режимного момента и обычно не бывают глубокими, а поэтому в настоящей работе и не рассматриваются.

Зимняя межень обычно устанавливается в конце ноября — в начале декабря и продолжается до начала апреля. Минимум стока за весь зимний сезон приходится на вторую или третью декаду марта, в отдельные годы на первую декаду или даже на конец февраля.

В конце марта или начале апреля происходит незначительное увеличение расходов воды за счет обтаивания нижней поверхности льда, в дальнейшем сменяемое резким их увеличением от прибыли талых вод снегов.

Наиболее полный многолетний ряд наблюдений над стоком р. Амуре имеется по в/п Хабаровск, а именно с 1897 г. по настоящее время, почти той же продолжительности по р. Шилке у в/п Сретенск. Однако этот последний ряд изобилует пропусками и, как следует из работы В. М. Евстигнеева [5], река примерно 1 раз в 10 лет перемерзает на период от 2 до 65 дней. По другим рекам бассейна ряды наблюдений относительно небольшой продолжительности и использование их затрудняется еще большей прерывистостью в связи с частым перемерзанием. Так, например, по тем же данным Евстигнеева р. Ингода у в/п Артамоновка с площадью бассейна в 22000 км² перемерзает 1 раз в 3 года на период от 20 до 75 суток. Таким образом, для анализа могут быть использованы только ряды на р. Амуре у в/п Хабаровск и в качестве вспомогательного — на р. Шилке у в/п Сретенск.

Учитывая относительно невысокую точность измерения зимних минимальных расходов при малых их абсолютных размерах, сочтено целесообразным по р. Шилке использовать сведения не о минимумах стока, а о среднемесячных расходах за март.

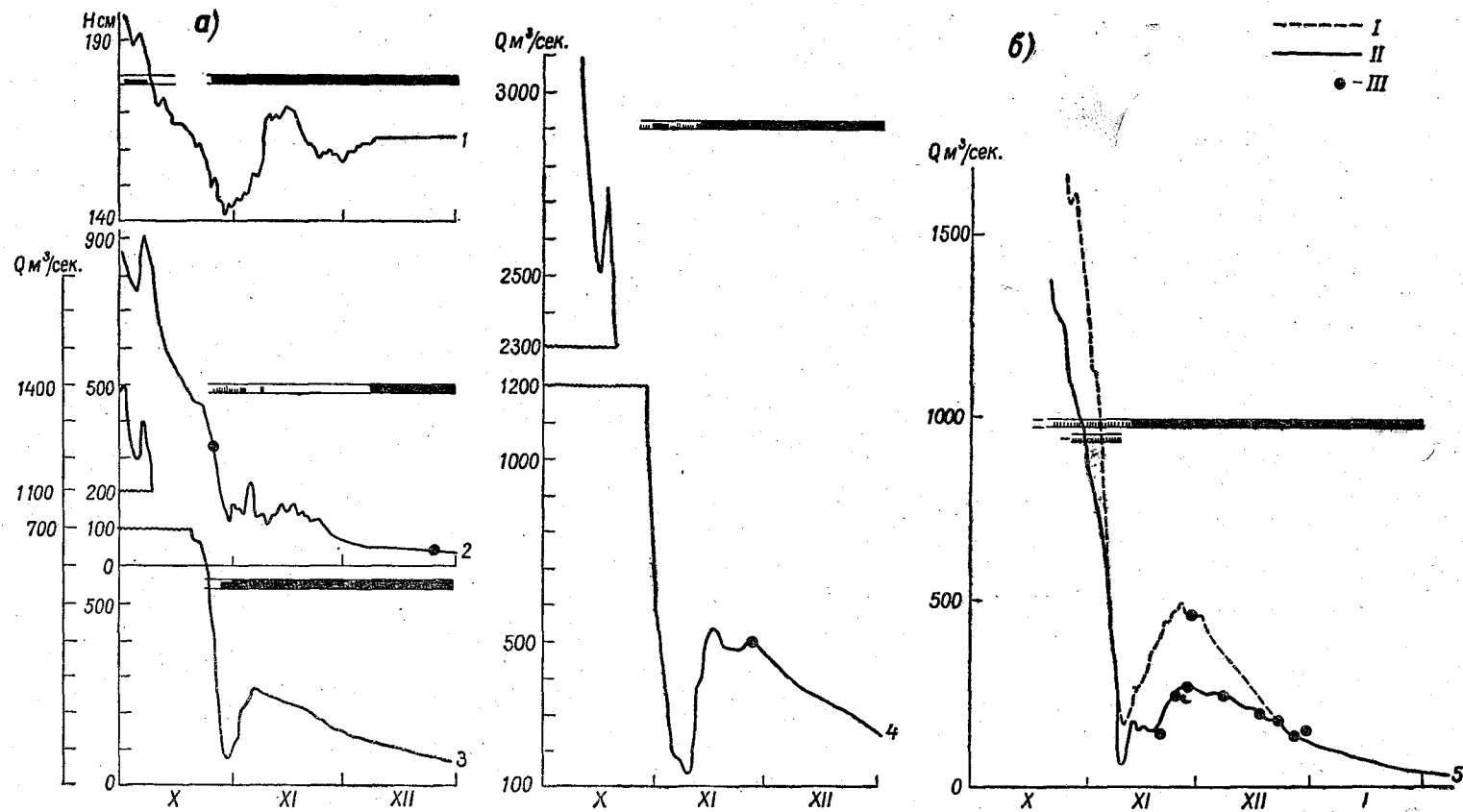


Рис. 1. Графики колебаний уровней и расходов за октябрь—декабрь:

а — р. Зейя; б — р. Амур.

I — 1958 г.; II — 1959 г.; III — измеренные расходы воды.

1 — в/п Купури; 2 — в/п Инарогда; 3 — в/п Зейские ворота; 4 — в/п Белогорье; 5 — в/п Покровка.

Средний из минимальных расходов воды за указанный период наблюдений на р. Амур у в/п Хабаровск равен $497 \text{ м}^3/\text{сек}$, что соответствует модулю $0,31 \text{ л/сек}$ с 1 км^2 , а наименьший из минимальных (наблюдавшийся в 1922 г.) $153 \text{ м}^3/\text{сек}$ или $0,09 \text{ л/сек}$ с 1 км^2 .

Если обратиться к значениям минимального зимнего стока р. Шилки, то у в/п Сретенск с площадью бассейна 172000 км^2 они оказываются следующими: средний за весь период наблюдений из средних за март $3,99 \text{ м}^3/\text{сек}$ или $0,02 \text{ л/сек}$ с 1 км^2 , минимальный же даже из средних за март вследствие промерзания равен нулю.

Если сопоставить эти величины с данными Д. Л. Соколовского [11], то окажется, что такого размера минимальный сток за зимний сезон наблюдается в самой засушливой части ЕТС, на крайнем ее юго-востоке, в зоне сухих степей и полупустынь. Бассейн же р. Амура, по крайней мере в своей левобережной части, находится в лесной зоне.

Низкая зимняя температура при малой высоте снежного покрова является существенным фактором, определяющим исключительно низкие величины стока в это время.

Рассматривая хронологические графики изменения зимних минимумов стока за период с 1897 по 1960 г., т. е. более чем за половину века (рис. 2), как по р. Амуру, так и по р. Шилке, обращает на себя внимание довольно четко выраженная упорядоченность их изменений, создающая, в общем, один большой продолжительности (в шестьдесят лет) цикл, плавность которого на р. Шилке больше, на р. Амуре меньше возмущается циклами малой продолжительности и преимущественно малых амплитуд. Коэффициенты вариации минимального стока для обеих рек оказались одинаковыми $C_v = 0,19$, но надо иметь в виду, что для р. Амура рассматривались минимальные расходы, а для р. Шилки средние за март. Поэтому надо полагать, что изменчивость минимальных расходов р. Шилки больше, чем у р. Амура.

Так как минимум зимнего стока наблюдается в марте (иногда в феврале), а основная масса стока в бассейне р. Амура проходит в летне-осенний сезон, то, очевидно, связь между средним и минимальным стоком за один и тот же календарный год не может быть тесной, и вычисленные коэффициенты корреляции между ними оказались для рек Амура и Шилки равными 0,40.

Однако при сдвиге на один год минимумов стока по отношению к среднему, т. е. практически при сопоставлении минимумов с предшествующим летне-осенним стоком коэффициенты корреляции оказались соответственно для рек Амура и Шилки равными 0,92 и 0,69. Таким образом, можно полагать, что летне-осенний сток, определяющий годовой в какой-то мере формирует и величину зимних минимумов, а правильное считать и величину стока зимней межени.

Генезис зимнего стока определяется условиями расходования русловых запасов воды и разгрузки питающих ее в это время водоносных горизонтов, поэтому представляется целесообразным рассмотреть основные гидрогеологические особенности бассейна исследуемой реки. По гидрогеологии сводных описаний бассейна р. Амура нет, но полноценные данные имеются по Средне-Амурской впадине в упомянутой выше работе В. А. Кирюхина и Н. В. Альбинского (8), из которой следует, что аллювиальные порово-пластовые воды широко развиты в Средне-Амурском артезианском бассейне и, в частности, в современных аллювиальных отложениях в пойменных участках долины главной реки.

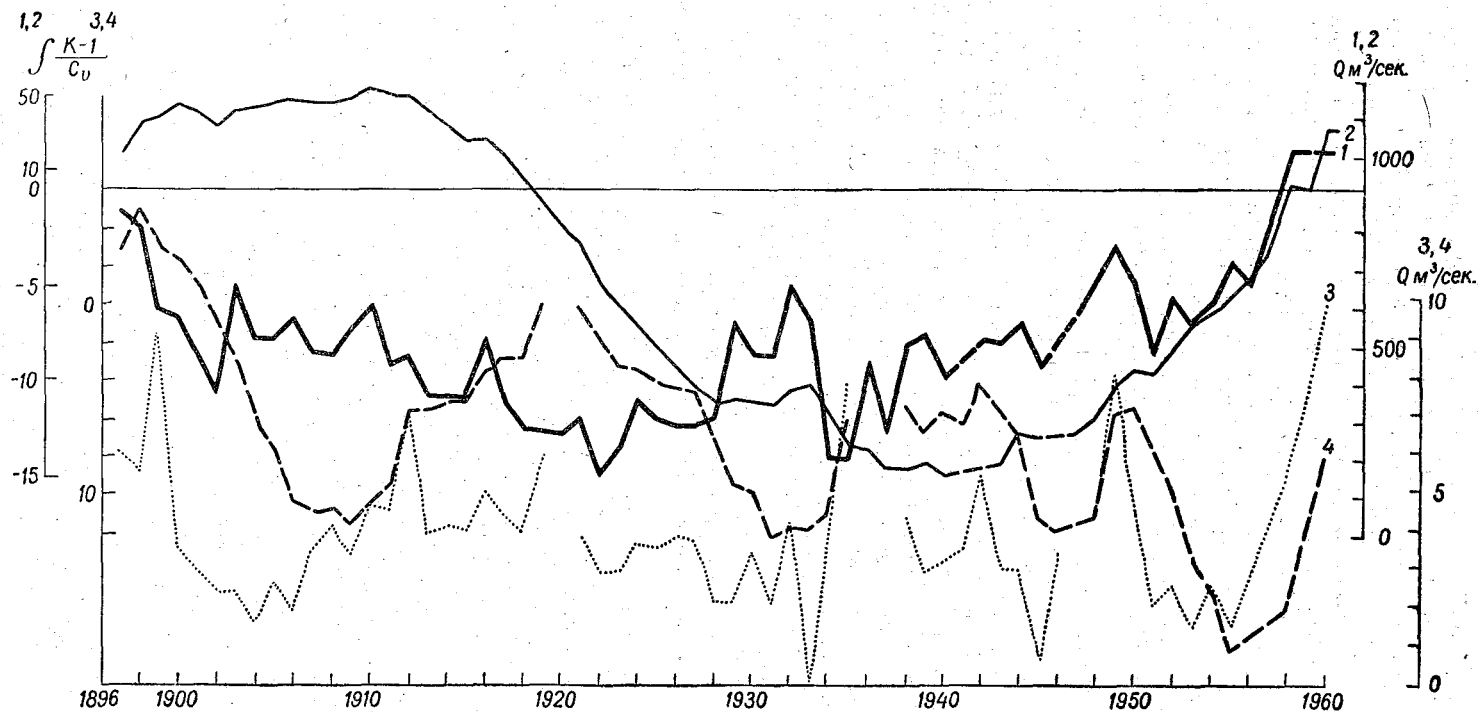


Рис. 2. Графики колебаний минимальных зимних расходов воды за период с 1897 по 1960 г.

1 — минимальные расходы воды р. Амур, в/п Хабаровск; 2 — интегральная разностная кривая минимальных расходов воды р. Амур, в/п Хабаровск;
3 — средние за март месяц расходы воды р. Шилка, в/п Сретенск; 4 — интегральная разностная кривая средних за март месяц расходов воды р. Шилка, в/п Сретенск.

Глубина залегания вод гравийно-песчаных отложений пойменного и русловой фаций 2—5 м, часто они подходят к поверхности, и источники наблюдаются редко. Воды образуют грунтовые потоки, движущиеся по долинам рек вниз по течению,

Минерализация вод современного аллювия изменяется от нескольких десятков миллиграммов до 0,5 г/л. Состав вод в основном гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый, часто со значительным содержанием натрия, сульфат-иона, иногда хлор-иона, присутствует и кремневая кислота.

Коэффициент фильтрации описываемых вод до 200 м/сутки, что определяет достаточно тесную гидравлическую связь с русловыми водами.

Средне-верхнечетвертичные отложения также широко распространены на территории Средне-Амурской впадины и слагают высокие террасы Амура и его притоков. Обводненные песчаные и супесчаные отложения залегают в основании разреза и перекрыты повсюду толщей суглинков и глин, мощностью до 25 м. Поэтому воды в песках иногда обладают слабым напором (до 3 м).

Глубина залегания воды обычно 7—10 м. Уклон поверхности воды указывает на ее движение от предгорий к долинам рек, но небольшая его величина, до 0,0005, свидетельствует о малых скоростях, видимо, всего несколько сантиметров в сутки.

Минерализация средне-верхнечетвертичных отложений в среднем 0,15—0,30 г/л. Состав вод гидрокарбонатно-кальциевый, но довольно часто отмечается повышенное содержание железа — до 3—5 мг/л, а также кремневой кислоты, в среднем 20 мг/л. В зимние месяцы происходит увеличение минерализации воды на несколько десятков миллиграммов на литр — гидрокарбонат-иона на 6—10 мг/л, нитрат-иона на 10—20 мг/л, натрия на 5—10 мг/л, кремневой кислоты на 8—12 мг/л. В то же время происходит уменьшение содержания хлор-иона, сульфат-иона, кальция и других компонентов.

Наименьшая же концентрация отмечалась в осенние месяцы. Плиоцен-нижнечетвертичные отложения (приамурская свита) на поверхность земли нигде не выходят, но они вскрыты скважинами во многих районах Средне-Амурской впадины, где представлены водонасыщенными песчано-гравийными отложениями, имеющими значительную мощность до 150—200 м. Совместно с вышележащими водоносными четвертичными песками они образуют выдержанный на огромных площадях водоносный комплекс, являющийся основным для Средне-Амурского артезианского бассейна. Наблюдающиеся в песках приамурской свиты прослойки глинистых отложений не нарушают гидравлическую связь как с вышележащими, так и нижележащими водоносными породами.

Глубина залегания водоносных песчаных отложений приамурской свиты в среднем 20—40 м, но статический уровень после их вскрытия устанавливается на более высоких отметках, как и в гидравлически с ними связанных аллювиальных песках четвертичного возраста, приблизительно на глубине 8—15 м.

Выходов подземных вод на поверхность из песков приамурской свиты не наблюдается. Дебет отдельных скважин, заложенных в этих песках, достигнет 15—20 л/сек, а удельный дебет — 3—5 л/сек.

Минерализация вод приамурской свиты преимущественно колеблется в пределах 0,05—0,4 г/л. Состав вод является в основном гидрокарбонатным кальциево-магниевым, часто присутствуют хлориды — до 140 мг/л, кремневая кислота — до 150 мг/л, реже сульфаты — до 20—35 мг/л.

Базальты верхнего миоцена занимают значительные площади как на территории впадины, так и в пределах ее горно-складчатого обрамления. Воды залегают в базальтах на глубине до 100—140 м на водо-

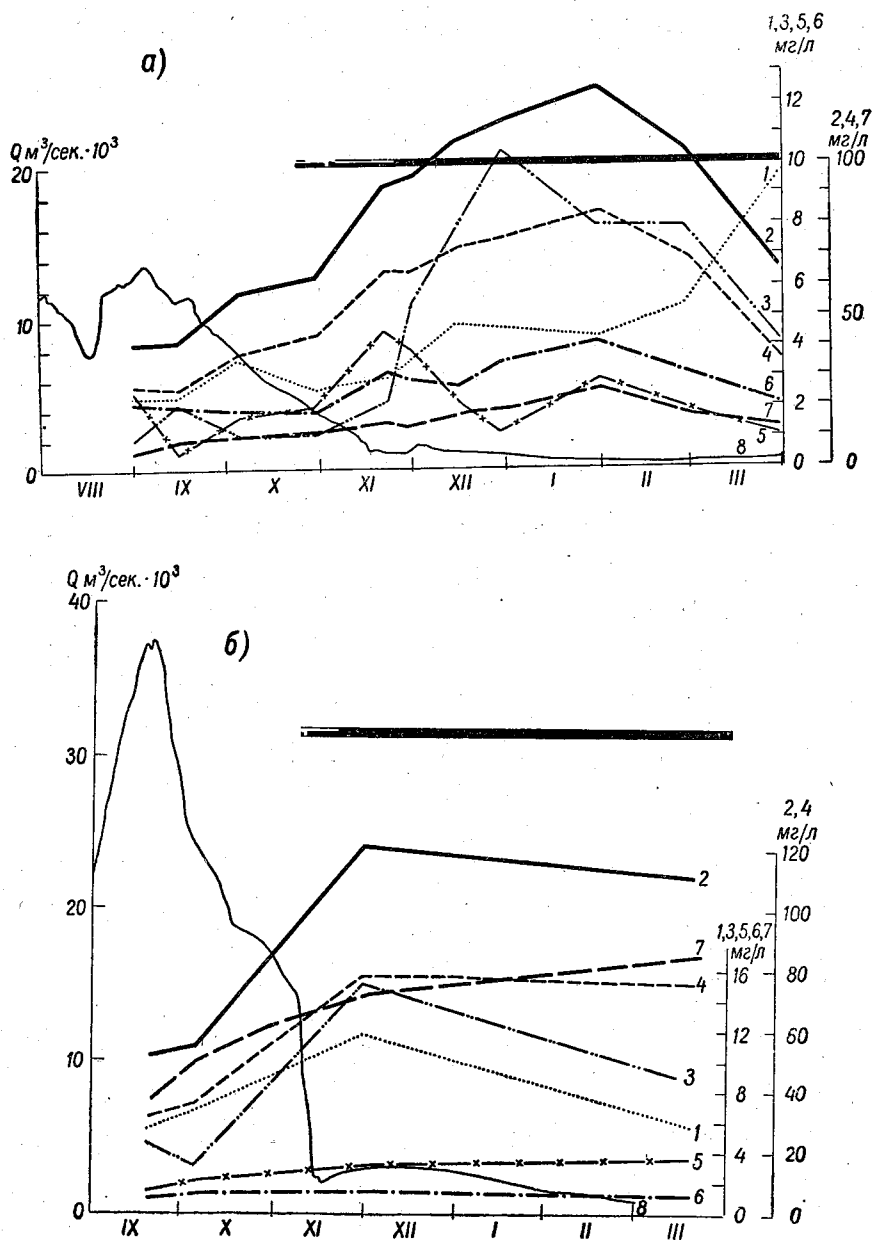


Рис. 3. График изменений ионного состава за зимний период русловых вод:

а — р. Амур, в/п Хабаровск в год с маловодной осенью 1950/51 г.; б — р. Амур, в/п Хабаровск в год с маловодной осенью 1959/60 г.
1 — содержание SO_4 ; 2 — сумма ионов; 3 — содержание $\text{Na}+\text{K}$; 4 — содержание HCO_3 ; 5 — содержание Mg ; 6 — содержание Cl ; 7 — содержание Ca ; 8 — расходы воды.

разделах и 10—20 м в долинах рек. Источники из базальтов вытекают обычно в основании толщи на контакте с другими породами. Высота

выходов источников относительно местных базисов эрозии от нескольких метров до 50—100 м. Воды обычно безнапорные, но в местах перекрытия четвертичными глинами оказываются напорными. Минерализация вод мала — до 0,03—0,05 г/л, состав хлористо-гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

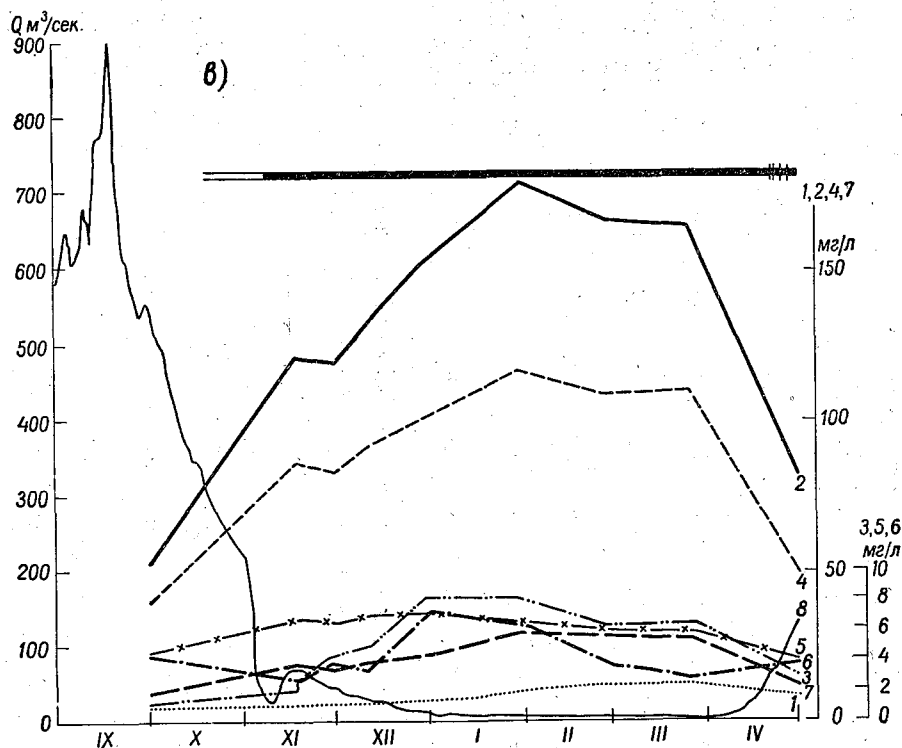


Рис. 3в. График изменений ионного состава за зимний период русловых вод. Река Шилка, в/п Сретенск 1950/51 г. Условные обозначения см. к рис. 3а, б.

Описание слоев, лежащих ниже отложений олигоцена — нижнего и среднего миоцена не представляется необходимым, поскольку их воды не могут отражаться на солевом составе русловых вод р. Амура.

В целях выяснения роли подземных вод различных горизонтов произведена попытка рассмотреть под этим углом зрения изменения ионного состава русловых вод р. Амура в течение зимнего периода.

Для рассмотрения хода гидрохимических элементов в русловых водах р. Амура у в/п Хабаровск использованы данные для двух характерных по водности в осенние сезоны лет. Один год с маловодной осенью — 1950, когда пик паводка в сентябре не превышал $14000 \text{ м}^3/\text{сек}$ и год с многоводной осенью, когда он достигал почти $40000 \text{ м}^3/\text{сек}$ (рис. 3).

И в том, и в другом случаях за осенний период, принимаемый как время спада осеннего паводка до ледостава, сумма ионов повышалась. В маловодную осень это повышение происходило почти от вершины ветви спада паводка до появления ледовых образований со скоростью $0,5 \text{ мг/л}$ сутки, после чего оно стало еще более интенсивным и достигло $1,8 \text{ мг/л}$ сутки. С февраля стало происходить разбавление концентрации со скоростью $0,4 \text{ мг/л}$ сутки, а в марте $1,5 \text{ мг/л}$ сутки.

Таблица 1

Изменение ионного состава в осенне-зимний период 1950/1951 гг. вод р. Амур у в/п Хабаровск

Название гидрологической фазы	$\bar{Q}$ м ³ /сек за фазу	Состояние реки	Химическая характеристика, мг/л							Формула фазы
			Σи	Ca	Mg	Na + K	HCO ₃	SO ₄	Cl	
Пик осеннего паводка (10 сентября)	13000	чисто	43	1,2	2,7	1,0	28	2,6	2,4	0,045 $\frac{HCO_3 85 SO_4 8 Cl 7}{Mg 55 Ca 26 Na 20}$
Середина ветви спада осеннего паводка (4 октября)	8800	чисто	63	5,6	1,7	1,3	48	3,7	2,3	0,063 $\frac{HCO_3 89 SO_4 7 Cl 4}{Ca 65 Mg 20 Na 15}$
Конец спада осеннего паводка (31 октября)	4000	ледоход	69	6,1	2,1	1,2	55	2,7	1,9	0,069 $\frac{HCO_3 93 SO_4 5 Cl 2}{Ca 65 Mg 22 Na 13}$
Начало зимней межени (18 ноября)	1200	ледоход забереги	85	7,4	4,6	2,2	65	3,0	3,0	0,085 $\frac{HCO_3 91 Cl 3 SO_4 2}{Ca 52 Mg 32 Na 16}$
Середина зимней межени (31 января)	600	ледостав	113	13,2	3,0	8,0	84	4,4	4,1	0,118 $\frac{HCO_3 91 Cl 5 SO_4 4}{Ca 48 Na 38 Mg 14}$
Конец зимней межени (28 марта)	400	ледостав	97	8,4	2,0	8,0	70	5,5	3,0	0,097 $\frac{HCO_3 90 Cl 7 SO_4 3}{Ca 46 Na 43 Mg 11}$

Таблица 2

Изменение ионного состава в осенне-зимний период 1959-1960 гг. вод р. Амур у в/п Хабаровск

Название гидрологической фазы	$\bar{Q}$ м ³ /сек за фазу	Состояние реки	Химическая характеристика, мг/л							Формула фазы
			Σи	Ca	Mg	Na + K	HCO ₃	SO ₄	Cl	
Пик осеннего паводка (20 сентября)	39000	чисто	49	0,4	1,2	3,5	33,0	5,0	0,7	0,049 $\frac{HCO_3 87 SO_4 13 Cl 10}{Na 68 Mg 24 Ca 8}$
Середина ветви спада осеннего паводка (5 октября)	24500	чисто	46	0,6	2,0	3,0	36,0	8,0	1,3	0,046 $\frac{HCO_3 80 SO_4 18 Cl 2}{Na 54 Mg 36 Ca 10}$
Конец спада осеннего паводка (20 ноября)	20000	ледоход	121	0,6	3,0	15,0	74,0	12,0	0,6	0,121 $\frac{HCO_3 85 SO_4 14 Cl 11}{Na 81 Mg 16 Ca 3}$
Конец зимней межени (29 марта)	1000	ледостав	108	0,7	2,8	9,0	77,0	6,0	1,0	0,108 $\frac{HCO_3 91 SO_4 7 Cl 5}{Na 72 Mg 22 Ca 6}$

Таблица 3

Данные осредненного химического состава подземных вод различных литолого-стратиграфических толщ Средне-Амурского артезианского бассейна

Возраст	Литология	Содержание, мг/л							Формула усредненного химического состава воды
		Na	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂	
Q ₄	Пески, галечники, супеси или торфяники.	2	2,5	2	2,5	2,5	10	5	$M_{0,17} \frac{HCO_3 67 SO_4 11 Cl 22}{Ca 35 Mg 33 Na 30}$
		100	80	80	220	90	325	95	
		14,5	14,3	8,5	16,5	10,4	85	15,2	
Q ₂₋₃	Пески и супеси	5	5				55		$M_{0,045} \frac{HCO_3 73 Cl 27}{Mg 37 Ca 33 Na 30}$
		10	10				47		
		7,5	7,5	5	10				
Q ₂₋₃	Пески и супеси, перекрытые глинами и суглинками	2,5	2,5	2,5	2,5	2	20	10	$M_{0,137} \frac{HCO_3 83 Cl 11 SO_4 7}{Ca 45 Mg 34 Na 21}$
		30	100	70	60	20	400	100	
		10	20	8,8	5	5	90	20	
N ₂ -Q ₁	Гравий, галька	1	1	1	2,5	2,5	35	10	$M_{0,125} \frac{HCO_3 85 Cl 18 SO_4 7}{Mg 41 Ca 38 Na 21}$
		50	60	25	140	35	200	50	
		10	15	11	5	5	100	20	

В многоводную осень 1959 г. от того же начального периода спада паводка концентрация ионов повышалась до начального периода ледостава, с 5 октября до 10 декабря со скоростью $1,1 \text{ мг/л сутки}$ (ледостав образовался 1 декабря), и затем оставалась стабильной почти до вскрытия. В обоих случаях концентрация солей в русловых водах к середине зимы достигла одного уровня с аллювиальными водами.

Увеличение концентрации солесодержания русловых вод запаздывает по отношению к началу спада паводка на 10—11 дней, так как на высоких уровнях заметных их пополнений верховодкой не происходит.

Отмеченное выше резкое увеличение скорости повышения концентрации совпадает с началом формирования ледовых явлений, так как, видимо, к этому времени верховодка уже выключается из-за промерзания и в питании реки начинают принимать в относительно большей мере виды следующих водоносных слоев с большей минерализацией. Максимум солесодержания в русловых водах наступил в конце декабря, примерно через полтора месяца после установления зимней межени, что, очевидно, определено израсходованием к этому времени не только русловых запасов воды, но и вод аллювия (рис. 3б, в).

Как видно из табл. 1 и 2 в год с маловодной осенью относительное содержание ионов — HCO_3 , SO_4 и Cl остается в течение зимы устойчивым, но происходит перераспределение в относительном содержании Ca , Mg и Na . Так, например, если в период прохождения пика осеннего паводка Mg в формуле ионного состава занимал первое место, то к концу зимней межени — последнее, в то же время содержание Na значительно повысилось и абсолютно и относительно, и этот ион переместился на первое место. Наиболее устойчивым компонентом оказался Ca , хотя его относительное содержание к концу зимней межени все же несколько понизилось.

Из сравнения солесодержания в водах реки за зимний сезон с солесодержанием в водоносных горизонтах по упомянутой работе В. А. Кирюхина, Н. В. Альбинского (табл. 3) следует, что уже на ветви спада осеннего паводка формула ионного состава вод реки приобретает структуру, родственную водам верхних водоносных горизонтов, в частности — средне-верхнечетвертичных отложений Q_{2-3} , имеющих наибольшее распространение в бассейне р. Амура, соответственно этому к концу зимы увеличивающимися содержание Na и, наоборот, уменьшающимися Mg . В табл. 3 верхняя строка — минимальные, средняя — максимальные, а нижняя — средние значения.

Характерным является то обстоятельство, что в период интенсивного падения уровней в реке преобладающим ионом оказывался Mg , как и в водах песков и супесей средне-верхнечетвертичных отложений с непрерывным зеркалом вод.

В общем, можно полагать, что в период спада осеннего паводка в русло дополнительно к поверхностным водам поступают аллювиальные воды, а с середины зимнего сезона — из водоносных слоев средне-верхнечетвертичных отложений.

В год с многоводной осенью 1959—1960 во всех анализах сезона содержание HCO_3 оказалось в тех же пределах, что и в год с маловодной осенью, но SO_4 всюду преобладало над Cl , что свойственно аллювиальным водам. Кроме того, Na оказался преобладающим ионом, что опять-таки типично для верховодки аллювия.

В связи с этим можно предположить, что в годы с многоводной осенью сток реки происходит за счет расходования русловых запасов

и аллювиальных вод, в то время, как в годы с маловодной осенью, примерно с половины зимней межени, в реку в заметных количествах поступают и из нижележащих водоносных горизонтов. Таким образом глубокие водоносные горизонты представляются в качестве запасных водоемов, сработка которых происходит в зимние сезоны после маловодных осенних периодов, поддерживая водоносность реки, чем уменьшается амплитуда колебаний минимальных расходов. Отсюда следует и вывод о том, что разгрузка водоносных горизонтов в долине р. Амура имеет некоторую ритмичность обратного характера по отношению к водоносности реки в осенне-зимние сезоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О. А. Гидрохимия. Гидрометеиздат, Л., 1952.
2. Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. Изд-во "Наука", М., 1964.
3. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. МГУ, М., 1951.
4. Басков Е. А., Зайцев И. Н. Основные черты гидрогеологии Сибирской платформы. Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Новая серия, т. 101. ВСЕГЕИ, Л., 1963.
5. Евстигнеев В. М. К расчетам минимального стока эпизодически перемерзающих рек Забайкалья. Вопросы гидрологии, в. 2. Изд. МГУ, М., 1965.
6. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Новая серия, т. 101. ВСЕГЕИ, Л., 1963.
7. Зуев А. В. Подземные воды Саяно-Алтайской складчатой области. Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Новая серия, т. 101. ВСЕГЕИ, Л., 1963.
8. Кирюхин В. А., Альбинский М. В. Гидрогеология Средне-Амурской впадины. Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Новая серия, т. 101. ВСЕГЕИ, Л., 1963.
9. Максимович Г. М. Химическая география вод суши. Географиз, М., 1955.
10. Панов Б. П. Зимний режим рек СССР. Изд. ЛГУ, Л., 1960.
11. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
12. Толстихин Н. И. Климатическая зональность артезианских вод. Зап. ЛГИ, т. XXIX, в. 2, 1953.
13. Цыцарин Г. В. Некоторые особенности солевого режима Алтайских притоков Иртыша. Вопросы гидрологии, вып. 2. Изд. МГУ, М., 1965.

А. В. Рождественский

ВНУТРИВЕКОВЫЕ ЦИКЛИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ГОДОВОГО СТОКА РЕК СССР

Исходя из теории рядов динамики, исследуется характер циклических колебаний годового стока, их изменение во времени и пространстве.

Введение

Еще с древнейших времен люди, находясь в тесном общении с природой, подметили некоторые закономерности в многолетних колебаниях увлажненности, климата и погодных условий.

Приведем лишь один пример, имеющий прямое отношение к изучению циклических колебаний климата, а следовательно, и водности рек. С незапамятных времен киргизы вели счет годам с 11-летним периодом со следующими названиями лет в их хронологической последовательности: мышь, корова, тигр, заяц, водяной жук, змея, лошадь, баран, водяной паук, петух-курица, собака и свинья. Киргизы считали такой порядок лет установившимся и, следовательно, в таком порядке повторялись и будут повторяться годы.

В исторической литературе можно найти примеры описания погодных условий лета, зимы, весны и осени. В киргизском летоисчислении благоприятными для сельского хозяйства считаются следующие годы: корова, тигр, змея, лошадь, баран и собака, остальные же годы считаются неблагоприятными. Под неблагоприятными годами киргизы понимают те, которые сопровождаются засухами летом, переменной погодой зимой, с гололедами и отсутствием зимнего корма для животных. Например, особенно неблагоприятным годом они считали год зайца, когда наблюдаются гололед, вьюги и бураны; весна наступает поздно, после весенней оттепели в начале апреля снова бураны, лето сухое, осенью бывают продолжительные дожди и резкие холода, весна холодная.

Приведем одну выдержку из еженедельного журнала „Оренбургский листок“ за 1892 г., № 10: „Особенно тяжелым годом киргизы считают год зайца — 1819, 1831, 1843, 1855, 1867, 1879. И в годы других животных не всегда легко жилось киргизам, особенно в 1851 и 1864 гг.; но никогда не достигало бедствие таких размеров, как в 1855 и 1879 гг., когда вследствие суровой зимы и жестоких буранов пало много лошадей, коров и овец . . . Особенно памятен 1879 г., когда киргизы лишились 50% скота . . . Минувший год — год зайца . . . Плохой урожай в этом году, а с 24 октября почти ежедневно падает снег, с 27-бураны“.

Не останавливаясь более подробно на киргизском летоисчислении, так как этот интересный вопрос находится больше в компетенции климатологов и синоптиков, отметим лишь, что киргизы были очень сильно связаны с окружающей их природой и особенно с погодными условиями отражающимися на жизни этого народа.

В связи с этим нельзя считать, что 11-летний порядок в киргизском летоисчислении является случайным и, возможно, связан с 11-летним циклом в ходе солнечных пятен, представленных числами Вольфа. Можно предположить, что, не располагая никакими инструментальными наблюдениями, для выявления такого порядка лет потребовался очень большой промежуток времени, и, следовательно, 11-летняя цикличность климата данного района имеет очень большую давность.

Обратим внимание еще и на тот факт, что неблагоприятные и благоприятные годы для сельского хозяйства в киргизском исчислении лет группируются по два-три года подряд.

Изучая повторяемость засух и наводнений с 71 г. нашей эры, Рейс также приходит к выводу, что годы засух и мелководья рек повторяются группами по два-три года и более.

К аналогичным выводам о повторяемости засушливых лет группами по два-четыре года с распространением их на большие территории пришел и Е. А. Гейнц [9].

Подобные группировки засушливых лет являются, видимо, проявлением цикличности с средним периодом пять-шесть лет.

Вопросами многолетних колебаний климата и водности рек и причин их обуславливающих занимались многие ученые. Более интенсивно эти исследования обычно развивались после очень засушливых и маловодных периодов.

Достаточно полный обзор работ и перечень исторической литературы можно найти в последних наиболее обширных исследованиях Л. К. Давыдова [11], П. С. Кузина [21], А. В. Шнитникова [34], Т. Н. Кочуковой [14] и В. Г. Андреянова, на которых и остановимся несколько подробнее.

Л. К. Давыдов [11] рассматривает многолетние колебания основных рек СССР и по данным 21 пункта приходит к выводу, что в колебаниях годового стока отсутствует периодичность, а имеются лишь циклические колебания, значительно отличающиеся по фазе и глубине каждого цикла для различных территорий Советского Союза. Так отмечается противоположный характер многолетних колебаний годового стока в западных и восточных частях СССР.

В отдельные же циклы на довольно больших территориях наблюдается общая тенденция в колебаниях стока с некоторыми различиями как в фазе этих циклов, так и в колебании отдельных лет. Если общая направленность в колебаниях стока объясняется преобладанием тех или иных макросиноптических процессов, то отдельные отклонения годового стока от этого фона связаны с различием гидрометеорологических условий.

А. В. Шнитников [34] на основании многочисленных архивных, картографических и литературных материалов обнаружил в ходе уровней озер Западной Сибири и Северного Казахстана ярко выраженную цикличность с продолжительностью циклов от 20 до 45 лет. Сравнивая колебания уровней озер Западной Сибири и Северного Казахстана с климатическими циклами Э. А. Брюкнера, А. В. Шнитников приходит к выводу об их хорошем соответствии при учете некоторого сдвига фаз во времени. Причем климатические циклы наступают раньше, чем циклы в ходе уровней озер.

П. С. Кузин [21] в целях изучения многолетних колебаний годового стока исследовал 44 пункта наблюдений преимущественно средних и крупных рек, что позволило ему прорайонировать территорию СССР на 12 гидросиноптических районов с синхронными колебаниями стока.

Одним из наиболее обширных исследований многолетних колебаний годового стока является исследование П. Н. Кочуковой [14], использовавшей данные уже по 247 пунктам наблюдений, охватывающим 172 реки Советского Союза с продолжительностью наблюдений от 17 лет и более. В результате корреляционного анализа стока смежных рек и, используя коэффициент связи водоносности рек, предложенный П. С. Кузиным, Т. Н. Кочукова выделила на территории СССР 26 районов с синхронными колебаниями стока и пришла к следующим выводам: 1) границы многоводных, средних и маловодных областей не постоянны, с последовательным перемещением центров маловодья и многоводья через средние по водности годы, 2) наибольшая продолжительность многоводного периода уменьшается с севера (7—12) лет на юг (2—3), 3) обнаружены удовлетворительные связи между индексами атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму и годовым стоком (по скользящим 10-летиям).

Особенно интересны исследования В. Г. Андреянова, указавшего на постоянный сдвиг фаз циклических колебаний годового стока по территории СССР в направлении с севера на юг и с запада на восток в сопоставлении с различным влиянием на сток основных типов атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму.

Резюмируя выше сказанное, можно заключить, что в колебаниях годового стока наблюдаются циклы многоводных и маловодных лет с различной длительностью и интенсивностью этих циклов как в пространстве, так и во времени.

В настоящей статье исследуются циклы различной продолжительности, проявляющиеся в рядах годового стока, их фазовая сдвигка и некоторые видоизменения по территории Советского Союза в широтном и меридиональном направлениях, произведено сопоставление этих колебаний с индексами барической циркуляции Л. А. Вительса.

Математическое описание многолетних колебаний годового стока с учетом стохастической зависимости в рядах годового стока может быть осуществлено рядом способов.

Так, П. А. Ефимович [13] приходит к выводу, что в рядах годового стока помимо закономерной составляющей (периодической) имеет место и случайная компонента, математически которую можно учесть двояко: „...или мы можем принять, что периоды и амплитуды колебаний сами по себе суть некоторые случайные переменные, которые изменяются в некоторых пока неизвестных, но подлежащих изучению, пределах; или мы можем допустить, что отклонения от среднего значения слагаются из двух существенно различных типов отклонений, а именно, одни отклонения строго функционально периодичны, а другие чисто случайные и подчиняются лишь общим законам случайных, в строгом смысле, переменных“ [13].

Произведя исследование по второму и наиболее простому пути, как отмечает автор, в заключении все же делается вывод о лучшей применимости для математического описания колебаний годового стока переменных амплитуд и периодов, что в современном понимании и называется циклическостью.

С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель [20] для исследования колебаний годового стока предлагают три формы математического описания, кото-

рые должны отражать циклический характер в колебаниях годовых расходов воды.

Прежде всего многолетние колебания годового стока рекомендуется рассматривать, как сложный цикл с функциональной зависимостью стока от времени. „Следующим шагом по пути развития представления о характере многолетних колебаний гидрологических величин является рассмотрение их как сложной системы вариаций, состоящей из циклических колебаний среднего статистического уровня и случайных отклонений от него“ (20).

В третьем способе интерпретации многолетних колебаний гидрологических величин предлагается использовать простые цепи академика Маркова.

Если первая и третья концепции нашли отражение в литературе [8, 15, 17, 20, 22 и др.], то вторая до настоящего времени оказалась почти не исследованной.

Расчленение многолетних колебаний стока на средний статистический уровень и случайные от него отклонения есть, по сути дела, ни что иное, как каноническое представление случайного процесса годового стока, при котором исследуемый нестационарный случайный процесс складывается из суммы переменного во времени математического ожидания и некоррелированных элементарных случайных функций.

Отметим, что такое математическое представление колебаний годового стока не отрицает существующие статистические методы в расчетах стока, а является дополнительным способом для исследования многолетних колебаний стока.

К необходимости учета изменяемости средних климатических характеристик, в настоящее время пришли многие климатологи. „Теперь уже большинство климатологов, — пишет М. С. Эйгенсон, — у нас и за рубежом осознали настоятельную необходимость дополнить климатологическую статику климатологической кинематикой, а стало быть, в будущем и климатологической динамикой, т. е. физическим теоретическим анализом изменений среднего климатического режима“ [35].

К непостоянству климатических норм стока приходит О. А. Сапожникова [25], которая считает необходимым климатические нормы дополнять характеристикой их варьирования.

Д. Л. Соколовский [29] приходит к выводу, что норма годового стока в засушливых районах „... становится в значительной степени условной и зависящей от характера чередования и наличия многоводных лет в будущем периоде эксплуатации сооружений“.

Итак, исследования циклических колебаний годового стока [11, 14, 21, 34 и др.], несоответствие многолетних колебаний стока критериям случайности и наличие в этих колебаниях корреляции от $\tau = 1$ до $\tau = 20$ и более служит основанием к допущению о нестационарности процесса годового стока.

В нестационарных же процессах математические ожидания непостоянны во времени, а корреляционные функции зависят от промежутка времени, за который они определяются. О непостоянстве корреляционных функций за различные промежутки времени отмечается в работе [24].

В будущем условно будем называть переменное во времени математическое ожидание рядов годового стока динамической нормой годового стока.¹

¹ Впервые это название дано в статье [23]. Термин „динамическая норма стока“ не совсем точен и несколько противоречит обычному понятию нормы стока. Поэтому правильнее было бы назвать ее обычно применяемым в статистике термином — „динамическая или подвижная средняя“ (примечание ред.)

В статьях [23, 24] изложена методика расчленения многолетних колебаний годового стока на динамическую норму и случайные от нее отклонения.

В настоящем исследовании использовались также графики связи смежных ступеней последовательного скользящего осреднения.

Последовательное скользящее осреднение прекращалось, когда зависимость $X_i = f(X_{i+2})$ проходила практически под углом 45° , так как дальнейшее осреднение не изменит полученную этим способом динамическую норму, которая в таком случае представляется пределом, к которому стремятся последовательные скользящие осреднения.

Это положение проверено на 12 рядах среднегодового стока, в результате чего можно заключить, что во всех случаях 10-я ступень последовательного скользящего осреднения и является этим пределом, т. е. динамической нормой стока. Этот вывод использован при дальнейших расчетах динамических норм стока.

Анализ циклических колебаний годового стока

Для исследования многолетних колебаний годового стока рек были использованы 55 пунктов наблюдений, охватывающих 37 рек с наиболее длинными и непрерывными рядами наблюдений за стоком воды.

Учитывая недостаточное количество пунктов с многолетними (не менее 50 лет) наблюдениями за стоком воды, охватить исследованием всю территорию Советского Союза не представилось возможным. Поэтому на территории СССР были выбраны четыре профиля, если можно так выразиться, которые более или менее удовлетворительно освещены многолетними данными о стоке рек: первый и основной профиль расположен в направлении с запада на восток между 50 и 55° с. ш.; второй, третий и четвертый профили расположены в направлении с севера на юг соответственно между 28 и 36° , 40 и 48° и 56 и 64° в. д. Отметим, что в отдельных случаях некоторая часть рассматриваемых водосборов выходит за пределы отмеченных границ. Однако большие части площадей водосборов, как правило, расположены в пределах указанных границ. Лишь в единичных случаях при полном отсутствии наблюдений в том или ином районе используются данные о стоке рек, водосборы которых расположены за пределами, принятых координатных линий, но в непосредственной близости от них.

Для анализа многолетних колебаний стока в направлении с запада на восток (профиль № 1) использованы данные о среднегодовых расходах воды по 31 пункту наблюдений; для характеристики колебаний годового стока в направлении с севера на юг использованы среднегодовые расходы воды по 12 водпостам для профиля № 2, по 5 водпостам для профиля № 3 и по 8 водпостам для профиля № 4; 7 пунктов наблюдений за годовым стоком рек использованы для увязки многолетних колебаний стока больших водосборов с их составляющими частями (реки Волга и Днепр) и для некоторой дополнительной характеристики многолетних колебаний стока за пределами рассматриваемых профилей.

Циклические колебания годового стока рек в своей закономерной части представлены циклическими колебаниями среднего статистического уровня или динамической нормой стока. Для целей исследования многолетних колебаний годового стока рек были вычислены динамические нормы всех исследуемых рек, результаты расчета нанесены на рис. 1, 2, 3 и 4.

Как и следовало ожидать, характер колебаний динамических норм стока на всех представленных реках имеет более плавный по срав-

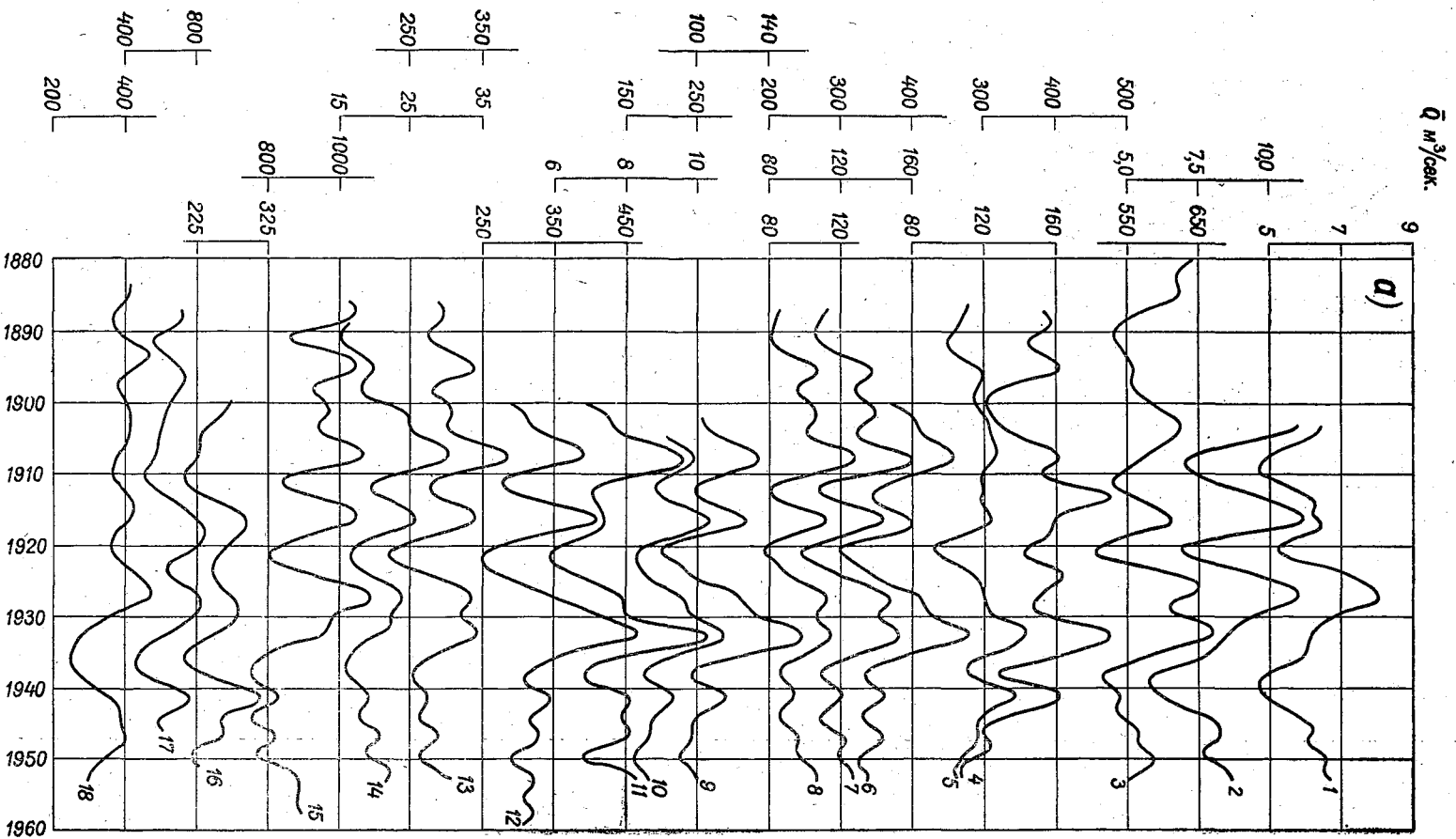


Рис. 1.

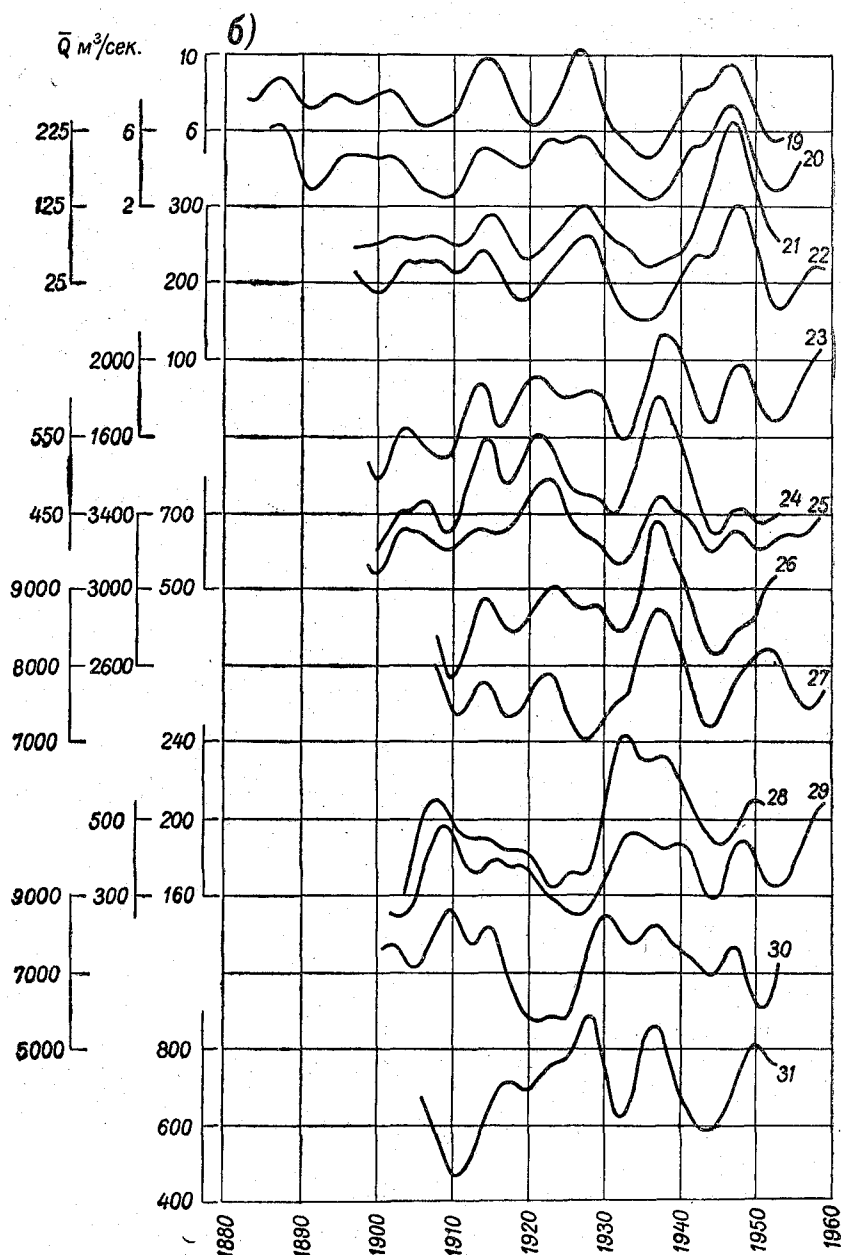


Рис. 1. Многолетние колебания динамических норм стока в направлении с запада на восток между 50° и 55° с. ш. (профиль № 1):

а: 1 — р. Вента — Кульдига; 2 — р. Вента — Абана; 3 — р. Неман — Смолинкай; 4 — р. Припять — Мозырь; 5 — р. Березина — Бобруйск; 6 — р. Днепр — Речица; 7 — Днепр — Орша; 8 — р. Днепр — Смоленск; 9 — р. Сож — Славгород; 10 — р. Сож — Гомель; 11 — р. Десна — Брянск; 12 — р. Десна — Чернигов; 13 — р. Ока — Калуга; 14 — р. Ока — Орел; 15 — р. Ока — Муром; 16 — р. Дон — Лиски; 17 — р. Дон — Калач; 18 — р. Вятка — Киров; 19 — р. Белая — Уфа; 20 — р. Сакмара — Сакмара; 21 — р. Тобол — Ялуторовск; 22 — р. Иртыш — Тобольск; 23 — р. Обь — Новосибирск; 24 — р. Бия — Бийск; 25 — р. Томь — Новокузнецк; 26 — р. Енисей — Базанха; 27 — р. Енисей — Енисейск; 28 — р. Ангара — Пашки; 29 — р. Шилка — Сретенск; 30 — р. Амур — Хабаровск; 31 — р. Зея — Зейские ворота.

нению с колебаниями годового стока и вместе с тем более закономерный характер. Ярко выражены циклические колебания в ходе динамических норм стока, которые более наглядно и убедительно представлены по сравнению с колебаниями среднегодового стока. Однако подметить какую-либо периодичность в колебаниях динамических норм стока не представляется возможным.

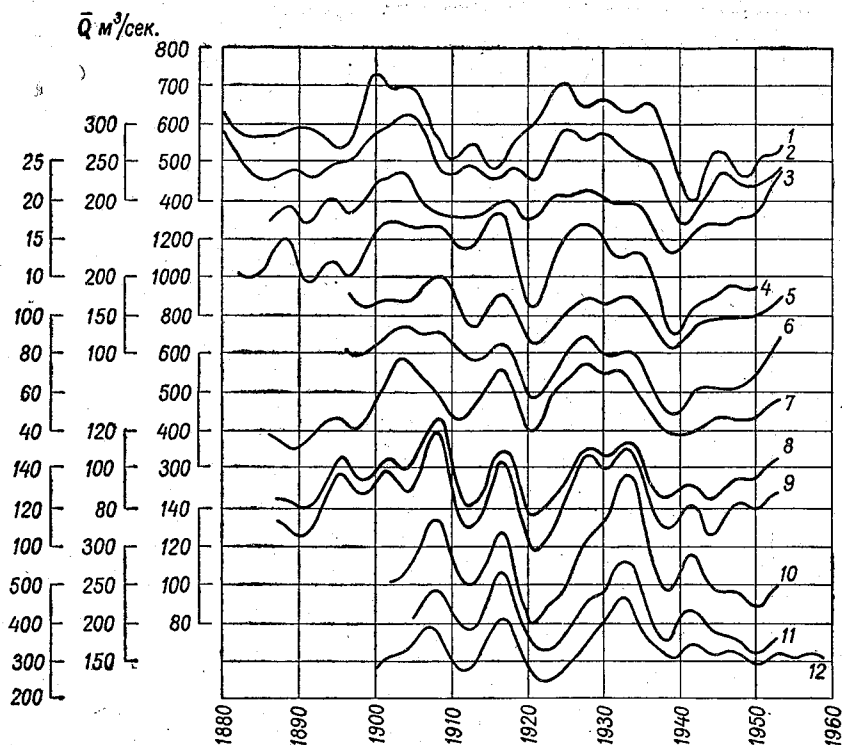


Рис. 2. Многолетние колебания динамических норм стока в направлении с севера на юг между 28° и 36° в. д. (профиль № 2):

1 — р. Вуокса — ГЭС Х; 2 — р. Нева — Петрокрепость; 3 — р. Тихвинка — Горелуха; 4 — р. Волга — Ярославль; 5 — р. Волга — Старица; 6 — р. Волга — Ельцы; 7 — р. Зап. Двина — Даугавпилс; 8 — р. Днепр — Смоленск; 9 — р. Днепр — Орша; 10 — р. Сож — Славгород; 11 — р. Сож — Гомель; 12 — р. Десна — Чернигов.

При общем обозрении колебаний динамических норм стока можно отметить различный их характер в разных районах СССР и за различные промежутки времени и вместе с тем довольно плавный переход циклических колебаний от одного района к другому.

Кроме того, обращает внимание в колебаниях динамических норм стока много ритмичность с средней продолжительностью циклов от 5—6 лет до 20 лет и более.

Проанализируем более подробно характер колебаний динамических норм стока в направлении с запада на восток по всей территории Советского Союза (см. рис. 1).

Обращают внимание два маловодных цикла с центрами маловодья в 1919—1922 гг. и 1935—1939 гг., распространяющихся от западных границ СССР (р. Вента) до центральных районов Западной Сибири (р. Иртыш) и даже несколько восточнее.

Проследим за фазовой сдвижкой первого отмеченного центра маловодья в направлении с запада на восток. Если на самом западе тер-

ритории СССР центр маловодья приходится на 1920 г. (р. Вента), то далее на восток это маловодье сдвигается до 1921 г. (реки Неман, Припять, Березина, Днепр, Сож у г. Славгорода); до 1922 г. (реки Сож у г. Гомеля, Десна, Ока); до 1923—1924 гг. (р. Дон) и далее центр этого маловодья движется в обратном направлении до 1921 г. (р. Белая); до 1919 г. (реки Сакмара, Тобол, Иртыш). Интересно отметить, что последнее обратное движение центра маловодья можно проследить и далее в менее выраженных и постепенно деградирующих центрах маловодья рек Оби, Бии, Томи с минимумом этого центра уже в 1917—1918 гг. И, наконец, рассматриваемый центр маловодья

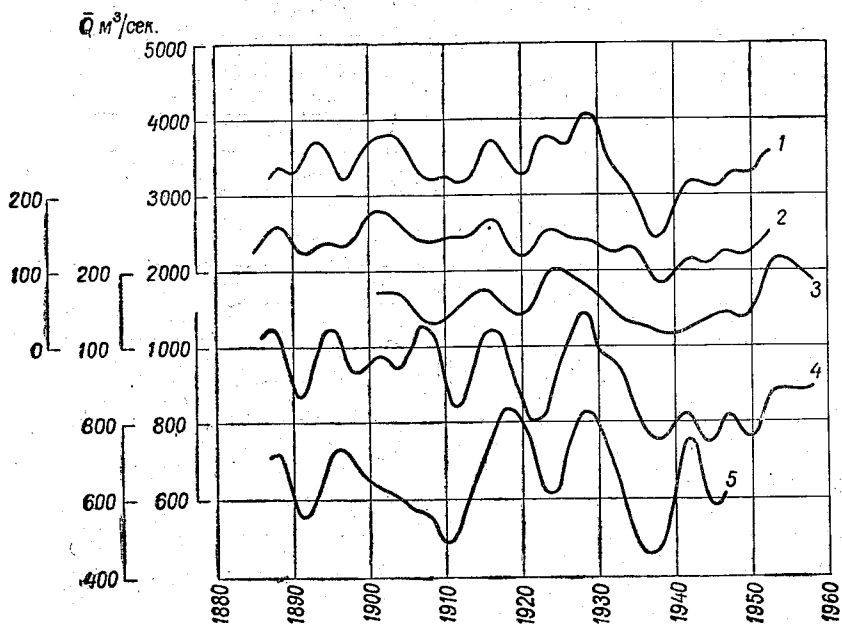


Рис. 3. Многолетние колебания динамических норм стока в направлении с севера на юг между 40° и 48° в. д. (профиль № 3):

1 — р. Сев. Двина — Усть-Пинега; 2 — р. Сухона — Рабаньи; 3 — р. Унжа — Маркарьев; 4 — р. Ока — Муром; 5 — р. Дон — Калач.

выражен лишь почти незаметным минимумом в 1917 г. на реках Ангаре и Шилке и далее совершенно отсутствует (например, реки Амур и Зея). Обратим внимание, что в рассмотренном маловодном цикле постепенно изменяется не только фазовая сдвигка во времени, но и его амплитуда. Так, в направлении с запада на восток амплитуда этого цикла все более и более увеличивается, достигая наибольшего своего значения в районе р. Десны, и далее этот центр маловодья постепенно деградирует в районе рек Ангара и Шилки.

Проследим аналогичным образом за отмеченным выше вторым маловодным циклом с центром маловодья в 1935—1939 гг.

Центр данного маловодья с запада на восток перемещается следующим образом: 1939 г. (р. Вента 1938 г., реки Неман, Припять, Березина, Днепр, Сож, Десна, Ока); 1936—1937 гг. (реки Дон, Вятка, Белая, Сакмара, Тобол); 1935 г. (р. Иртыш,) 1932—1933 гг. (реки Обь, Бия, Томь, Енисей). По своей амплитуде с запада на восток этот цикл постепенно уменьшается приблизительно до р. Днепр и далее вновь

увеличивается, достигая наибольшего своего значения в районе рек Иртыш и Тобол, после чего наблюдается постепенная деградация рассматриваемого цикла с почти полным его исчезновением в районе р. Енисей. Так, в ходе динамической нормы р. Енисей у г. Красноярска на общем ходе подъема в 1932г. наблюдается лишь незначительный перегиб кривой.

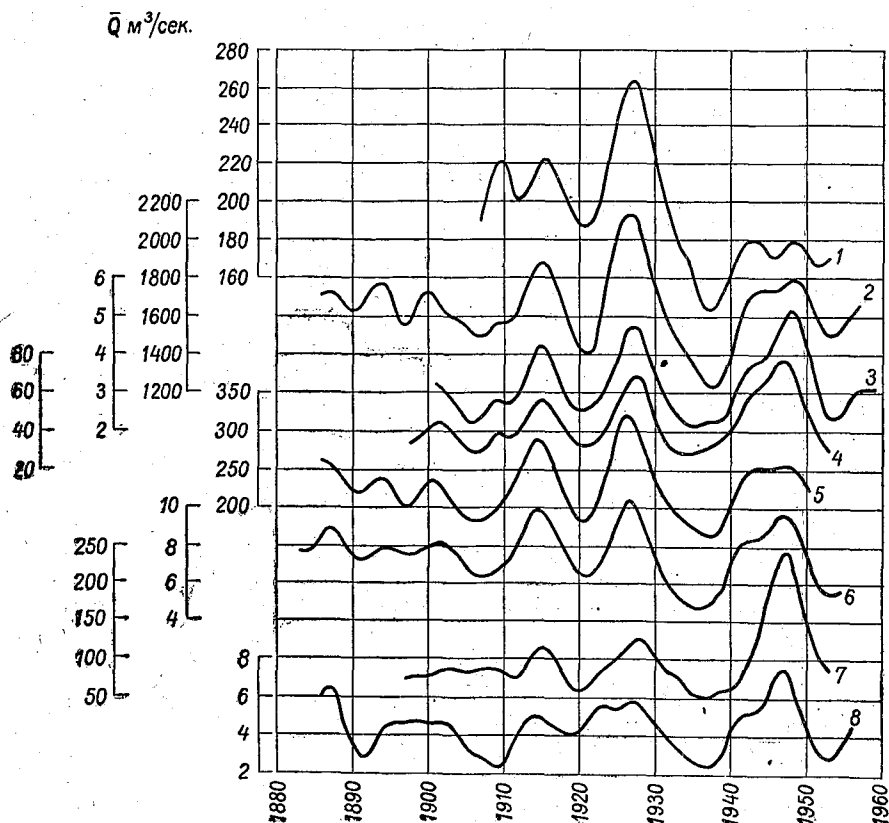


Рис. 4. Многолетние колебания динамических норм стока в направлении с севера на юг между 56° и 64° в. д. (профиль № 4):

1 — р. Вишера — Митракова; 2 — р. Кама — Пермь; 3 — р. Тура — Тюмень; 4 — р. Ница — Ирбит; 5 — р. Чусовая — Чусовские городки; 6 — р. Белая — Уфа; 7 — р. Тобол — Ялуторовск; 8 — р. Сакмара — Сакмара.

Аналогичным образом был проанализирован ход динамических норм стока всех исследуемых рек, представленных на рис. 1—4, в направлениях с запада на восток, с востока на запад и с севера на юг.

В результате такого совместного анализа хода динамических норм стока во всех направлениях обнаружены некоторые закономерности в их колебаниях как в пространстве, так и во времени, на которых ниже и остановимся.

Распространение циклических колебаний происходит, как правило, в направлении от океана в глубь континента. Так, для территории СССР такими направлениями являются направление с запада на восток (влияние Атлантического океана), с востока на запад (влияние Тихого океана), с севера на юг (влияние Северного Ледовитого океана). В качестве примера западного влияния на циклические колебания динамической нормы может служить рассмотренный выше маловодный

цикл с минимумом в 1935—1939 гг. Интересно отметить, что в тот же период наблюдается очень маловодный цикл в колебаниях динамической нормы, распространяющейся с севера на юг (см. рис. 2, 3, 4). Причем это северное влияние становится все более очевидным и интенсивным в направлении с запада на восток. Следовательно, маловодье с минимумом в 1935—1939 гг., распространяющееся с запада на восток и постепенно ослабляющееся в районе рек Ока и Дон, начинает вновь усиливаться за счет влияния минимума маловодья, распространяющегося с севера на юг.

Таким образом, исключительный по величине маловодный период 1930—1940 гг. является следствием циклических колебаний, распространяющихся в направлениях с запада на восток и с севера на юг.

Примером восточного влияния на ход динамических норм стока может служить маловодный цикл с минимумом в 1944—1945 гг., наблюдавшихся в бассейнах рек Зея, Амур, Шилка, Енисей, Томь, Бия. Отметим, что менее закономерный ход в колебаниях динамической нормы от одной реки к другой в Азиатской части Советского Союза по сравнению с Европейской частью связан в основном с отсутствием длительных рядов наблюдений за стоком воды на средних реках и использования поэтому рек с большими площадями водосборов, циклические колебания которых являются результатом колебаний их составных частей.

Фазовая сдвигка в ходе циклических наблюдений, видимо, связана с совместным влиянием циклических колебаний, распространяющихся с разных направлений.

Рассмотрим, например, многоводный цикл, заключенный между двумя маловодными циклами с их минимумами в 1919—1922 гг. и 1935—1939 гг. представленный двумя ядрами многоводья, постепенно чередующихся между собой в направлении с запада на восток.

Первое ядро многоводья с максимумом в 1927 г. отчетливо выражено на р. Венте, затем этот максимум, постепенно уменьшаясь, проходит на р. Неман в 1926 г., на р. Припять в 1924 г. и на р. Березине выражен лишь перегибом на общем ходе подъема динамической нормы. Фазовое смещение данного максимума связано с одновременным на него действием циклических колебаний, распространяющихся с севера на юг между 28 и 36° (см. рис. 2). Ослабление же данного максимума вплоть до полного его исчезновения связано с ослаблением западного действия в глубь континента. Однако после исчезновения данного ядра максимума в районе р. Березины он вновь появляется в верхнем течении Днепра уже в 1927—1928 гг. и далее, постепенно усиливаясь, проходит на реки Десна, Ока, Дон, Вятка, Белая, Сакмара, Тобол и Иртыш в 1927—1928 гг. Вторичное появление и последующее усиление максимума этого многоводья связано с действием мощного многоводного цикла, распространяющегося с севера на юг и постепенно усиливающегося в направлении с запада на восток.

К востоку от р. Иртыш первое ядро многоводья, постепенно уменьшаясь, проходит в 1928 г. на реках Обь и Бия, в 1929—1930 гг. на реках Томь и Енисей, а далее к востоку совсем исчезает.

Фазовое смещение от р. Иртыш до р. Енисей связано с действием многоводного цикла, распространяющегося с востока на запад.

Второе ядро рассматриваемого многоводного цикла, отмеченное лишь перегибом в ходе динамической нормы р. Венты в 1928 г., постепенно усиливается и приобретает отчетливое выражение в 1932 г. на реках Немане, Припяти, Березине, Днепре, Соже, Десне, после чего вновь уменьшается на р. Оке и далее к востоку совсем исчезает.

При одновременном рассмотрении двух ядер многоводья видно, как постепенно усиливается то одно, то другое ядро многоводья вплоть до полного исчезновения соответственно того или другого ядра. При этом изменяются и интенсивности ядер многоводья. При усилении, допустим, второго ядра многоводья и соответствующем ослаблении вплоть до полного исчезновения первого ядра интенсивность второго ядра многоводья приобретает особенно бурное развитие. Примером может служить р. Десна у г. Чернигова с наибольшим значением динамической нормы в 1932 г., которое оказалось не превзойденным за весь период наблюдений.

Аналогичным образом при усилении первого ядра многоводья с одновременным ослаблением и даже исчезновением второго ядра наибольшие значения динамической нормы первого ядра многоводья значительно увеличиваются, например, реки Вента, Ока у Муром, Дон, Белая, Вятка. Средняя продолжительность между двумя ядрами рассматриваемого многоводного цикла составляет 5—6 лет.

В отдельных случаях происходит объединение нескольких ядер многоводий. Рассмотрим, например, многоводный цикл, состоящий из трех ядер многоводья, заключенный между маловодными циклами с их минимумами в 1920—1922 гг. и в 1938—1941 гг., наблюдающийся в северо-западных районах ЕТС (рис. 2). Объединение трех ядер многоводья наблюдается в направлении с севера на юг.

Так, на р. Вуоксе отчетливо выражены три ядра многоводья с продолжительностью между максимумами в 5 лет, на реках Неве и Тихвинке эти максимумы многоводья постепенно сглаживаются; в верховьях рек Волги, Зап. Двины и в верхнем течении р. Днепра наблюдается уже два ядра многоводья, которые к югу объединяются в одно ядро на реках Сож и Десна. Причем, как и в предыдущем примере, объединение ядер многоводья происходит за счет усиления какого-либо одного ядра при одновременном ослаблении и исчезновении других ядер многоводья.

Таким образом, по мере продвижения в глубь континента увеличивается продолжительность циклов. Так, в западных районах ЕТС широко распространена цикличность с средним периодом 5—6 лет (реки Неман, Припять, Березина, Днепр), которая к востоку увеличивается до 10—12 лет и более (реки Дон, Вятка, Белая, Сакмара, Тобол, Иртыш). Аналогичное увеличение продолжительности циклов по мере продвижения в глубь континента наблюдается и в направлении с севера на юг. Так, на реках Вуоксе, Неве, Тихвинке широко распространена цикличность с средней продолжительностью 5—6 лет, которая к югу преобразуется в циклы большей продолжительности на реках Сож и Десна.

Увеличение продолжительности циклов по мере удаления от океана обнаружено А. В. Шнитниковым в ходе колебаний уровней озер. Так, на Мазурских озерах продолжительность циклов в среднем составляет 13—20 лет, на Ладожском озере 25—35 лет, на юго-востоке ЕТС 28—38 лет и в Казахстане и Западной Сибири 25—45 лет.

Наименьшим по продолжительности циклом в ходе колебаний динамических норм стока является цикл с средним периодом в 5—6 лет. Как правило, амплитуды данного цикла незначительны, однако он имеет большое распространение. Выше было показано, что циклы с большей средней продолжительностью, чем 5—6 лет, во многих случаях образуются путем объединения двух, трех и более 5—6-летних циклов в один цикл, образуя, таким образом, циклы кратные 5—6-летней цикличности.

Таким образом, цикл с средней продолжительностью в 5—6 лет является как бы элементарным циклом, являющимся основой для образования более продолжительных циклов в колебаниях динамических норм стока. В связи с этим интересно отметить, что в последнее время обнаружена 5—6-летняя цикличность солнечной активности. „Самым коротким циклом, — пишет М. С. Эйгенсон, — солнечное происхождение которого, повидимому, удалось установить, является 5—6-летний цикл. Своеобразие его заключается в том, что он сперва был установлен во многих геофизических явлениях и лишь совсем недавно удалось предварительно показать его гелиофизическое происхождение“ [35].

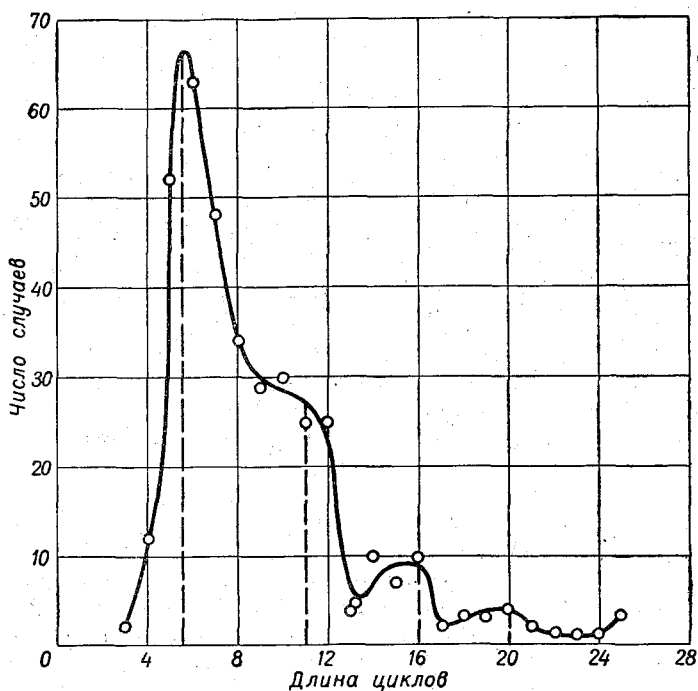


Рис. 5. Суммарная кривая распределения циклов разной продолжительности.

Для выявления общих закономерностей в циклических колебаниях динамических норм стока, свойственных в той или иной степени всем исследуемым рекам, были определены для каждого створа в отдельности, а затем просуммированы для всех рек продолжительности циклов между наблюдавшимися максимумами в колебаниях динамических норм стока. В отдельных случаях продолжительность циклов определялась по четко выраженным точкам перегиба в ходе динамических норм стока. Результаты расчета представлены на рис. 5 в виде эмпирической кривой распределения циклов различной продолжительности для 54 исследуемых рек. Из графика видно, что наиболее часто встречающаяся продолжительность цикла равна 5—6 годам. Так, из общего числа всех циклов разной продолжительности, равного 371, на долю 5—6-летней цикличности приходится 115 случаев или 31% от общего числа случаев. Повышенное значение числа случаев оказалось для циклов с продолжительностью в 10—12 лет, 14—16 лет и 19—21 год.

Таким образом, отмеченная выше закономерность о 5—6-летней кратности циклов большой продолжительности подтвердилась в среднем для всех рек.

Определенное влияние на ход циклических колебаний динамических норм стока оказывают бессточные понижения местности, которые увеличивают контрастность колебаний, уменьшая амплитуды маловодных циклов и увеличивая амплитуды очень многоводных циклов за счет переменной действующей площади водосбора. Влияние бессточных понижений местности на ход динамической нормы стока сказывается, например, на реках Иртыш и Тобол, в которых наблюдаются циклы с очень малыми и большими амплитудами.

Проследим за распространением циклов с запада на восток и установим границы, после которых цикличность западного направления практически отсутствует в ходе колебаний динамических норм стока. Отдельные циклы, распространяющиеся с запада на восток, достигают бассейна р. Дон. Например, циклы повышенной водности с максимумами в 1901—1902, 1907—1908 гг. и циклы пониженной водности с их минимумами в 1904—1905 и в 1929—1931 гг. Эти циклы имеют незначительные амплитуды, иногда начинаются не от самых западных границ СССР и, как правило, неустойчивы во времени и пространстве.

Более устойчивые циклы во времени и пространстве и, как правило, с большими амплитудами распространяются с запада на восток до бассейна р. Оби и даже в отдельных случаях восточнее, достигая рек Енисей и Ангары. Так, многоводный цикл с максимумом в 1924—1929 гг. распространяется до р. Енисей, а маловодный цикл с минимумом в 1918—1923 гг. — до р. Ангары.

Таким образом, границы распространения циклов с запада на восток не устойчивы во времени и пространстве. Для циклов с большими амплитудами и периодами эти границы сдвигаются, как правило, восточнее по сравнению с менее выраженными циклами. Что же касается границ распространения циклов с севера на юг, то установить их не представляется возможным из-за сравнительно меньшей протяженности территории Советского Союза в этом направлении, с одной стороны, и из-за недостаточного количества многолетних створов наблюдений в окраинных районах территории СССР, с другой.

В заключении данного раздела отметим, что при исследовании циклических колебаний годового стока, представленных колебаниями динамических норм стока, основное внимание было обращено на внутривековые циклы, являющиеся почти не исследованной областью в этом направлении. В следующем разделе попытаемся осветить причины, обуславливающие внутривековые колебания годового стока.

Внутривековые колебания годового стока в связи с характером атмосферной циркуляции

В настоящее время существует много способов типизации атмосферных процессов, к числу которых можно отнести исследования Г. Я. Вангенгейма, Б. Л. Дзердзиевского, Н. А. Белинского, Л. А. Вительса и др.

В настоящей статье используются индексы атмосферной циркуляции по Л. А. Вительсу [6, 7], полученные на основе повторяемости циклонов и антициклонов различной интенсивности в восьми районах. На территории Советского Союза расположены второй, третий, четвертый, седьмой и восьмой районы. Причем к районам, на территории которых имеются длительные наблюдения за речным стоком, отно-

сятся четвертый, седьмой и восьмой, согласно нумерации Л. А. Вительса.

В качестве характеристики средней интенсивности циклонической циркуляции за большие промежутки времени (сезон, год) рекомендуется следующий индекс циркуляции:

$$I_z = \frac{6n_9 + 3n_8 + n_7}{n_9 + n_8 + n_7},$$

где n_7 , n_8 , n_9 — число дней с индексами 7, 8 и 9; индекс 7 — слабый циклон с давлением в центре ≥ 1005 мб, 8 — умеренный циклон с давлением и 995—1000 мб и 9 — глубокий циклон с давлением в центре 990 мб и ниже.

Из формулы видно, что в системе индексации атмосферной циркуляции Л. А. Вительсом учтен как характер барического поля, так и его интенсивность на каждый день для каждого из восьми районов.

Обоснование весов в принятой формуле и их физическая интерпретация даны в работе [7].

На основе годовых значений индексов, полученных из их сезонных значений, рассчитаны динамические нормы этого индекса для четвертого, седьмого и восьмого районов по методике, изложенной в работах [23, 24].

Результаты расчета представлены на рис. 6, где также нанесены динамические нормы стока водосборов, расположенных в центральной части каждого из рассматриваемых районов.

Так, для четвертого района принят водосбор р. Невы у Петрокрепости, для седьмого района — водосбор р. Дона у г. Калача и для восьмого района — водосбор р. Оби у г. Новосибирска.

На этом же графике произведено сопоставление индексов солнечной активности в виде чисел Вольфа с динамической нормой индексов I_z для четвертого района.

Сопоставляя значения индексов циклонической циркуляции с соответствующими значениями динамических норм стока для четвертого, седьмого и восьмого районов, можно прийти к следующим выводам:

Переломным точкам индексов циклонической циркуляции, как правило, соответствуют переломные точки в ходе динамических норм стока.

Характер связи индексов циркуляции с динамическими нормами стока различный для разных районов и за различные промежутки времени.

В четвертом районе фазы короткопериодных колебаний стока и индексов циркуляции противоположны. Наибольшим значениям одних, как правило, соответствуют наименьшие значения других и наоборот.

В седьмом районе колебания стока в общем хорошо следуют за колебаниями индексов циклонической циркуляции. Однако в одном случае многоводному циклу в ходе колебаний динамической нормы р. Дона у г. Калача с максимумом в 1926 г. соответствует два повышенных значения в ходе индексов циклонической деятельности.

В восьмом районе колебания динамической нормы стока р. Оби у г. Новосибирска являются почти зеркальным отображением хода индексов циклонической циркуляции. Лишь с 1950 г. колебания стока и индексов циклонической деятельности изменяются синфазно.

Нарушение знака связи между колебаниями циклонической циркуляции и колебаниями речного стока, возможно, связано с нелинейностью связи количества осадков и глубиной циклонов. По Л. А. Вительсу эта связь неоднозначна. Так, с увеличением интенсивности циклонов сначала происходит увеличение количества осадков до некоторого

предела, после которого дальнейшее увеличение интенсивности циклонов дает уменьшение количества выпадающих осадков.

Учитывая рекомендацию М. С. Эйгенсона [35] о трехчленных связях в изучении многолетних колебаний гидрометеорологических харак-

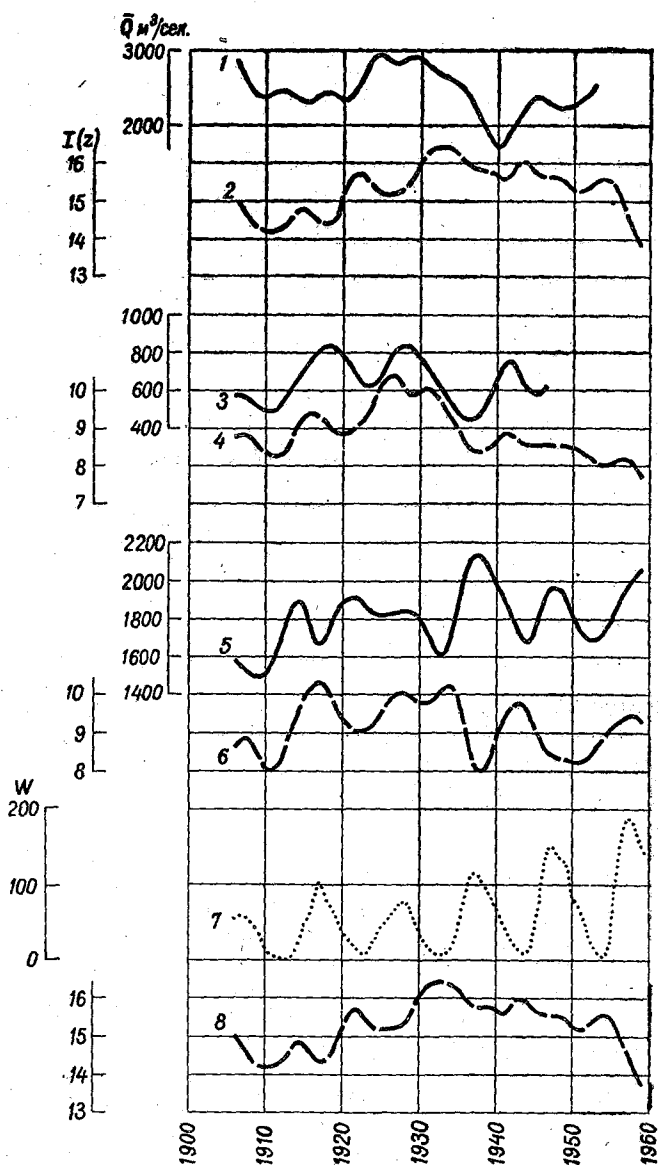


Рис. 6. Многолетние колебания динамических норм стока, индексов циклонической интенсивности (по Л. А. Вительсу) и чисел Вольфа:

1 — р. Нева — Петрокрепость; 3 — р. Дон — Калач; 5 — р. Обь — Новосибирск; колебания индекса циклонической интенсивности — 2; 8 — IV район; 4 — VII район; 6 — VIII район; колебания чисел Вольфа — 7.

теристик: „ . . . солнечная активность — колебания общей циркуляции — колебания гидрометеорологического режима“, произведено сопоставление солнечной активности в виде чисел Вольфа с динамическими нормами индексов циклонической циркуляции по Л. А. Вительсу.

В качестве примера это сопоставление сделано для индексов циклонической деятельности по четвертому району. Точкам перегиба чисел Вольфа почти во всех случаях соответствуют точки перегиба в ходе индексов I_z . При увеличении чисел Вольфа, как правило, уменьшаются значения I_z и наоборот, т. е. обнаружена в ходе этих элементов обратная зависимость.

Что касается других районов, то связи I_z с числами Вольфа носят различный характер для различных районов и в разные периоды времени.

Таким образом, на рассматриваемых примерах видно, что циклические колебания годового стока в своей закономерной части являются следствием циклических колебаний атмосферной циркуляции, которые в свою очередь обусловлены действием солнечной активности. Однако связи эти не устойчивы во времени и пространстве, что несколько затрудняет их использование в решении ряда практических задач. В настоящее время лишь намечены пути исследования неустойчивости этих связей, что является темой дальнейших исследований в этом направлении.

В заключении данного раздела отметим, что типизация Л. А. Вительса произведена отдельно для каждого из восьми довольно обширных районов, внутри которых имеют место существенные различия в ходе колебаний годового стока. Это обстоятельство несколько уменьшает возможности использования индексов барической циркуляции по Л. А. Вительсу и ставит задачу получения характеристик барикоциркуляционного режима для меньших районов.

Выводы

1. При исследовании циклических колебаний годового стока рек целесообразно расчленять их на колебания динамической нормы стока и случайные от нее отклонения для отдельного изучения каждой из этих составляющих.

2. Циклические колебания годового стока рек довольно плавно изменяются в широтном и меридиональном направлениях.

3. Распространение циклических колебаний происходит в основном от океана в глубь континента.

4. Фазовая сдвигка циклических колебаний годового стока по территории происходит, как правило, в результате совместного влияния циклов, распространяющихся с разных направлений.

5. Средняя продолжительность циклов в многолетних колебаниях стока увеличивается в направлении от океана в глубь континента.

6. Наиболее распространенным и вместе с тем наименьшим по продолжительности циклом в колебаниях годового стока является цикл со средней продолжительностью 5—6 лет.

7. Наблюдается тенденция к некоторому увеличению количества циклов, кратных 5—6-летней цикличности, которые часто образуются за счет объединения нескольких 5—6-летних циклов в один, путем усиления одного из этих циклов и соответственно ослабления других.

8. Границы распространения циклов с разных направлений не постоянны во времени и пространстве.

9. Характер связи между индексами интенсивности циклонической циркуляции по Л. А. Вительсу и колебаниями годового стока различный в разных районах и в различные промежутки времени. Однако объективный характер этих связей не вызывает сомнений.

10. Менее существенно по сравнению с климатическими факторами влияние факторов подстилающей поверхности на характер многолетних колебаний годового стока. К числу таких факторов можно отнести бессточные понижения местности на водосборе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. Изд. ЛГУ, 1963.
2. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы годового стока на реках Сибири. Труды ЛГМИ вып. 23, Л., 1965.
3. Алехин Ю. М. Об общих (сводных) корреляционных функциях естественных макрпроцессов (на примере многолетних рядов годового стока). Труды ЛГМИ, вып. 23, Л., 1965.
4. Алехин Ю. М. Динамико-статистический метод прогноза географических макропроцессов на примере прогнозов речного стока. Труды ЛГМИ, вып. 11, Л., 1961.
5. Андреанов В. Г., Воскресенский К. Н., Глушенко Н. Я., Панова Н. Ф. Исследование повторяемости и продолжительности периодов различной водности на реках СССР. Труды ГГИ, вып. 127, 1965.
6. Вительс Л. А. Характеристики барико-циркуляционного режима. Гидрометеониздат, Л., 1965.
7. Вительс Л. А. Об определении индексов циркуляции по данным синоптического каталога. Метеорология и гидрология, № 5, 1947.
8. Гвоздева В. Г. Опыт сверхдолгосрочного прогноза среднегодовых расходов р. Невы методом периодограммализа. Труды ЛГМИ, вып. 26, Л., 1964.
9. Гейнц Е. А. Об отклонениях атмосферных осадков от нормальных величин на речных бассейнах Европейской России в период 1868—1898 гг. С-Пб, 1900.
10. Голубцов В. Б. О влиянии вековых изменений солнечной активности на водность рек. Труды Каз. НИГМИ, вып. 21, 1964.
11. Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Гидрометеониздат, Л., 1947.
12. Дунин-Барковский И. В. и Смирнов Н. В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике (общая часть). ГТТИ, 1955.
13. Ефимович П. А. Вопросы водохозяйственных расчетов в гидрологии. ОНТИ, НКТП, СССР, 1936.
14. Кочукова Т. Н. Колебания годового стока рек СССР. Труды ГГИ, вып. 5(104) 1955.
15. Kresser W. A. Iefolvás Hosszúidejű előrejelzése különféle módszerekkel és az eredmények összehasonlítása. Vizügyi Közlemenyek, 1964 év, 2 fűzel, Budapest.
16. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. Изд. АН СССР, М., 1950.
17. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Расчет многолетнего регулирования речного стока с учетом коррелятивной связи между стоком смежных лет. Проблемы регулирования речного стока, вып. 8. Изд. АН СССР, М., 1959.
18. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Водохозяйственные расчеты. Гидрометеониздат, Л., 1952.
19. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. О соответствии теоретических кривых распределения вероятностей данным наблюдений по речному стоку. Проблемы регулирования речного стока, вып. 3. Изд. АН СССР, Л., 1948.
20. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. О приемах исследования случайных колебаний речного стока. Труды ГГИ, серия IV, вып. 29, 1946.
21. Кузин П. С. Многолетние колебания водоносности рек СССР. Труды ГГИ вып. 38(92), 1953.
22. Персонс Г. Н. Исследование периодичности стока р. Колумбия. Журнал „Civil Engineering“, апрель, 1950.
23. Рождественский А. В. Статистический анализ циклических колебаний некоторых стоковых рядов. Труды ЛГМИ, вып. 26, 1964.
24. Рождественский А. В. Некоторые вопросы методики учета циклических колебаний годового стока в гидрологических расчетах и прогнозах. Труды ГГИ, вып. 134, 1966.
25. Сапожникова С. А. О климатических нормах. Метеорология и гидрология, № 2, 1963.
26. Сванидзе Г. Г., Швелидзе Т. В. Исследование корреляционных связей для стока рек Грузии. Труды ин-та энергетики, т. XV, Тбилиси, 1961.
27. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеониздат, Л., 1959.
28. Соколовский Д. Л. Сток и гидрологические расчеты. Гидрометеониздат, Л., 1946.

29. Соколовский Д. Л. Некоторые вопросы гидрологии и водного хозяйства засушливых районов. Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства. Изд. АН Каз. ССР, вып. 1, 1963.
 30. Сомов Н. В. Асинхронность и цикличность колебаний стока крупных рек СССР. Труды ЦИП, вып. 117, 1963.
 31. Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. ИЛ, М., 1956.
 32. Хамерик И. В. О цикличности колебаний речного стока в связи с вопросами многолетнего регулирования. Труды ин-та энергетики. Изд. АН Груз. ССР, т. XVII, Тбилиси, 1963.
 33. Шарашина Н. С. Исследование цикличности годовых величин речного стока применительно к задачам гидроэнергетики. Проблемы гидроэнергетики и регулирования речного стока. Изд. АН СССР, М., 1960.
 34. Шнитников А. В. Внутривековые колебания уровня степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от колебания климата. Доклады АН СССР, т. XXVI, № 4, 1951.
 35. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. Гидрометеиздат, Л., 1963.
-

А. А. Самохин

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ РАВНООБЕСПЕЧЕННЫХ МОДУЛЕЙ СТОКА И СЛОЕВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ (на примере рек бассейна Дона)

Производится исследование зависимости равнообеспеченных максимальных модулей стока и слоев весеннего половодья. Получена линейная зависимость между максимальными модулями стока и слоями весенних половодьев при учете различий в уклонах и конфигурации водосборных бассейнов.

Как известно, основными факторами формирования максимумов весеннего половодья являются величина снегозапасов к началу таяния, интенсивность снеготаяния, всевозможные потери талой воды, конфигурация и уклон водосбора, а также атмосферные осадки периода формирования половодья. Помимо этого, большое влияние на формирование максимумов оказывают озерность, лесистость и заболоченность водосборов. Иначе говоря, максимумы весенних половодий формируются под воздействием большего числа факторов. Задача значительно упрощается, если вместо снегозапасов рассматривать слой весеннего половодья. В этом случае величина максимума весеннего половодья будет зависеть в основном от слоя весеннего половодья и условий формирования максимума под воздействием фактора добега талой воды, т. е. от конфигурации и уклона бассейна, а также его озерности, заболоченности и лесистости. Всевозможные потери талых вод, атмосферные осадки периода формирования половодья будут учтены самой величиной слоя весеннего половодья.

Это положение было учтено многими авторами формул расчета максимальных расходов воды весенних половодий. Так, например, наиболее известная редуцирующая формула, вошедшая в проект „Указания по расчетам максимального стока талых вод при отсутствии или недостатке гидрометрических наблюдений“, составленным Государственным гидрологическим институтом, имеет вид

$$q_p = \frac{K_o h_p}{(F + 1)^n}, \quad (1)$$

где q_p — максимальный модуль стока заданной обеспеченности, h_p — слой весеннего половодья той же обеспеченности, F — площадь бассейна, n — показатель степени редукирования максимального модуля стока с увеличением F .

Объемная формула в редакции В. И. Мокляка для рек Украины имеет вид

$$q_p = \frac{0,0116 h_p \delta}{T_b + \tau_c + t_c}, \quad (2)$$

где δ — коэффициент формы гидрографа, T_b — продолжительность водоотдачи, τ_c — продолжительность добегания, t_c — разница в продолжительности снеготаяния в верхней и нижней частях бассейна.

Остальные обозначения прежние.

Ограничимся рассмотрением этих двух формул, так как основные параметры формул расчета максимального стока других авторов аналогичны вышеприведенным формулам (1)–(2).

При рассмотрении этих формул видно, что между равнообеспеченными максимальными модулями стока и слоями весеннего половодья предполагается наличие тесной зависимости.

В целях проверки этой зависимости были построены графики связи между максимальными модулями и слоями стока весеннего половодья 1%-ной обеспеченности для 350 водосборных бассейнов Европейской и Азиатской частей СССР, сгруппированных по отдельным физико-географическим зонам, следующего вида (рис. 1):

$$q_{1\%} = f(h_{1\%}), \quad (3)$$

где $q_{1\%}$ — максимальный модуль стока 1%-ной обеспеченности, $h_{1\%}$ — слой весеннего половодья 1%-ной обеспеченности. Исходные материалы по стоковым и другим физико-географическим характеристикам реч-

Рис. 1. Зависимость максимальных модулей стока 1%-ной обеспеченности от слоя стока 1%-ной обеспеченности (у точек — номера водосборов согласно табл. 1).

ных водосборов были заимствованы из монографии Г. А. Алексеева [1]. Как видно из рис. 1, связь между максимальными модулями и слоями стока весеннего половодья 1%-ной обеспеченности для рек бассейна.

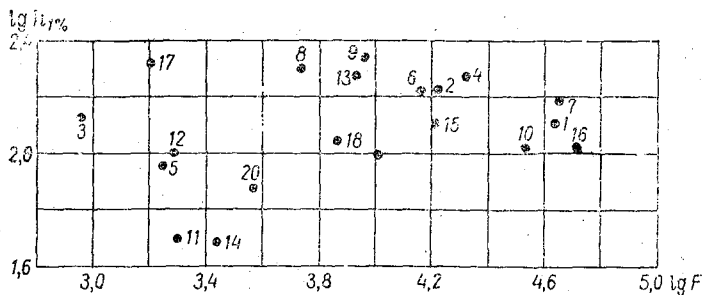


Рис. 2. Зависимость слоя стока 1%-ной обеспеченности от площади водосбора (у точек — номера водосборов согласно табл. 1).

Дона носит линейный характер, но характеризуется большим разбросом точек. Аналогичный вид имеет зависимость (3) и для других крупных бассейнов рек, соответствующих иным физико-географическим зонам.

Дальнейшее исследование зависимости (3) было произведено на примере 21 реки бассейна Дона с площадями водосборов от 900 км² до 69000 км². Выбор района был обусловлен практическим отсутствием лесов, болот и озер в бассейнах рек этой территории, которые оказывают значительное влияние на формирование и величину максимальных модулей стока, и тем самым усложнили бы анализ зависимости (3). С целью установления влияния азонального фактора (площади водосбора) на величину слоя стока весеннего половодья был построен график связи $h_{1\%} = f(F)$, изображенный на рис. 2. Из рассмотрения этого графика видно, что точки располагаются достаточно широкой полосой, параллельной оси абсцисс, тем самым показывая на отсутствие влияния размера площади водосбора на величину слоя весеннего половодья. Разброс точек на графике можно объяснить зональным изменением климатических характеристик, рассматриваемых водосборов, и в первую очередь изменением снегозапасов перед началом таяния и количественных

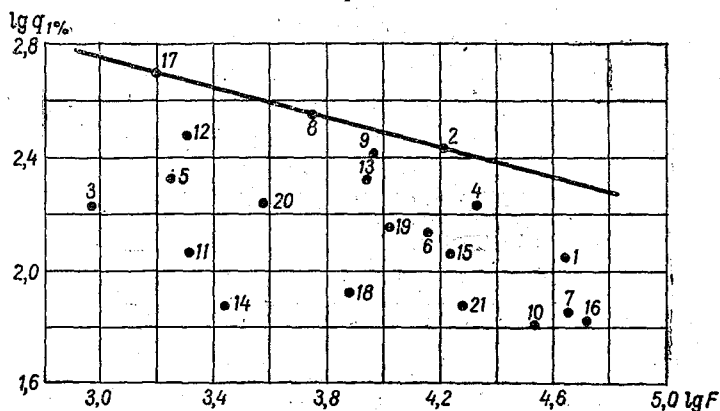


Рис. 3. Зависимость максимального модуля стока 1%-ной обеспеченности от площади водосбора (у точек — номера водосборов согласно табл. 1).

характеристик потерь талого стока. Так, наибольшие величины слоя весеннего половодья (верхние точки на рис. 2) относятся к следующим водосборным бассейнам: р. Оскол п. Ст. Оскол, р. Ворона п. Чутановка, р. Бузулук п. Б. Лукьяновский, р. Воронеж п. Воронеж. Ниже лежат точки, соответствующие бассейнам рек Хопер, Медведица, Калитва и т. д. Такое расположение точек в общем соответствует зональному изменению снегозапасов перед началом таяния и величине потерь талого стока. Дальнейший анализ зависимости (3) свелся к подбору третьей переменной, которая улучшила бы эту зависимость. Вначале была сделана попытка учесть редукцию максимальных модулей стока от площади водосбора. Для этого была построена зависимость $q_{1\%} = f(F)$ в логарифмических координатах (рис. 3). Как видно из рис. 3, точки на графике связи имеют большой разброс. Введение третьей переменной в эту зависимость положительных результатов не дало. Показатель степени редукции максимального модуля стока с увеличением площади водосбора был получен равным 0,28.

Как уже отмечалось выше, на формирование максимумов весенних половодий большое влияние оказывают конфигурация и уклон водосборов. Эти факторы сначала порознь, а затем совместно были приняты в качестве третьей переменной в зависимости (3). При этом конфигу-

рация водосборных бассейнов учитывалась для простоты коэффициентом δ , равным $\frac{F}{L^2}$, где L — длина реки. Лучшие результаты были

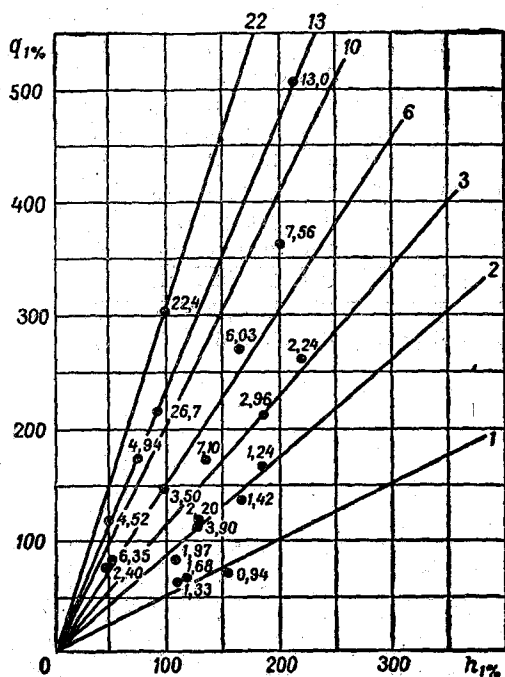


Рис. 4. Зависимость максимальных модулей стока 10%-ной обеспеченности от слоя стока 10%-ной обеспеченности (у точек — значения коэффициента $100\delta I$).

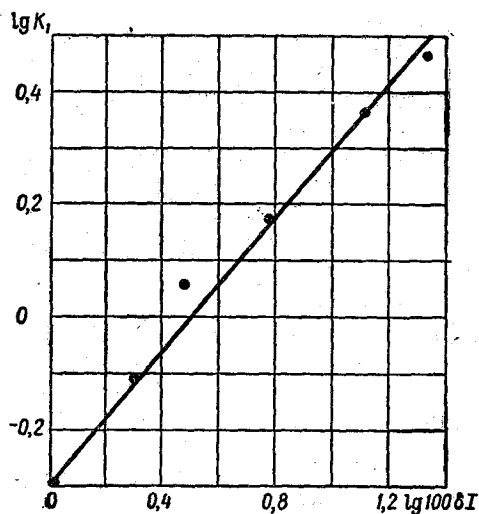


Рис. 5. Зависимость между коэффициентом k_1 и $100\delta I$.

получены, когда в качестве третьей переменной в зависимости (3) было принято произведение среднего уклона ($I^0/100$) на коэффициент

конфигурации водосбора (δ), для удобства расчета увеличенное в 100 раз (рис. 4). В результате этого на рис. 4 удалось провести пучок прямых из начала координат для различных значений $100\delta I$ вида

$$q_{1\%} = K_1 h_{1\%}, \quad (4)$$

где K_1 — угловой коэффициент линейных связей. Численные значения K_1 удалось графически связать с соответствующими величинами $100\delta I$ в логарифмических координатах (рис. 5). Связь получилась линейная. В конечном итоге аналитическое выражение зависимости (4) получило следующий вид:

$$q_{1\%} = \frac{(100\delta I)^{0,6}}{2} h_{1\%} = K h_{1\%}. \quad (5)$$

Физический смысл коэффициента K в уравнении (5) заключается в том, что бассейны рек при помощи него как бы приводятся к одному уклону и одинаковой конфигурации, т. е. к однообразным условиям добегания талых вод при формировании максимального модуля весеннего половодья. Пользуясь уравнением (5), были подсчитаны значения $q_{1\% \text{ выч}}$ по фактическим значениям $h_{1\%}$, δ и I , т. е. максимальные модули весеннего половодья, освобожденные от различий в уклонах и конфигурации водосборных бассейнов (табл. 1 и рис. 6).

Большое влияние на величину максимальных модулей стока, а следовательно, и на разброс точек на рис. 1—4, оказывает регулирование стока прудами и водохранилищами, а также распластыванием волны половодья при увеличении площадей поперечных сечений русел, особенно для рек с большими поймами. Однако вследствие отсутствия этих данных влияние их на формирование максимальных модулей стока весенних половодий в работе не рассматривалось.

Достоинство и недостатки редукционных и объемных формул типа (1), (2) и других достаточно полно отмечены Д. Л. Соколовским [7], поэтому нет необходимости повторяться. Однако следует отметить, что численные значения некоторых параметров этих формул, авторы рекомендуют брать средними для определенных территорий, т. е. не учитывая индивидуальные особенности водосборных бассейнов (различия в уклонах и конфигурации). Исключение составляет формула (1), но и в ней влияние различных градаций рельефа оценивается для условий лесостепной и степной зон ЕТС оптимальным отношением значений K_0 , равным $(0,020:0,012) 100\% = 167\%$. В этом отношении зависимость (5) выгодно отличается от формул (1)—(2) и др. Значение параметра K в уравнении (5) изменяется в пределах от 0,59 до 3,68, т. е. в 6 раз. Физический смысл параметра K в уравнении (5) может быть также получен из рассмотрения модели гидрографа весеннего половодья.

$$Q_{\max} = \frac{W_m^3}{K_\phi T_{\text{сек}}} = \frac{hF10^3}{K_\phi T_{\text{сут}} 86,4 \cdot 10^3}, \quad (6)$$

где $Q_{\max}$ — максимальный расход весеннего половодья в $\text{м}^3/\text{сек}$, W — объем весеннего половодья в м^3 , T — продолжительность весеннего половодья в сек или сут , K_ϕ — коэффициент формы гидрографа, h — слой весеннего половодья в мм , F — площадь водосбора в км^2 , но

$$T = T_v + \tau, \quad (7)$$

где T_v — продолжительность водоотдачи в сут , τ — суммарное время добегания в сут . Исходя из выражений (6)—(7), можно написать:

$$q_{\max} = \frac{Q_{\max} 10^3}{F} = \frac{hF10^3}{86,4 K_\phi (T_v + \tau) F} = \frac{11,6 h}{K_\phi (T_v + \tau)} = K_o h. \quad (8)$$

Сравнивая значения K из уравнения (5) и K_0 из выражения (8), можно прийти к следующим выводам. Параметр K , как указывалось

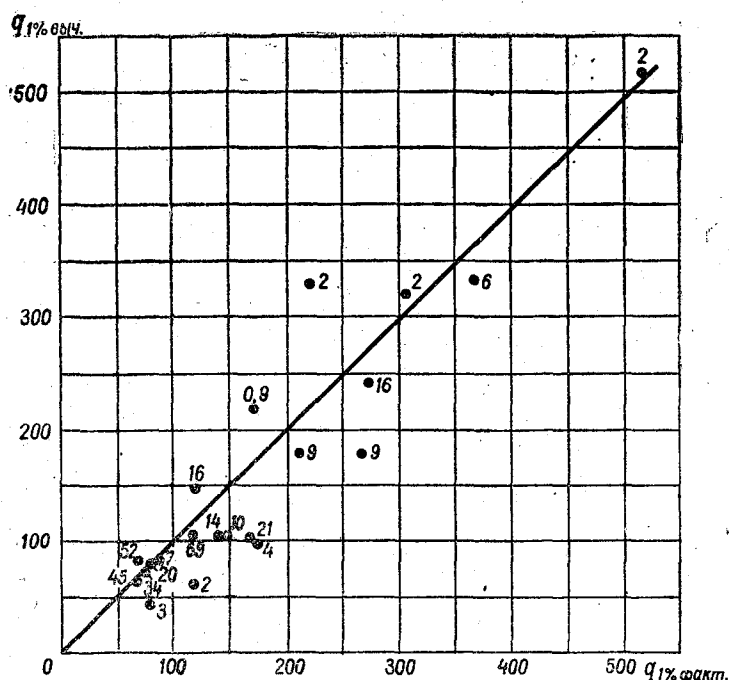


Рис. 6. Зависимость вычисленных и фактических максимальных модулей стока 1%-ной обеспеченности (у точек — величины площадей водосборов с округлением до тыс. км²).

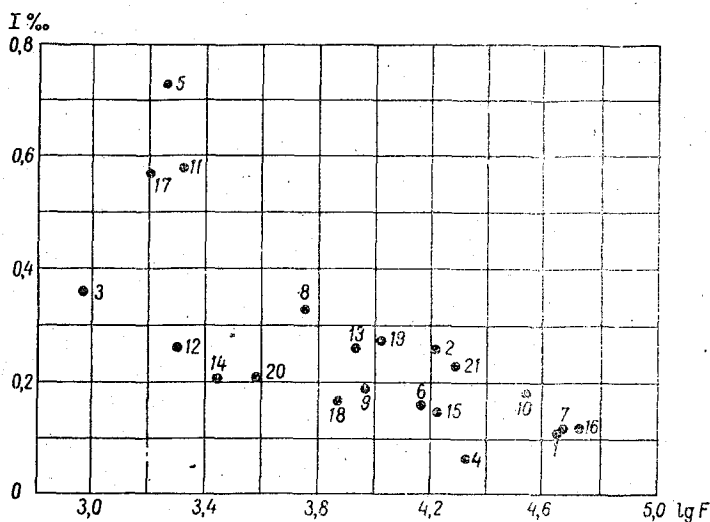


Рис. 7. Зависимость между уклонами и площадями водосборов (у точек — номера водосборов согласно табл. 1).

выше, приводит водосборные бассейны рек к одному уклону и одинаковой конфигурации. По-видимому, коэффициентом K в неявном виде учитываются различные условия формирования максимальных моду-

Таблица 1

Исходные данные и результаты расчета максимальных модулей стока 1%-ной обеспеченности

№ п/п	Река	Пункт	n, лет	F, км ²	L, км	$\delta = \frac{F}{L^2}$	I, ‰	100δI	Q _{1%} , м ³ /сек	h _{1%} , мм	q _{1%} , л/сек.км ²	$q_{1\%} = \frac{(100\delta I)^{0,6}}{2} h_{1\%}$	Отклонение от фактиче- ского, %
1	Дон	Лиски	50	69030	588	0,20	0,11	2,20	8000	130	116	104	10
2	Сосна	Елец	24	16210	264	0,23	0,26	6,03	4400	165	271	242	11
3	Тим	Н. Савины	14	909	68	0,20	0,36	7,10	155	135	170	218	28
4	Воронеж	Воронеж	19	20910	344	0,18	0,07	1,24	3500	185	168	105	37
5	Подгорная	Калач	12	1790	70	0,37	0,73	26,7	390	92	218	330	51
6	Хопер	Балашев	23	14400	403	0,09	0,16	1,42	2000	167	138	104	25
7	Хопер	Бесплемяновский	23	45100	758	0,08	0,12	0,94	3300	155	73,2	74,3	1
8	Ворона	Чутановка	33	5500	155	0,23	0,33	7,56	2000	200	364	332	9
9	Бузулук	Б. Лукьяновский	13	9070	278	0,12	0,19	2,24	2400	220	264	178	33
10	Медведица	Арчединский	23	33850	679	0,07	0,18	1,33	2200	110	65,0	65,0	0
11	Арчеда	Нижняжский	11	2030	161	0,08	0,58	4,52	240	50	118	62,0	47
12	Карповка	Кривомузгинская	21	1980	48	0,86	0,26	22,4	600	100	303	322	6
13	Чир	Обливская	22	8540	273	0,11	0,26	2,96	1800	187	211	180	15
14	Цымла	Ново-Цимлянская	14	2740	155	0,11	0,21	2,40	210	49	76,6	41,2	46
15	Сев. Донец	Змиев	25	16480	251	0,26	0,15	3,90	1930	130	117	148	26
16	Сев. Донец	Лисичанск	50	52360	612	0,14	0,12	1,68	3500	120	67,0	81,6	20
17	Оскол	Ст. Оскол	16	1570	83	0,23	0,57	13,0	800	215	510	520	2
18	Айдар	Передельский	15	7350	253	0,12	0,17	1,97	620	110	84,3	82,5	2
19	Калитва	Погорелов	17	10370	288	0,12	0,28	3,50	1500	100	145	106	27
20	Быстрая	Худяковский	10	3730	154	0,16	0,31	4,94	650	75	174	97,5	44
21	Сал	Мартыновка	25	19100	263	0,23	0,28	6,35	1500	53	78,5	80,5	3
средняя													21
наибольшая													51

лей стока. При $T_b > \tau$ коэффициентом K учитывается не вся, а наиболее эффективная часть водоотдачи, но со всего водосборного бассейна. При $T_b < \tau$ коэффициентом K учитывается вся водоотдача, но не со всей водосборной площади, а только с ее действующей части. Само же значение T_b для половодий 1%-ной обеспеченности, автоматически учитываемое коэффициентом K , по-видимому, является осредненным.

Поверочные расчеты максимальных модулей стока 1%-ной обеспеченности по формуле (5) дали следующие результаты. Средняя ошибка получилась равной 21%, при максимальной — 51%. Необходимо отметить, была сделана попытка уточнения зависимости (5) учетом размера что площади водосбора.

На рис. 6 у точек выписаны значения площадей водосборов. Как видно из расположения точек на графике, влияние площади водосбора на точность расчета максимальных модулей стока не прослеживается. Это можно объяснить сущностью редукции максимальных модулей стока при увеличении площади водосбора. Для малых водосборных бассейнов гидрограф имеет внутрисуточный ход. По мере увеличения площадей водосбора происходит уменьшение максимальных модулей стока вследствие сложения различных величин водоотдачи, относящихся к различным периодам суток в результате фактора добегаания. При дальнейшем увеличении площади водосборов уменьшение максимальных модулей стока происходит уже вследствие деформации неравномерного графика водоотдачи между сутками. Следовательно, размер площади водосбора является показателем величины времени добегаания при формировании максимального стока. Наиболее полно редукцию максимальных модулей стока при увеличении площади водосбора учитывают уклон водотока и конфигурация бассейна, тем более, что, как это видно из рис. 7, связь между уклоном и площадью водосборов не однозначная. Поэтому можно считать, что уклон характеризует время добегаания лучше, чем размер площади водосборных бассейнов. Помимо этого, коэффициент конфигурации водосбора совместно с уклоном показывает в относительном виде степень участия размера площади водосбора при различных соотношениях T_b и τ .

Полученная в настоящей работе зависимость максимальных модулей стока от слоя весеннего половодья (5) интересна тем, что при расчете максимальных модулей стока в ней непосредственно учитываются индивидуальные особенности водосборных бассейнов (I , δ), которые изменяются значительно даже у соседних бассейнов (табл. 1). Эти индивидуальные характеристики водосборных бассейнов конечно не могут быть учтены какими-либо осредненными характеристиками для района. Несмотря на то, что расчет максимальных модулей стока для рек бассейна Дона по зависимости (5) даёт вполне удовлетворительные результаты, она может и должна быть уточнена другими факторами, влияющими на величину максимумов — учётом влияния зарегулированности прудами, водохранилищами, а также степенью расчластывания волны половодья при увеличении размеров пойменных участков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Расчеты паводочного стока рек СССР. Гидрометеониздат, Л., 1955.
2. Воскресенский К. П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Гидрометеониздат, Л., 1956.

3. Железняк И. А. Регулирование паводочного стока. Гидрометеиздат, Л., 1965.
 4. Мокляк В. И. Максимальные расходы талых вод на реках УССР, Изд. АН УССР, Киев, 1957.
 5. Охинченко А. И. О соотношении параметра A и слоя весеннего стока в бассейне р. Камы. Сб. работ по гидрологии № 5, Гидрометеиздат, Л., 1965.
 6. Самохин А. А. Анализ и методика расчета основных элементов весеннего половодья рек лесостепной и степной зон Европейской части СССР. Труды ЛГМИ, вып. 7, 1958.
 7. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
 8. Федоров Л. Т. Исследование и расчет максимальных расходов снеговых половодий Европейской части СССР. Проблемы регулирования речного стока. Изд. АН СССР, М., 1952.
-

Ю. М. Георгиевский, А. В. Кокарев

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ НЕКОТОРЫХ ФОРМУЛ МАКСИМАЛЬНОГО ВЕСЕННЕГО СТОКА

Произведен анализ точности формул Д. Л. Соколовского и Г. А. Алексеева для расчета максимальных расходов весеннего половодья путем установления погрешностей их параметров.

За последние годы в ряде работ [2, 5] была сделана оценка применимости основных формул максимального стока путем расчета максимумов на большом числе рек с разнообразными характеристиками и условиями стока. В данной работе произведен анализ точности некоторых методов расчета максимальных расходов воды путем установления погрешностей их параметров. Впервые такой анализ был проведен Г. В. Железняковым и Б. Б. Данилевичем [3]. В основу анализа положено дифференцирование формул максимального стока с последующим выводом относительной ошибки максимального расхода в зависимости от относительных ошибок параметров формулы. Как и в работе [3], анализ точности формул выполнялся для максимальных расходов воды 1%-ной обеспеченности.

Формула Д. Л. Соколовского

$$Q_p = A_p \cdot F^{0,75} \cdot \delta_1 \cdot \delta_2, \quad (1)$$

где A_p — параметр, характеризующий максимальную интенсивность водоотдачи в $\text{м}^3/\text{сек}$, обеспеченностью $p\%$, F — площадь бассейна в км^2 , δ_1 — коэффициент, учитывающий снижение максимального стока вследствие озерности и заболоченности:

$$\delta_1 = 1 - 0,7 \lg(1 + f_o + 0,2 f_b),$$

здесь f_o — озерность бассейна в $\%$, f_b — заболоченность бассейна в $\%$, δ_2 — коэффициент, учитывающий снижение максимального стока вследствие залесенности:

$$\delta_2 = 1 - \nu \lg(1 + f_{\text{л}}),$$

где ν — коэффициент, учитывающий проницаемость почв под лесом, $f_{\text{л}}$ — залесенность бассейна в $\%$.

Параметр A_p определяется методом гидрологической аналогии. В качестве бассейнов-аналогов принимаются водосборы, находящиеся в одинаковых физико-географических условиях и имеющие длитель-

ные ряды наблюдений. По данным бассейна аналога параметр A_p определяется обратным путем из формулы (1)

$$A_p = \frac{Q_{p,a}}{F_a^{0,75} \cdot \delta_{1a} \cdot \delta_{2a}}, \quad (2)$$

индекс a обозначает параметры бассейна аналога.

В случае примерно одинаковой степени залесенности, заболоченности и озерности бассейна-аналога и бассейна расчетной реки параметр A_p определяется из выражения $A_p = \frac{Q_{p,a}}{F_a^{0,75}}$, а максимальный расход воды определяется по формуле

$$Q_p = \frac{Q_{p,a}}{F_a^{0,75}} \cdot F^{0,75}. \quad (3)$$

Логарифмируя полученное выражение, имеем

$$\ln Q_p = \ln Q_{p,a} - 0,75 \ln F_a + 0,75 \ln F. \quad (4)$$

Продифференцировав выражение (4) и заменив дифференциалы абсолютными значениями погрешностей, имеем

$$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = \frac{\Delta Q_{p,a}}{Q_{p,a}} + 0,75 \frac{\Delta F_a}{F_a} + 0,75 \frac{\Delta F}{F}. \quad (5)$$

Максимальный расход бассейна-аналога заданной обеспеченности p определяется по выражению

$$Q_{p,a} = Q_0 (\Phi C_v + 1), \quad (6)$$

где Q_0 — норма максимального стока, Φ — отклонение ординат кривой обеспеченности от середины, C_v — коэффициент вариации максимальных расходов воды.

Аналогично вышеизложенному установим относительную ошибку максимального расхода бассейна-аналога

$$\frac{\Delta Q_{p,a}}{Q_{p,a}} = \frac{\Delta Q_0}{Q_0} + \frac{C_v \Phi}{\Phi C_v + 1} \left(\frac{\Delta C_v}{C_v} + \frac{\Delta \Phi}{\Phi} \right). \quad (7)$$

Погрешность вычисления Q_0 зависит от продолжительности ряда наблюдений (n) и изменчивости максимального стока (C_v) и определяется по формуле $\sigma_n = \frac{100 C_v}{\sqrt{n}}$.

При $n=20$ и C_v , равном 0,1; 0,4; 1,0, σ_n соответственно равна 2,3; 9,0; 23,0%.

Погрешность $\frac{\Delta C_v}{C_v}$ можно определить по формуле Крицкого — Менкеля

$$\frac{\Delta C_v}{C_v} \% = \frac{100}{\sqrt{2(n-1)}} \sqrt{1+3C_v^2}.$$

Для нашего примера $\frac{\Delta C_v}{C_v}$ соответственно 16, 19, 32%.

Для расчета относительной погрешности $\frac{\Delta \Phi}{\Phi}$ используем таблицу отклонений ординат кривой обеспеченности от середины.

Для максимальных расходов весеннего стока примем $C_s = 2C_v$.

При $C_s = 2C_v$, $\frac{\Delta C_s}{C_s} = \frac{\Delta C_v}{C_v}$ и абсолютные погрешности равны при

$C_s = 0,2$, $\Delta C_s = 0,032$; при $C_s = 0,8$, $\Delta C_s = 0,15$; при $C_s = 2,0$, $\Delta C_s = 0,64$.
Изменения $\Delta \Phi$, соответствующие изменению C_s на 0,1, равны для $C_s = 0,2$, $\Delta \Phi = 0,07$; для $C_s = 0,8$, $\Delta \Phi = 0,07$; для $C_s = 2,0$, $\Delta \Phi = 0,05$.
Абсолютные погрешности $\Delta \Phi$, соответствующие $\frac{\Delta C_s}{C_s}$, равным 16,19 и 32 %, составят при $C_s = 0,2$ $\Delta \Phi = 0,022$,
 $C_s = 0,8$ $\Delta \Phi = 0,1$,
 $C_s = 2,0$ $\Delta \Phi = 0,32$.

$\frac{\Delta \Phi}{\Phi}$ равны для соответствующих значений C_s 0,89; 3,6; 8,9%.

Подставляя полученные значения в выражение (7), имеем при

$$C_v = 0,1 \quad \frac{\Delta Q_{p,a}}{Q_{p,a}} = 2,3\% + 3,4\% = 5,7\%,$$

$$C_v = 0,4 \quad \frac{\Delta Q_{p,a}}{Q_{p,a}} = 9,0\% + 12,3\% = 21,3\%,$$

$$C_v = 1,0 \quad \frac{\Delta Q_{p,a}}{Q_{p,a}} = 23\% + 32\% = 55\%.$$

Погрешность определения $\frac{\Delta F}{F}$, как и в работе [3], принята равной 2%,

Суммарная ошибка расчета по выражению (5) при $n = 20$ равна

$$\text{для } C_v = 0,1 \quad \frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 8,7\%,$$

$$C_v = 0,4 \quad \frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 24,3\%,$$

$$C_v = 1,0 \quad \frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 58,0\%.$$

При значительно отличающихся по степени залесенности, заболоченности и озерности бассейнов расчетной реки и реки аналога максимальные расходы воды определяются по формуле (1). Подставляя в формулу (1) параметр A , определяемый по выражению (2), имеем

$$Q_p = \frac{Q_{p,a}}{F_a^{0,75} \cdot \delta_{1a} \cdot \delta_{2a}} F^{0,75} \delta_1 \delta_2, \quad (8)$$

$$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = \frac{\Delta Q_{p,a}}{Q_{p,a}} + 0,75 \frac{\Delta F}{F} + \frac{\Delta \delta_1}{\delta_1} + \frac{\Delta \delta_2}{\delta_2} + 0,75 \frac{\Delta F_a}{F_a} + \frac{\Delta \delta_{1a}}{\delta_{1a}} \frac{\Delta \delta_{2a}}{\delta_{2a}}. \quad (9)$$

Определим относительную ошибку $\frac{\Delta Q_p}{Q_p}$ рассмотренным способом.

В выражении (9) неизвестны погрешности параметров δ_1 и δ_2 . Принимая во внимание, что в работе [3] принято $f_0 = 0$ с целью сопоставления полученных результатов будем считать, что в бассейнах отсутствуют озера. Тогда формула для определения δ_1 примет вид $\delta_1 = 1,0 - 0,7 \lg(1 + 0,2 f_6)$.

Произведя аналогичные операции для вывода относительной погрешности δ_1 , получим

$$\frac{\Delta \delta_1}{\delta_1} = \frac{0,14 f_6}{2,3 [1 - 0,7 \lg(1 + 0,2 f_6)] (1 + 0,2 f_6)} \times \frac{\Delta f_6}{f_6}. \quad (10)$$

Так как $f_6 = \frac{F_6}{F}$, то $\frac{\Delta f_6}{f_6} = \frac{\Delta F_6}{F_6} + \frac{\Delta F}{F}$, и, принимая, как и ранее, $\frac{\Delta F_6}{F_6}$

и $\frac{\Delta F}{F}$ равными 2%, будем иметь $\frac{\Delta f_6}{f_6} = 4,0\%$.

Задаваясь различными значениями f_6 в пределах от 1 до 50%, определим соответствующие значения $\frac{\Delta\delta_1}{\delta_1}$.

$f_6, \%$	1	2	3	5	10	15	20	25	30	40	50
$\frac{\Delta\delta_1}{\delta_1}, \%$	0,21	0,38	0,53	0,77	1,22	1,58	1,91	2,23	2,55	3,26	4,10

Аналогичным способом определим относительную ошибку $\frac{\Delta\delta_2}{\delta_2}$, исходя из формулы $\delta_2 = 1 - \nu \lg(1 + f_a)$, принимая $\nu = 0,275$ для суглинков и $\nu = 0,40$ для супесей:

$$\nu = 0,275 \quad \frac{\Delta\delta_2}{\delta_2} = \frac{0,275 f_a}{2,3 [1 - 0,275 \lg(1 + f_a)] (1 + f_a)} \cdot \frac{\Delta f_a}{f_a}, \quad (11)$$

$$\nu = 0,40 \quad \frac{\Delta\delta_2}{\delta_2} = \frac{0,40 f_a}{2,3 [1 - 0,40 \lg(1 + f_a)] (1 + f_a)} \cdot \frac{\Delta f_a}{f_a}. \quad (12)$$

Как и ранее $\frac{\Delta\delta_2}{\delta_2} = 4,0\%$. Из выражений (11), (12) определим величины $\frac{\Delta\delta_2}{\delta_2}$ для различных значений ν .

$$\nu = 0,275$$

$f_a, \%$	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
$\frac{\Delta\delta_2}{\delta_2}, \%$	0,61	0,72	0,78	0,84	0,88	0,93	0,96	0,99	1,02	1,04

$$\nu = 0,40$$

$f_a, \%$	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
$\frac{\Delta\delta_2}{\delta_2}, \%$	1,08	1,41	1,67	1,91	2,15	2,39	2,64	2,90	3,18	3,47

Суммарная ошибка выражения (9) определяется путем подстановки ошибок отдельных параметров. При подборе бассейна аналога в условиях одной ландшафтной зоны различия в степени залесенности, как правило, не превышают 30%, а в степени заболоченности 20%. Целесообразно для этих случаев определить ошибки формулы Д. Л. Соколовского.

В условиях малой изменчивости максимального стока при $n = 20$, $C_v = 0,1$, $f_a = 90\%$, $f_{ла} = 60\%$, $f_6 = 10\%$, $f_{ба} = 30\%$, $\nu = 0,275$,

$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 5,7 + 1,5 + 1,02 + 1,22 + 1,5 + 0,93 + 2,55 = 14,4\%$, в тех же условиях, но при $\nu = 0,40$, $\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 17,9\%$ (пример 1).

Для рек средней части ЕТС при $n = 20$, $C_v = 0,40$, $f_a = 50\%$, $f_{ла} = 20\%$, $f_6 = 25\%$, $f_{ба} = 10\%$, $\nu = 0,275$,

$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 21,3 + 1,5 + 2,33 + 0,88 + 1,5 + 1,22 + 0,72 = 29,5\%$, в тех же условиях, но при $\nu = 0,40$, $\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 31\%$ (пример 2).

Для условий юга ЕТС при $n = 20$, $C_v = 1,0$, $f_a = 0$, $f_{ла} = 0$, $f_6 = 0$, $f_{ба} = 0$, $\nu = 0,275$,

$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 55 + 1,5 + 1,5 = 58\%$; при $\nu = 0,40$ результат тот же (пример 3).

При расчетах по формуле (1) вместо параметров δ_1 и δ_2 иногда используют один параметр δ , совместно учитывающий влияние на максимальный сток залесенности, заболоченности и озерности.

Параметр δ определяется по выражению

$$\delta = 1 - 0,7 \lg(1 + f_o + 0,2f_6 + 0,1f_n). \quad (13)$$

Относительную ошибку $\frac{\Delta\delta}{\delta}$ определим вышеизложенным способом

$$\frac{\Delta\delta}{\delta} = \frac{0,7 \left(f_o \frac{\Delta f_o}{f_o} + 0,2f_6 \frac{\Delta f_6}{f_6} + 0,1f_n \frac{\Delta f_n}{f_n} \right)}{2,3 [1 - 0,7 \lg(1 + f_o + 0,2f_6 + 0,1f_n)] (1 + f_o + 0,2f_6 + 0,1f_n)}. \quad (14)$$

В выражении (14) $\frac{\Delta f_o}{f_o} = \frac{\Delta f_6}{f_6} = \frac{\Delta f_n}{f_n} = \frac{\Delta f}{f} = 4,0\%$ и его можно записать в виде

$$\frac{\Delta\delta}{\delta} = \frac{0,7 (f_o + 0,2f_6 + 0,1f_n)}{2,3 [1 - 0,7 \lg(1 + f_o + 0,2f_6 + 0,1f_n)] (1 + f_o + 0,2f_6 + 0,1f_n)} \times \frac{\Delta f}{f}. \quad (15)$$

Формула применима при $f_o + 0,2f_6 + 0,1f_n < 25\%$. Задаваясь различными значениями f_o , f_6 , f_n в пределах $0,2\% < f_o + 0,2f_6 + 0,1f_n < 25\%$ вычислим соответствующие относительные ошибки параметра δ

$f_o + 0,2f_6 + 0,1f_n, \%$	0,2	0,5	1,0	3,0	5,0	7,0	10
$\frac{\Delta\delta}{\delta}, \%$	0,21	0,46	0,77	1,58	2,23	2,90	4,10

	12	14	16	18	20	22	24	
	5,12	6,42	8,31	10,9	15,4	25,0	55,9	

Принимая, как и ранее, $f_o = 0$ и учитывая, что заболоченность водосборов редко превышает 50% при любом сочетании заболоченности и залесенности $0 < 0,2f_6 + 0,1f_n < 15\%$, величина $\frac{\Delta\delta}{\delta} < 8,0\%$.

Выражение (9) при использовании вместо параметров δ_1 и δ_2 параметра δ имеет вид

$$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = \frac{\Delta Q_{p,a}}{Q_{p,a}} + 0,75 \frac{\Delta F}{F} + \frac{\Delta\delta}{\delta} + 0,75 \frac{\Delta F_a}{F_a} + \frac{\Delta\delta_a}{\delta_a}. \quad (16)$$

Определим $\frac{\Delta Q_p}{Q_p}$ для условий рассмотренных примеров:

пример 1. $\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 5,7 + 1,5 + 4,56 + 1,5 + 5,12 = 18,4\%$,

пример 2. $\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = 21,3 + 1,5 + 4,10 + 1,5 + 1,91 = 30,3\%$,

пример 3. результат тот же.

Проведенный анализ точности формулы Соколовского позволяет сделать следующие выводы. Наименее точен расчет максимальных расходов воды для южных рек с большой изменчивостью максимального стока, где ошибки расчета достигают 58%. На этих реках точность расчета максимумов в основном определяется точностью вычисления максимального расхода воды бассейна аналога. Для рек средней части ЕТС ошибки составляют 29,5—31% и также в основном за счет неточного установления величины максимального расхода воды бассейна-аналога. Наименьшие ошибки расчета максимальных расходов воды (до 20%) отмечаются на реках с малой изменчивостью максимального стока.

11* Наибольшие относительные погрешности формулы Д. Л. Соколовского для различных ландшафтных зон (при $n = 20, 40, 60$ лет)

Ландшафтная зона	C_v	$\frac{\Delta Q_o}{Q}, \%$			$\frac{\Delta C_v}{C_v}, \%$			$\frac{\Delta \Phi}{\Phi}, \%$			$\frac{C_v \Phi}{\Phi C_v + 1} \left(\frac{\Delta C_v}{C_v} + \frac{\Delta \Phi}{\Phi} \right)$			$\frac{\Delta Q_{\max, a}}{Q_{\max, a}}$			$\frac{\Delta Q_p}{Q_p}, \%$		
		$n = 20$	$n = 40$	$n = 60$	$n = 20$	$n = 40$	$n = 60$	$n = 20$	$n = 40$	$n = 60$	$n = 20$	$n = 40$	$n = 60$	$n = 20$	$n = 40$	$n = 60$	$n = 20$	$n = 40$	$n = 60$
Лесная зона	0,25	5,6	4,0	3,2	17,7	12,3	10,1	2,35	1,57	1,30	8,0	5,5	4,6	13,6	9,5	7,8	26,3	22,2	20,5
	0,40	8,9	6,3	5,3	19,7	13,8	11,2	3,81	2,76	2,18	12,7	9,0	7,2	21,6	15,3	12,5	34,3	28,0	25,2
Лесостепная зона	0,50	11,2	7,9	6,4	21,6	15,0	12,2	4,98	3,37	2,78	15,9	11,0	9,0	27,1	18,9	15,4	36,1	27,9	24,4
	0,60	13,4	9,5	7,8	23,4	16,3	13,3	6,35	4,10	3,50	19,5	13,3	11,0	32,9	22,8	18,8	41,9	31,8	29,8
Степная зона	0,70	15,7	11,1	9,0	25,5	17,8	14,5	7,63	5,20	4,30	23,0	16,0	13,1	38,7	24,1	22,1	41,7	27,1	25,1
	1,00	22,4	15,8	12,9	32,4	22,6	18,4	12,5	8,60	7,20	35,0	24,4	20,0	57,4	40,1	32,9	60,4	43,1	35,9

ПРИМЕЧАНИЕ. Расчет погрешностей производился по выражению

$$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = \frac{\Delta Q_{\max, a}}{Q_{\max, a}} + 0,75 \frac{\Delta F}{F} + \frac{\Delta \delta}{\delta} + 0,75 \frac{\Delta F_a}{F_a} + \frac{\Delta \delta_a}{\delta_a}, \quad \text{где} \quad \frac{\Delta Q_{\max, a}}{Q_{\max, a}} = \frac{\Delta Q_o}{Q_o} + \frac{C_v \Phi}{\Phi C_v + 1} \left(\frac{\Delta C_v}{C_v} + \frac{\Delta \Phi}{\Phi} \right);$$

$\frac{\Delta \delta}{\delta}$ — определялось по формуле (15);

* бассейны рек лесной зоны имеют следующие характеристики: $f_L = 90\%$; $f_{La} = 60\%$; $f_\delta = 10\%$; $f_{\delta a} = 30\%$;

** бассейны рек лесостепной зоны имеют следующие характеристики: $f_L = 50\%$; $f_{La} = 20\%$; $f_\delta = 25\%$; $f_{\delta a} = 10\%$;

*** бассейны рек степной зоны имеют следующие характеристики: $f_L = 0\%$; $f_{La} = 0\%$; $f_\delta = 0\%$; $f_{\delta a} = 0\%$.

Ошибка вычисления максимального расхода воды бассейна-аналога зависит от точности вычисления нормы и коэффициента вариации максимального стока. Точность же этих параметров в основном зависит от продолжительности ряда наблюдений и изменчивости максимального стока, поэтому следует подбирать бассейн-аналог с длительным периодом наблюдений.

Погрешности параметров δ_1 , δ_2 , δ_3 возрастают с увеличением степени залесенности, заболоченности и озерности. Во избежание увеличения ошибок указанных параметров следует подбирать бассейн-аналог с естественной зарегулированностью, близкой к расчетному бассейну. Так, если расчетный бассейн имеет частичную или полную облесенность, нельзя принимать в качестве бассейна-аналога водосбор, имеющий не только леса, но и болота (озера).

Принимая приближенно средние значения коэффициентов изменчивости максимальных расходов весеннего половодья (по Л. Т. Федорову) для лесной зоны в пределах 0,25—0,40, для лесостепной 0,50—0,60, для степной 0,70—1,00, нетрудно установить предельные погрешности при различной продолжительности наблюдений бассейна-аналога в условиях различных физико-географических характеристик водосборов (1).

Из данных табл. 1 можно видеть вполне закономерное возрастание наибольших относительных ошибок максимальных расходов воды $\frac{\Delta Q_p}{Q_p}$ по мере перехода от лесной зоны к лесостепной и далее к степной

Формула Г. А. Алексеева [1]

Формула Алексеева имеет вид

$$Q_p = \frac{0,003 h_p r \cdot F}{1 + \alpha \cdot f_d + \beta f_6 + 0,26\tau},$$

где Q_p — максимальный расход воды обеспеченностью p %, в $\text{м}^3/\text{сек}$, h_p — слой весеннего стока обеспеченностью p % в мм , r — коэффициент, учитывающий снижение максимального расхода за счет озерного регулирования, F — площадь бассейна в км^2 , f_d — степень залесенности бассейна, α — коэффициент, учитывающий состав леса, f_6 — степень заболоченности бассейна, β — коэффициент, учитывающий тип болот, τ — время добегания воды по руслу в сутках.

Определим относительную ошибку $\frac{\Delta Q_p}{Q_p}$,

$$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = \left[\frac{\Delta h_p}{h_p} + \frac{\Delta r}{r} + \frac{\Delta F}{F} + \frac{\Delta(\alpha \cdot f_d) + \Delta(\beta \cdot f_6)}{1 + \alpha f_d + \beta f_6 + 0,26\tau} \right] + \left(\frac{0,26\tau}{1 + \alpha f_d + \beta f_6 + 0,26\tau} \right) \frac{\Delta \tau}{\tau} \quad (18)$$

Обозначив выражение в квадратной скобке через K , в круглой скобке — S , имеем:

$$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = K + S \frac{\Delta \tau}{\tau}. \quad (19)$$

Время добегания τ определяется по формуле

$$\tau = \frac{L}{8,54 \cdot V}, \quad (20)$$

где L — длина реки до расчетного створа в км , V — средняя скорость добегания воды в $\text{км}/\text{сутки}$.

В связи с тем, что расчет по формуле (17) производится путем последовательного приближения, первоначально V назначается произвольно

в пределах от 30 до 80 км/сутки. По принятому значению V_1 определяют τ_1 , а затем по формуле (17) вычисляют максимальный расход первого приближения Q_1 , далее по формуле

$$V_2 = aI^{\frac{1}{3}}Q_1^{\frac{1}{4}}, \quad (21)$$

где a — параметр, зависящий от коэффициента шероховатости русла и поймы реки, I — средний уклон главного водотока в ‰. Вычисляют V_2 и затем максимальный расход второго приближения. Второе приближение принимается за окончательный результат.

Подставляя в формулу (20) выражение для V (21), путем несложных операций определим относительную ошибку $\frac{\Delta\tau}{\tau}$

$$\frac{\Delta\tau}{\tau} = \frac{\Delta L}{L} + \frac{\Delta a}{a} + \frac{1}{3} \frac{\Delta I}{I} + \frac{1}{4} \frac{\Delta Q_p}{Q_p}.$$

Тогда выражение (19), включающее относительную ошибку $\frac{\Delta\tau}{\tau}$, можно записать в виде:

$$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = K + S \left(\frac{\Delta L}{L} + \frac{\Delta a}{a} + \frac{1}{3} \frac{\Delta I}{I} + \frac{1}{4} \frac{\Delta Q_p}{Q_p} \right).$$

Так как при применении последовательного приближения можно добиться совпадения величины Q_p с любой степенью точности, то и значения $\frac{\Delta Q_p}{Q_p}$, стоящие в левой и правой частях полученного выражения, равны между собой, тогда

$$\begin{aligned} \frac{\Delta Q_p}{Q_p} \left(1 - \frac{1}{4} S \right) &= K + S \frac{\Delta a}{a} + S \frac{\Delta L}{L} + S \frac{1}{3} \frac{\Delta I}{I}, \\ \frac{\Delta Q_p}{Q_p} &= \frac{K + S \left(\frac{\Delta a}{a} + \frac{\Delta L}{L} + \frac{1}{3} \frac{\Delta I}{I} \right)}{1 - \frac{1}{4} S}. \end{aligned}$$

Определим относительные погрешности выражения $\left(\frac{\Delta a}{a} + \frac{\Delta L}{L} + \frac{1}{3} \frac{\Delta I}{I} \right)$.

Для большинства равнинных рек $a = 0,15$ и $\frac{\Delta a}{a} = 0$. По данным [3] относительная ошибка измерения по карте длины реки $\frac{\Delta L}{L} = 1\%$, а относительная ошибка определения уклона главной реки для равнинных рек $\frac{\Delta I}{I} = 11\%$. Подставляя полученные значения ошибок, имеем $\frac{\Delta L}{L} + \frac{1}{3} \frac{\Delta I}{I} = 1\% + 3,7\% = 4,7\%$.

Определим выражение, обозначенное условно символом K ,

$$K = \frac{\Delta h_p}{h_p} + \frac{\Delta r}{r} + \frac{\Delta F}{F} + \frac{\Delta(\alpha f_n) + \Delta(\beta f_6)}{1 + \alpha f_n + \beta f_6 + 0,20\tau}. \quad (22)$$

Слой весеннего стока обеспеченностью $p\%$ рекомендуется вычислять по данным о среднем слое h_o и коэффициента вариации слоя весеннего стока C_v , по соответствующим картам изолиний. Относительная ошибка вычисления слоя весеннего стока обеспеченностью $p\%$ $\frac{\Delta h_p}{h_p}$ аналогична относительной ошибке $\frac{\Delta Q_{pa}}{Q_{pa}}$ и определяется по выражению

$$\frac{\Delta h_p}{h_p} = \frac{\Delta h_o}{h_o} + \frac{\Phi C_v}{1 + C_v \Phi} \left(\frac{\Delta C_v}{C_v} + \frac{\Delta \Phi}{\Phi} \right). \quad (23)$$

Как уже отмечалось, h_0 определяется по карте изолиний. Для ЕТС (за исключением Кольского п-ва и Урала) изолинии проведены через 20 мм. Величина h_0 может быть установлена с ошибкой, равной 10 мм. Тогда для хвойных лесов лесной зоны, где h_0 изменяется от 200 до 140 мм, $\frac{\Delta h_0}{h_0}$ равно соответственно 5 и 7,1%; для смешанных лесов при изменении h_0 от 120 до 100 мм, $\frac{\Delta h_0}{h_0} = 8,3 - 10\%$; для лиственных лесов при $h_0 = 80 - 60$ мм, $\frac{\Delta h_0}{h_0} = 12,5 - 16,7\%$, в степной зоне слой весеннего стока изменяется от 40 до 20 мм и $\frac{\Delta h_0}{h_0}$ от 25 до 50%.

При определении C_v по карте изолиний возможные ошибки ΔC_v равны половине высоты сечения изолиний, т. е. 0,1.

Зная абсолютную ошибку ΔC_v , нетрудно определить $\frac{\Delta C_v}{C_v}$ для рек различных ландшафтных зон

Зоны	C_v	$\frac{\Delta C_v}{C_v}, \%$
Реки лесной зоны	0,2—0,4	50—25
Реки лесостепной зоны	0,6—0,8	16,7—12,5
Реки степной зоны	0,8—1,0	12,5—10,0

Рассуждая, как и при установлении относительной ошибки максимального расхода бассейна-аналога, по выражению (7) определим предельные значения $\frac{\Delta \Phi}{\Phi}$ для некоторых зон при соответствующих значениях C_v . Лесная зона — $C_v = 0,2$, $\frac{\Delta \Phi}{\Phi} = 5,4\%$, лесостепная зона — $C_v = 0,6$, $\frac{\Delta \Phi}{\Phi} = 4,4\%$, степная зона — $C_v = 0,8$, $\frac{\Delta \Phi}{\Phi} = 3,0\%$. Относительная ошибка вычисления слоя весеннего стока по выражению (23) соответственно составит 26,1%, 31,1%, 61,3%.

Примем, как и при рассмотрении формулы Соколовского, $f_0 = 0$, тогда $\frac{\Delta r}{r} = 0$. (Как известно, параметр r определяется по формуле $r = \frac{1 - f_0}{1 + 25f_0}$, нетрудно установить, что $\frac{\Delta r}{r} = \frac{26 f_0}{(1 - f_0)(1 + 25f_0)} \frac{\Delta f_0}{f_0}$.

Расчеты по данной формуле показывают, что значения $\frac{\Delta r}{r}$ не превышают 5,5% даже при $f_0 = 0,3$). Как и ранее, $\frac{\Delta F}{F} = 2,0\%$.

Рассмотрим последний член выражения (22):

$$\frac{\Delta(\alpha \cdot f_{\lambda}) + \Delta(\beta \cdot f_{\delta})}{1 + \alpha \cdot f_{\lambda} + \beta \cdot f_{\delta} + 0,26\tau} = \frac{f_{\lambda} \cdot \alpha \left(\frac{\Delta \alpha}{\alpha} + \frac{\Delta f_{\lambda}}{f_{\lambda}} \right) + \beta f_{\delta} \left(\frac{\Delta \beta}{\beta} + \frac{\Delta f_{\delta}}{f_{\delta}} \right)}{1 + \alpha \cdot f_{\lambda} + \beta \cdot f_{\delta} + 0,26\tau}$$

Так как для одной ландшафтной зоны $\alpha = \beta$, $\frac{\Delta \alpha}{\alpha} = \frac{\Delta \beta}{\beta}$, а $\frac{\Delta f_{\lambda}}{f_{\lambda}} = \frac{\Delta f_{\delta}}{f_{\delta}} = 4\%$, то последнее выражение можно преобразовать к виду

$$\frac{\alpha (f_{\lambda} + f_{\delta}) \left(\frac{\Delta \alpha}{\alpha} + \frac{\Delta f_{\lambda}}{f_{\lambda}} \right)}{1 + \alpha f_{\lambda} + \beta f_{\delta} + 0,26\tau} \quad (24)$$

Определим выражение (24) для бассейнов с различными физико-географическими характеристиками и разным временем добегания.

Зона	f_L	f_0	$\frac{\Delta\alpha}{\alpha} = \frac{\Delta\beta}{\beta}, \%$	(24)	
				$\tau = 1,0$	$\tau = 10,0$
Лесная	0,9	0,1	12,5	10,1%	5,9%
Лесостепная	0,5	0,25	25,0	10,0%	5,0%
Степная	0	0		0%	0%

Подставляя полученные значения относительных ошибок параметров выражение (22), имеем

Зона	$K, \%$	
	$\tau = 1,0$	$\tau = 10,0$
Лесная	38,2	34,0
Лесостепная	43,1	38,1
Степная	63,3	63,3

Наибольшие относительные ошибки расчета максимального расхода весеннего половодья ($p = 1\%$) определим по формуле

$$\frac{\Delta Q_p}{Q_p} = \frac{K + S \left(\frac{\Delta a}{a} + \frac{\Delta L}{L} + \frac{1}{3} \frac{\Delta I}{I} \right)}{\left(1 - \frac{1}{4} S \right)}$$

Зона	$\frac{\Delta Q_p}{Q_p}, \%$	
	$\tau = 1,0$	$\tau = 10,0$
Лесная	36,7	41,0
Лесостепная	43,8	47,8
Степная	67,6	81,1

При расчетах по формуле Алексеева наибольшие относительные ошибки расчета максимальных расходов воды отмечаются на реках степной зоны. Это связано с тем, что при малых значениях среднего слоя весеннего стока (20 мм) абсолютная ошибка его определения по карте изолиний достигает 10 мм (50%). В связи с этим при расчетах по формуле недопустимо определение слоя весеннего стока заданной обеспеченности по картам среднего слоя и коэффициента вариации весеннего стока, как это рекомендуется в работе [4].

По данным [1] наибольшая точность вычисления весеннего стока отмечается при использовании максимальных расходов воды заданной обеспеченности на реках-аналогах.

В заключение отметим, что по формулам Д. Л. Соколовского и Г. А. Алексеева, так же как и по формулам М. Ф. Срибного и Л. Т. Федорова [3], наибольшие ошибки $\frac{\Delta Q_p}{Q_p}$ отмечаются для рек южных районов ЕТС.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Расчеты паводочного стока рек СССР. Гидрометеониздат, Л., 1955.
2. Георгиевский Ю. М. О некоторых расчетных формулах максимальных расходов. Сб. Исследования максимального стока, волнового воздействия и движения наносов. Изд-во АН СССР, М., 1960.

3. Железняков Г. В., Данилевич Б. Б. Анализ некоторых способов расчета максимальных снеговых расходов воды. Сб. "Методы изучения и использования водных ресурсов". Изд-во "Наука", М., 1964.
4. Лебедев В. В. Гидрология и гидрометрия в задачах. Гидрометеиздат, Л., 1961.
5. Леонтьевский Б. Б. Анализ сопоставления результатов расчетов максимальных расходов воды снеговых половодий по формулам Г. А. Алексеева, А. В. Огневского, В. И. Мокляка, М. Ф. Срибного и Л. Т. Федорова. Труды Гидропроекта им. С. Я. Жук. Сб. 4, 1960.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Крупнейший советский гидролог	3
Д. Л. Соколовский, И. А. Шикломанов. Об использовании электронных моделирующих устройств для расчетов гидрографов весеннего половодья	6
А. А. Соколов. Расчет характеристик стока заданной обеспеченности по трем параметрам варьирующего ряда (X , C_v и C_s) с помощью переходных коэффициентов.	13
И. Ф. Горошков. К вопросу редукции модулей максимального стока	19
И. А. Шикломанов. Расчеты гидрографов паводков с учетом переменного времени добегания при помощи нелинейной электромоделирующей установки	27
Ю. М. Алехин. Множественное линейное экстраполирование макропроцессов (динамико-статистический метод прогнозирования)	41
Ю. М. Алехин, В. Г. Гвоздева. О возможности моделирования рядов годового стока по их спектральным плотностям.	60
И. Ф. Горошков, Н. Н. Соловьева. Расчетные параметры осадков бассейна Нижнего Амура	78
Н. Н. Соловьева. Расчет гидрографов дождевых паводков в бассейне Нижнего Амура	93
В. Г. Орлов, В. А. Шелутко. Особенности распределения жидких осадков на территории Камчатки	99
О. А. Алекин, А. С. Демченко, Л. В. Бражникова, М. Н. Тарасов, Б. Г. Громов. К вопросу о влиянии сельскохозяйственных мероприятий на химический состав стока	110
Б. П. Панов. Сток зимнего сезона р. Амур и его связь с подземным питанием .	118
А. В. Рождественский. Внутривековые циклические колебания годового стока среды СССР	130
А. А. Самохин. Исследование зависимости равнообеспеченных модулей стока и слоев весеннего половодья	149
Ю. М. Георгиевский, А. В. Кокарев. Оценка точности некоторых формул максимального весеннего стока	158

Редактор З. Б. Ваксенбург. Сдано в набор 11.3.67. Подписано к печати 19.11.68.
М-16711. Зак. 857—500. Объем 10,5 п. л.

Типография Профессионально-технического училища № 4,
г. Ленинград, 12 Красноармейская, 27.