

06
- 78
МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 13

ВОПРОСЫ МЕХАНИКИ И ТЕРМИКИ
ВОДОТОКОВ, МЕТОДИКИ
РАСЧЕТОВ СТОКА И ДРУГИЕ
ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ,
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ

175222
БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ЛЕНИНГРАД
1962

Сборник посвящен вопросам термики и механики водотоков, методики расчетов стока и другим вопросам гидрологии, гидрогеологии и гидрофизики.

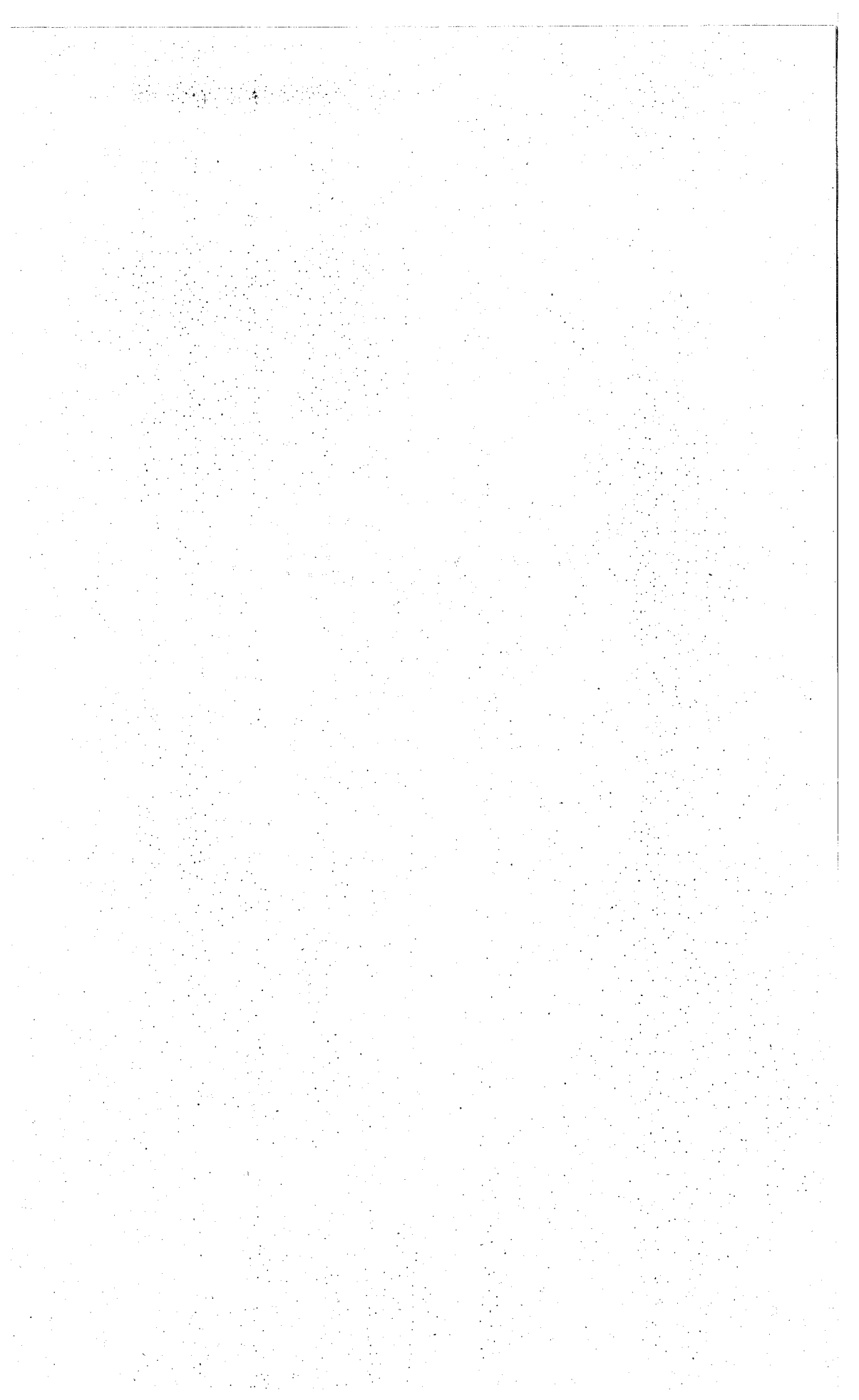
Сборник представляет интерес для широких кругов гидрологов и гидротехников, а также для студентов и аспирантов гидрометеорологических вузов и гидрологических специальностей университетов.

Ответственные редакторы

проф., д-р техн. наук *Д. Л. Соколовский*,

проф., д-р техн. наук *В. Н. Гончаров*

I. МЕХАНИКА И ТЕРМИКА ВОДОТОКОВ



В. А. БЕРГ

**ВЛИЯНИЕ ГЛУБИНЫ И СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЯ
ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА ОБЩЕЕ ТЕРМИЧЕСКОЕ
СОСТОЯНИЕ ВОДНОЙ СРЕДЫ И ЛОЖА
(БЕЗ УЧЕТА ГРУНТОВОГО ПИТАНИЯ)**

§ 1. При одинаковых метеорологических и геологических условиях на общее термическое состояние водотоков и их ложа наибольшее влияние оказывают скорости течения и глубина. Именно эти два фактора являются основной причиной различия термического состояния горных рек с их малой глубиной и быстрыми течениями, предгорных и равнинных рек со средними скоростями течений и достаточными глубинами, устьевых участков многоводных рек с весьма большой глубиной и с очень замедленным течением и, наконец, слабопроточных водохранилищ и глухих непроточных озер.

Рассмотрим термическое состояние двухслойной области, верхний слой которой представляет собой водную сферу, а нижний - ее ложе, при различных начальных и пограничных условиях, при разных термических характеристиках и геометрических размерах слоев. Математически задача формулируется следующим образом.

На верхней свободной границе водной среды поддерживается заданный годовой или суточный ход температуры (пограничные условия 1 рода); толщина водной среды ограничена и задана; ложе представляет собой полупространство, ограниченное плоскостью раздела с водной средой, т.е. дном водотока. Физико-теплотехнические показатели водной среды и ложа заданы, причем показатели водной среды изменяются в очень широких пределах, а показатели ложа почти постоянны. Требуется определить температурное поле в водной среде и в ложе, в предположении, что геотермикой можно пренебречь; водная среда рассматривается как незамерзающая (влияние устойчивого ледяного покрова исследуется в другом месте). Задача рассматривается как одномерная.

Так как основной целью решения задачи является только выяснение общего влияния изменения скоростей течения водотоков и глубины их на термическое поле в названных средах, то в этом и объясняется принятие пограничных условий 1 рода, более простых, чем другие. Таким образом, исследуемое явление сводится к вертикальному распространению тепловой волны из ограниченного слоя одной среды в односторонне ограниченную другую среду и обратно.

Так как любой реальный годовой ход температуры поверхности воды можно всегда разложить в ряд Фурье с удовлетворительной для

практики точностью, то для поставленной выше цели достаточно будет рассмотреть только простой гармонический ход температуры поверхности водной среды. Очень часто такой ход температуры можно рассматривать и как приближенное выражение и истинного ее хода.

Следующее ограничительное условие заключается в допущении, что гармоническое колебание температуры на верхней свободной поверхности водной среды наблюдается столь долго, что начальное распределение температуры в ней теряет значение.

Это допущение оправдывается тем, что водотоки в наших широтах ежегодно теряют все свои запасы тепла, так как температура их каждую зиму опускается до 0°C . Оставшиеся запасы тепла в ложе, как будет показано ниже, также совершенно ничтожны, и поэтому влияние этих запасов одного года на термическое состояние водотоков в следующем году исчезающе мало.

Для водоемов это допущение не столь очевидно, однако регулярный годовой ход температуры придонных слоев воды озер, отвечающий тепловому состоянию атмосферы каждого года, т.е. местной погоде, также оправдывает допущение об очень малой зависимости режима данного года от предыдущего. Во всяком случае, для задач, рассматриваемых в настоящей работе, это допущение не может вызвать возражений.

В дальнейшем мы будем обращаться к работе Фрима [8], в которой автор дает решение дифференциального уравнения теплопроводности для одномерной задачи распространения тепловой волны в одно-, двух- и трехслойных средах.

Примем следующие обозначения:

τ (час.) - время; t ($^{\circ}\text{C}$) - температура в любом месте в любое время; λ (ккал/м час $^{\circ}\text{C}$) - коэффициент теплопроводности; Z - текущая ордината; C (ккал/кг $^{\circ}\text{C}$) - теплоемкость; γ (кг/м³) - объемный вес; $\alpha = \frac{\lambda}{C\gamma}$ (м²/час) - коэффициент температуропроводности; ω (угол/час) - частота или круговая скорость гармонического колебания температуры; E_0 - начальная фаза колебания температуры для времени $\tau = 0$ на свободной поверхности водной среды; показатели сред

$$\varphi = \sqrt{\frac{\omega}{2\alpha}} = \sqrt{\frac{C\gamma\omega}{2\lambda}}; \quad b = \sqrt{\lambda C\gamma};$$

T_0 - составляющая амплитуды на поверхности раздела сред, т.е. при $Z = 0$; ρ_0 - коэффициент отражения тепловых волн на плоскости раздела сред, т.е. при $Z = 0$; A - измеряемая реальная амплитуда колебания температуры на свободной поверхности водной среды, отсчитываемая от средней температуры в обе стороны; $i = \sqrt{-1}$. Индексы "1" и "2" при всех символах будут показывать, что символы относятся соответственно к водной среде и к ложу; индекс "0" относится к плоскости раздела сред.

Основное уравнение теплопроводности при $\alpha = \text{const}$ Фрим записывает в следующей форме

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\lambda}{c\sigma} \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}. \quad (1)$$

Схема двухслойной задачи представлена на рис.1; начало координат на плоскости раздела сред.

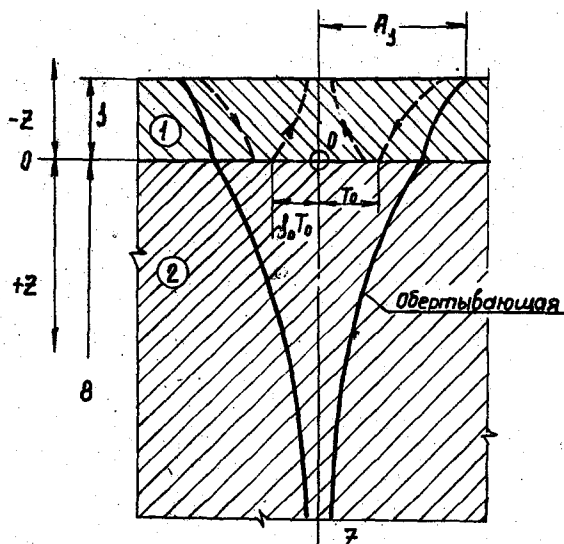


Рис. 1. СХЕМА К РАСЧЕТУ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЕПЛОВОЙ ВОЛНЫ В ДВУХСЛОЙНОЙ СРЕДЕ

На свободной поверхности среды 1 поддерживается гармоническое колебание температуры с амплитудой A_s , частотой ω и начальной фазой ψ , т.е.

$$t_s = A_s \exp[i(\omega\tau + \psi)]. \quad (2)$$

Решение двухслойной задачи дается в двух формах.

В первой форме рассматриваются только две составляющие тепловые волны, а именно прямая проникающая основная неискаженная волна и вторичная, отраженная от плоскости раздела сред. Реальная измеряемая температура как среды 1, так и среды 2 определяется как сумма этих двух тепловых волн при условии соблюдения пограничных и начальных условий на свободной поверхности водной среды, т.е. при $z = -\delta$. При этом предполагается, что на границе раздела сред ($z = 0$) нет температурного скачка, т.е. что температура дна водотока равна температуре омывающего его слоя воды.

Вторая форма решения общего уравнения теплопроводности (1) для двухслойной задачи получается, если учесть, что свободная поверхность водной среды является также плоскостью отражения

для возвратившейся к ней тепловой волны. В этом предположении первая отраженная от плоскости раздела сред 1 и 2 волна, придя к свободной поверхности среды 1, также отразится от нее и пойдет опять в прямом направлении к среде 2, отразится от нее, вновь вернется к свободной поверхности гидросферы, еще раз здесь отразится и т.д. Такое перемещение вниз и вверх тепловая волна будет совершать со все уменьшающейся амплитудой, пока последняя не упадет до нуля.

В этом предположении решение имеет следующий вид для среды 1:

$$t_1 = T_0 \exp[l(\omega\tau + \xi)] \exp[\varphi_1 z(1+l)] \frac{1 + \rho_s \exp[2\varphi_1 Z(1+l)]}{1 - \rho_s \exp[-2\varphi_1 s(1+l)]}, \quad (3)$$

где ρ_s — коэффициент отражения от свободной поверхности гидросферы.

Принимая $\rho_s = -1$ и свободные начальные и пограничные условия:

$$T = A_{-s} \exp(\varphi_1 s), \quad \xi = \psi - \varphi_1 s,$$

получим

$$t_1 = A_{-s} \exp[l(\omega\tau + \psi)] \exp[-\varphi_1 (s+z)(1+l)] \frac{1 + \rho_s \exp[2\varphi_1 Z(1+l)]}{1 - \rho_s \exp[-2\varphi_1 s(1+l)]} \quad (4)$$

при условии $-s \leq Z \leq 0$.

Для температуры на плоскости раздела сред, т.е. при $Z = 0$, получим

$$t_0 = \left\{ A_{-s} \exp[l(\omega\tau + \psi)] \exp[-\varphi_1 s(1+l)] \right\} \frac{1 + \rho_s}{1 - \rho_s \exp[-2\varphi_1 s(1+l)]}. \quad (5)$$

Для температурного поля среды 2 для $Z \geq 0$ служит уравнение

$$t_2 = t_0 \exp[-\varphi_2 Z(1+l)], \quad (6)$$

где t_0 определяется из уравнения (5).

В дальнейшем мы будем пользоваться этими последними выражениями, как более общими.^{1/}

^{1/} В уравнениях (4), (5), (6) не входит коэффициент отражения ρ_s от свободной поверхности среды 1, так как он может быть выбран произвольным при условии соблюдения начальных и пограничных условий. При выводе этих уравнений коэффициент ρ_s принят равным -1 , что значительно упрощает выводы.

При ином значении ρ_s меняются отдельные составляющие волны, но результирующая волна не изменяется.

Из уравнений (4) и (6) видно, что температура в водной среде и в ложе определяется затухающими гармоническими функциями, в очень большой степени зависящими от теплового показателя гидросферы φ , и от ее глубины S , так как эти величины входят в показатель степени затухания тепловой волны.

Так как в свою очередь тепловой показатель водной среды φ , зависит от скорости водотока U через коэффициент турбулентной теплопроводности λ , то можно сразу видеть, что скорости водотока и глубина являются основными факторами, определяющими его термическое состояние при прочих равных условиях.^{1/}

§ 2. Затухание годичной тепловой волны в водной среде и температура на ее дне в различных гидравлических условиях

Вычисление затухания тепловой волны в водной среде вполне можно при условии, что коэффициент теплопроводности воды λ , изменяется постепенно от величины, отвечающей теплопроводности в покое (кондукцией) $\lambda_1 = 0,5$ ккал/м час $^{\circ}\text{C}$, до турбулентной теплопроводности воды бурных горных потоков. Что касается теплопроводности и других показателей грунтов ложа, то, учитывая, что они в природе изменяются в сравнительно узких пределах,

^{1/} Во избежание недоразумений в дальнейшем необходимо сразу оговорить, что тепловая волна, переходя из водной среды в ложе, не меняет фазы и не теряет полволны, т.е. на дне будет пучность, а не узел. Перемена фазы имеет место тогда, когда волна переходит из менее плотной среды в более плотную; когда же волна переходит из более плотной среды в менее плотную, перемены фазы не будет. При определении плотности среды, в которой распространяются волны, надо исходить не из физической плотности среды, а из произведения ее на скорость распространения волны в среде. Так как скорость распространения тепловой волны в текучей воде $W = \sqrt{2\alpha\omega}$ во много раз больше скорости распространения тепловой волны в грунтах ложа, то вода оказывается во много раз "плотнее" ложа, даже если последняя представлена гранитной скалой. Такую плотность можно назвать "волнотепловой" плотностью среды.

К сожалению, недостаточная точность изложения этого вопроса, например у Фриша и Тиморевой, вводит в заблуждение некоторых исследователей тепловых режимов водных объектов [1, стр. 124].

значения этих коэффициентов приняты постоянными и отвечающими гранитному ложу, т.е. достаточно большими, с целью не занижить влияние грунтов ложа.

Таким образом, физико-термические показатели грунтов ложа приняты в настоящем параграфе неизменными и равными $\sigma_2 \approx 2800 \text{ кг/м}^3$, $\lambda_2 \approx 3 \text{ ккал/м час}^\circ\text{С}$, $C_2 \approx 0,2 \text{ ккал/кг}^\circ\text{С}$.

$$a_2 = \frac{\lambda_2}{C_2 \sigma} = \frac{3}{0,2280} \approx 0,00536 \approx 5,36 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час},$$

$$b_2 = \sqrt{\lambda_2 C_2 \sigma_2} = \sqrt{2800 \cdot 0,2 \cdot 3} \approx 41 \text{ ккал/м}^2 \text{ час}^{1/2} \text{ }^\circ\text{С}.$$

Физические постоянные воды: $\sigma_1 = 1000 \text{ кг/м}^3$, $C_1 = 1 \text{ ккал/кг}^\circ\text{С}$

Значения исходных переменных данных водной среды приведены в табл.1. В этой таблице даны средние по глубине значения коэффициента турбулентной теплопроводности λ_1 , вычисленные по М.А.Великанову [2], расчетное уравнение которого приведено к следующему виду:

$$\lambda_{1, \text{cp}} \approx 3,5 \cdot 10^7 \text{ Н} \frac{V_{\text{cp}}}{C^2} (0,5\alpha + 0,167) \ln \frac{1}{2} \text{ ккал/м час}^\circ\text{С}, \quad (7)$$

где Н - глубина потока; V_{cp} - средняя скорость; C - коэффициент Шези; $\alpha \approx e^{-(1+0,13 \frac{H}{n})}$; $\ln \frac{1}{\alpha} = 1 + 0,13 \frac{H}{n}$; n - коэффициент по таблице Гангиле-Куттера.

Из формулы (7) можно определить среднюю скорость V_{cp} , если известен коэффициент турбулентной теплопроводности $\lambda_{1, \text{cp}}$:

$$V_{\text{cp}} = \lambda_{1, \text{cp}} \frac{C^2}{\text{Н} \cdot 3,5 \cdot 10^7 (0,5\alpha + 0,167) \ln \frac{1}{\alpha}} \text{ м/сек.} \quad (8)$$

Значения $\lambda_{1, \text{cp}}$, вычисленные по формуле (7), практически совпадают со значениями турбулентной теплопроводности по В.М.Маккавееву [3,4]:

$$\lambda_1 \approx 8 \cdot 10^5 \text{ Н} \sqrt{\text{Н} \text{ Н} \text{ Н}} \text{ ккал/м час}^\circ\text{С}. \quad (9)$$

Расчетные значения λ_1 для водной среды приведены в табл.1 (столбец 5).

Для удобства вычислений, которые весьма громоздки и здесь не приводятся, все подсчеты выполнялись в возрастающем порядке чисел m , для которых приняты простые значения (см. столбец 2 табл.1).

$$b_1 : b_2 = m = \sqrt{\lambda_1 C_1 \sigma_1} : \sqrt{\lambda_2 C_2 \sigma_2}. \quad (10)$$

Задаваясь значениями m и b_2 , можно получить и отвечающие им коэффициенты

Термические показатели водной среды

Таблица 1

№ п/п	$m = \frac{b_1}{b_2}$	$\rho \frac{b_1 - b_2}{b_1 + b_2}$	λ $\frac{\text{ккал}}{\text{м}^2 \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}$	a $\text{м}^2/\text{час}$	Средняя скорость $v_{\text{ср}}$ /сек. при глубине воды (м)								Классификация по скоростям течения
					1	2	4	5	24	50	100		
1	2	3	4		5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	0,546	-0,294	0,5	0,0005		0	0	0	0	0	0	0	Лабораторная обстановка
2	1	0	1,68	0,00168		0,019	0,011	0,006	0,0035	0,0014	0,0007	0,0004	
3	3	0,50	15,1	0,0151		0,15	0,086	0,044	0,028	0,011	0,007	0,004	
4	7	0,75	82,4	0,0824		0,84	0,47	0,27	0,15	0,061	0,025	0,02	
5	10	0,818	168	0,168		1,42	0,82	0,47	0,26	0,1	0,057	0,035	Озера и водохранилища
6	25	0,923	$1,05 \cdot 10^3$	1,05		8,1	5,1	2,7	1,5	0,6	0,3	0,2	
7	50	0,961	$4,2 \cdot 10^3$	4,2		33	20,5	10,7	6,1	2,4	1,3	0,8	
8	75	0,075	$9,5 \cdot 10^3$	9,5		54	35	18	10	4	2	1	
9	100	0,98	$16,8 \cdot 10^3$	16,8		100	61	31	17,7	7,8	3,9	2,3	Равнинные реки
10	200	0,99	$67 \cdot 10^3$	67		2,2 м/сек.	1,23 м/сек.	71	42	17	9	-	
11	400	0,995	$269 \cdot 10^3$	269		(7,2 м/сек.)	4,1 м/сек.	2,4 м/сек.	1,4 м/сек.	51	30	-	
12	600	0,997	$605 \cdot 10^3$	605		(13,2 м/сек.)	(7,6 м/сек.)	4,4 м/сек.	2,5 м/сек.	(100)	58	-	
13	Классификация по глубине:				Лаборатория Равнинные реки Горные реки Озера и водохранилища								

Примечание: 1. Ламинарный режим имеет место только в строке 2, все прочие режимы турбулентные. 2. В скобках показаны расчетно-теоретические случаи, в природе не встречающиеся совершенно или встречающиеся крайне редко.

$$\lambda_1 = \frac{m^2 b_2^2}{c_1 \gamma_1} \quad (11)$$

Средние скорости течения в столбцах 6-12 вычислены по формуле (8).

Коэффициент отражения тепловой волны от дна водоема также выражен через числа m :

$$\rho = \frac{\lambda_1 \varphi_1 - \lambda_2 \varphi_2}{\lambda_1 \varphi_1 + \lambda_2 \varphi_2} = \frac{b_1 - b_2}{b_1 + b_2} = \frac{m-1}{m+2} \quad (12)$$

В столбце 13 и в строке 13 сделана попытка классифицировать воды суши по скоростям течения и по глубине.

Конечно, эта классификация условна, но тем не менее она позволяет привязать расчетные показатели к реальным гидрологическим объектам.

Границы между гидрологическими объектами весьма расплывчаты и перекрывают друг друга. Каждой группе объектов отвечает область табл.1, лежащая на пересечении соответствующих участков строки 13 и столбца 13.

Период гармонических колебаний температуры свободной поверхности водной среды принят равным одному году (12 месяцев по 30 дней в каждом).

Отсюда годовая и суточная частоты составят

$$\omega_r = 2\pi : (24 \cdot 12 \cdot 30) = 0,728 \cdot 10^{-3} \text{ рад/час,}$$

$$\omega_c = 2\pi : 24 = 0,262 \text{ рад/час.}$$

$$\text{Далее, } \varphi_2 = \sqrt{\frac{\omega_r}{2 a_2}} = \sqrt{\frac{0,728 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 5,36 \cdot 10^{-3}}} \approx 0,261,$$

$$\varphi_1 = \sqrt{\frac{\omega_r}{2 a_1}}.$$

Значения φ_1 будут переменными, так как зависят от a_1 (см. столбец 5 табл.1).

Для определения температуры на плоскости раздела сред на дне потока необходимо отделить в уравнении (5) вещественную часть от мнимой, после чего получим

$$t_o = A_{-s} \exp(-\varphi_1 s) \cos(\omega t + \psi - \varphi_1 s) \frac{1 + \rho_o}{1 + \rho_o \exp(2\varphi_1 s) \cos(2\varphi_1 s)} \quad (13)$$

В условиях рассматриваемой здесь задачи можно положить $\psi = 0$ и амплитуду колебания температуры на плоскости раздела сред выразить следующим уравнением, полагая $\cos(\omega t - \varphi_1 s) = 1$:

$$t_o = A_{-s} \exp(-\varphi_1 s) \frac{1 + \rho_o}{1 + \rho_o \exp(-2\varphi_1 s) \cos(2\varphi_1 s)} \quad (14)$$

Для выяснения влияния глубины воды все дальнейшие вычисления, как уже сказано, выполнены для переменной толщины ее слоя $S = 1, 2, 4, 8, 24, 50$ и 100 м.

Результаты вычисления температуры t_0 на дне представлены в табл.2. Все промежуточные табличные подсчеты здесь не приводятся.

В этой таблице дана амплитуда температуры на дне водоема в долях единицы, за какую принята амплитуда на поверхности. Если принять реальную амплитуду на поверхности, например, $+10^\circ\text{C}$, отвечающую многим водным объектам на земном шаре, то, исходя из табл.2, значения амплитуды температуры на дне можно получить простым переносом запятой на одно место вправо.

Сдвиг фаз на плоскости раздела сред, т.е. на дне водотоков, дан в часах, днях и годах в табл.3. Так как год принят состоящим из 12 месяцев по 30 дней, то один день отвечает одному градусу угловой меры.

Из табл.2 видно, что при глубине воды 1 м температура на дне приобретает значение, равное температуре на поверхности, уже начиная от скоростей $U \approx 1$ см/сек. (при числе $Re = 5000-6000$). При меньших скоростях течения (и Re) температура на дне не достигает того значения, которое она имеет на поверхности. Эти условия отвечают прудам и озерам. Равнинные реки при этой глубине приобретают температуру на дне, равную поверхностной, с запозданием всего от 6 час. до одного дня. Горные реки почти сразу передают поверхностную температуру на дно с запозданием всего в 2-3 часа.

По мере увеличения глубины воды до 2,4 и 8 м картина сохраняется такой же и меняются лишь предельные значения скоростей течения (чисел Re) и теплопроводности воды. Например, при $S = 4$ м, что отвечает равнинным рекам, температура у дна приобретает значение поверхностной только при скоростях выше ~ 3 см/сек. (при числе $Re = 80\,000$) и коэффициенте теплопроводности $\lambda_1 = 1000$ ккал/м час $^\circ\text{C}$. Сдвиг фаз при этом также незначителен и составляет около 5 дней. Даже при глубине $S = 8$ м, что отвечает таким мощным водным артериям, как Волга, Обь, Енисей, Лена, уже при скоростях порядка 1-2 см/сек., т.е. даже в их устьях, достигается полное перемешивание водной массы. При этом число Re приобретает значение выше 400 000, а коэффициент теплопроводности воды выше 4000 ккал/м час $^\circ\text{C}$. Сдвиг фаз при этом также остается очень незначительным, всего порядка около 5 дней.

При более значительных глубинах $S = 24, 50$ и 100 м, которые отвечают озерам и водохранилищам и должны рассматриваться при малых значениях λ_1 и U , картина получается иная. При такой глубине воды температура у дна не может приобрести значение поверхностной при реальных возможных скоростях течения. Поэтому в озерах и глубоких водохранилищах всегда наблюдается

Таблица 2

Амплитуда годичной тепловой волны дна гидросферы в
долях единицы при разных S и α_1

№ п/п	m	ρ_0	λ_1	α_1	Глубина воды S м						
					1	2	4	8	24	50	100
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0,546	-0,294	0,5	0,0005	0,2987	0,1270	0,0233	0,0008	0	0	0
2	1	0	1,68	0,00168	0,6275	0,3938	0,1551	0,024	0	0	0
2'	2	0,33	6,72	0,00672	0,890	0,778	0,537	0,209	0,0051	0	0
3	3	0,5	15,1	0,0151	0,9521	0,9023	0,7702	0,4478	0,0360	0,0006	0
4	7	0,75	82,4	0,0824	0,9918	0,9835	0,9723	0,9133	0,366	0,0626	0,0023
5	10	0,818	168	0,168	1	0,9934	0,9898	0,9743	0,628	0,1774	0,0173
5'	15	0,875	378	0,378	1	1	0,9967	0,9962	0,8767	0,4142	0,0844
6	25	0,923	$1,05 \cdot 10^3$	1,05	1	1	1	1	0,9947	0,755	0,3041
7	50	0,961	$4,2 \cdot 10^3$	4,2	1	1	1	1	1	0,995	0,8076
8	75	0,974	$9,5 \cdot 10^3$	9,5	1	1	1	1	1	1	0,9725
9	100	0,98	$16,8 \cdot 10^3$	16,8	1	1	1	1	1	1	1
10	200	0,99	$67 \cdot 10^3$	67	1	1	1	1	1	1	1
11	400	0,995	$269 \cdot 10^3$	269	1	1	1	1	1	1	1

П р и м е ч а н и е : В настоящей таблице по сравнению с табл.1 добавлены строки 2' и 5' и упразднены строки 12 и 13, а также столбец 13.

Таблица 3.

Сдвиг фаз годичной тепловой волны на дне гидросферы в часах, днях и годах
при различной глубине S и скорости V (через a),

№ п/п	m	ρ_0	h_1	a_1	Глубина воды S м						
					1	2	4	8	24	50	100
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0,546	-0,294	0,5	0,0005	48д.21ч.	97д.18ч.	195д.12ч.	1г.31д.2ч.	3г.92д.23ч.	6л.283д.16ч.	13л.207д.8ч.
2	1	0	1,68	0,00168	28 17	53 10	106 19	213 14	1 280 19	3 258 -	7 150 -
2	2	0,33	6,72	0,00672	13 7	26 14	53 4	106 8	318 22	1 304 15	3 251 6
3	3	0,5	15,1	0,0151	8 22	17 19	95 14	71 4	213 13	1 84 22	2 169 19
4	7	0,75	82,4	0,0824	3 20	7 15	15 6	30 12	91 11	190 12	1 21 -
5	10	0,818	168	0,168	2 16	5 8	10 16	21 9	64 2	133 12	266 0
5	15	0,875	378	0,378	1 19	3 13	7 2	14 5	42 15	88 20	177 15
6	25	0,923	$1,05 \cdot 10^3$	1,05	1 2	2 3	4 6	8 13	25 15	53 8	106 8
7	50	0,961	$4,2 \cdot 10^3$	4,2	- 13	1 2	2 3	4 6	12 19	26 16	35 12
8	75	0,974	$9,5 \cdot 10^3$	9,5	- 8	- 17	1 10	2 20	8 13	17 18	25 17
9	100	0,98	$16,8 \cdot 10^3$	16,8	- 6	- 10	1 2	2 3	6 10	13 8	13 8
10	200	0,99	$67 \cdot 10^3$	67	- 3	- 6	- 13	1 2	3 5	6 17	6 16
11	400	0,995	$269 \cdot 10^3$	269	- 2	- 3	- 6	- 13	1 14	3 8	-

П р и м е ч а н и е: См. примечание к табл.2.

термическое расслоение. Соответственно увеличивается и сдвиг фаз. Например, при глубине 100 м и при средних скоростях течения порядка 0,01 см/сек. сдвиг фаз достигает от 1 до 2 лет. Эти цифры являются, конечно, условными, но они свидетельствуют о том, что при рассмотрении глубоких глухих водоемов необходимо учитывать температурное расслоение их водных масс, обусловленное различными режимами их перемешивания на разных глубинах.

Кроме того, при больших глубинах и малых скоростях течения большое значение приобретают конвекционные вертикальные токи в водной среде при ее охлаждении. Поэтому использование в этих случаях обычной волновой теории становится неправомерным и здесь нужны другие методы расчета температур.

Из табл.3 видно, что глубина воды играет очень существенную роль в вопросах выравнивания температур по вертикали. Например, если $\lambda_1 = 168$ ккал/м час $^{\circ}$ С, $\rho_0 = 0,818$ (строка 5), то водоток хорошо перемешивается при глубинах от 1 до 4 м, слабее при $S = 8$ м, плохо при глубине 24 м и еще хуже при глубине 50 и 100 м. При этом скорости течения (см.табл.1) уменьшаются от 1,42 до 0,035 см/сек. Как ясно видно из соответствующих цифр табл.2, разница наибольших температур у дна и у поверхности составляет для этих глубин соответственно 0,1; 2,37; 82 и 98%. Из этих данных видно, что затухание годичной тепловой волны в водной среде становится заметным только при глубине 8 м, резко выражено при глубине 24 м и полностью развито при глубине 100 м, где температура дна почти не реагирует на колебание температуры на поверхности, но при этих глубинах надо учитывать сделанную выше оговорку.

Хотя полученные здесь выводы удовлетворительно совпадают с результатами наблюдений в природе, однако на таблицы 2 и 3 необходимо смотреть, как на приближенные. Эти таблицы дают лишь порядок ожидаемых результатов и соотношения их, и не должны рассматриваться как абсолютно точные.

§ 3. Годичное температурное поле в ложе и в водной среде в различных гидравлических условиях

Для определения температурного поля в ложе (среда 2) служит уравнение (6), которое после отделения вещественной части примет следующий вид:^{1/}

$$t_2 = t_0 \exp(-\varphi_2 z) \cos(\omega \tau - \varphi_2 z), \quad (15)$$

^{1/} В этом выражении опущен сдвиг фаз $\varphi_1 S$, который был вычислен выше (см.табл.3). Поэтому уравнение (15) дает сдвиг фаз только по отношению к раздельной плоскости сред; полный сдвиг фаз по отношению к свободной поверхности среды 1 выразится суммой $(\varphi_1 S + \varphi_2 z)$.

где t_0 принимается по табл.2.

Что касается ординаты Z , т.е. глубины в ложе, то подсчеты ограничены следующими ее значениями: 2,4,6,8,10 и 15 м. Подсчеты для наиболее интересных случаев представлены в таблицах 4 и 5.

Таблица 4

Значение годичной волны в ложе

m	ρ	Z м						
		0	2	4	6	8	10	15
Глубина воды S = 1 м								
0,546	-0,294	2,99	1,77	1,05	0,62	0,37	0,23	0,06
1	0	6,28	3,72	2,21	1,31	0,78	0,48	0,13
2	0,333	8,90	5,28	3,13	1,86	1,10	0,66	0,18
3	0,5	9,52	5,65	3,35	1,99	1,18	0,71	0,19
7	0,75	9,92	5,88	3,49	2,07	1,23	0,74	0,20
10	0,818	9,96	5,91	3,51	2,08	1,23	0,74	0,20
15	0,875	9,99	5,93	3,52	2,09	1,24	0,74	0,20
25	0,923	10	5,93	3,52	2,09	1,24	0,74	0,20
Глубина воды S = 8 м								
0,546	-0,294	0,01	0	0	0	0	0	0
1	0	0,24	0,14	0,08	0,05	0,03	0,02	0
2	0,333	2,09	1,24	0,74	0,44	0,26	0,16	0,04
3	0,5	4,48	2,66	1,58	0,94	0,56	0,33	0,09
7	0,75	9,13	5,42	3,22	1,91	1,13	0,68	0,18
10	0,818	9,74	5,78	3,43	2,04	1,21	0,72	0,20
15	0,875	9,96	5,91	3,51	2,08	1,23	0,74	0,20
25	0,923	9,99	5,93	3,52	2,09	1,24	0,74	0,20
50	0,961	10	5,93	3,52	2,09	1,24	,74	0,20

Таблица 4 подсчитана для реальных температур водной среды, а именно для условия, что амплитуда на ее свободной поверхности равна $A_{-s} = \pm 10^\circ\text{C}$. Здесь представлена только часть табл.4 для значений $S = 1$ и 8 м. Для более значительных глубин воды, как уже сказано выше, нельзя пользоваться элементарной теорией тепловых волн.

Для вычисления температурного поля в водной среде служит уравнение (4), которое после отделения вещественной части примет следующий вид:

$$t_1 = A_{-s} \exp[-\varphi_1(s+z)] \cos[\omega t + \varphi_1(s+z)] \frac{1 + \rho \exp(2\varphi_1 z) \cos(2\varphi_1 z)}{1 + \rho \exp(-2\varphi_1 s) \cos(2\varphi_1 z)} \quad (46)$$

Таблица 5
Сдвиг фаз годичной тепловой волны в литосфере
по отношению к плоскости дна

z м	$\varphi_z z$		
	радианы	градусы	дни
0	0	0	0
2	0,522	29°55'	30
4	1,044	59 49	60
6	1,566	89 44	90
8	2,088	119 38	120
10	2,600	148 58	150
15	3,90	223 27	224

Полагая, как и раньше, $\psi = 0$ и считая $\cos[\omega t - \varphi_1(s+z)] = 1$, получим для амплитуды на глубине z следующее выражение:

$$t_1 = A_s \exp[-\varphi_1(s+z)] \frac{1 + \rho_0 \exp(2\varphi_1 z) \cos(2\varphi_1 z)}{1 + \rho_0 \exp(-2\varphi_1 s) \cos(2\varphi_1 s)} \quad (17)$$

Для z выбираем значения

$$\left. \begin{aligned} z_1 &= -0,25 s \\ z_2 &= -0,5 s \\ z_3 &= -0,75 s \end{aligned} \right\} z_j = K_j s \quad , \text{ где } K_j = -0,25; -0,5 \text{ и } -0,75,$$

т.е. в четвертях и на половине глубины водной среды.

Соответственно получим

$$t_1 = A_s \exp[-\varphi_1(K_j+1)s] \frac{1 + \rho_0 \exp(2\varphi_1 K_j s) \cos(2\varphi_1 K_j s)}{1 + \rho_0 \exp(-2\varphi_1 s) \cos(2\varphi_1 s)} \quad (18)$$

Сдвиг фаз составит $\varphi_1(K_j+1)s$.

Ниже приведены только две результирующие таблицы 6 и 7 без промежуточных вычислений. В первой из этих таблиц дана температура водной среды на различных горизонтах от поверхности при общей глубине $S = 1; 4; 8; 24$ м; во второй таблице (с сокращениями) дан соответствующий сдвиг фаз.

Таблица 7 является дополнением к табл. 3, в которой дан сдвиг фаз тепловой волны на дне водотоков.

Выполненные вычисления для наиболее интересных случаев представлены графически на рис. 2, 3 и 4. Эти рисунки построены для реальной амплитуды на поверхности водной среды соответственно $\pm 5, \pm 8$ и $\pm 10^\circ\text{C}$.

На рис. 2 а и б представлено температурное поле, типичное для горных рек субтропических широт. Этот случай имеет место уже

Таблица 6.

Температура водной среды

m	$\rho_0 \backslash z$	S	1 м	4 м		8 м	
	$\rho_0 \backslash z$	S	-0,50s	- 0,50s	-0,25s	-0,5s	-0,75s
0,546	-0,294		5,95	1,8	0,058	0,37	1,78
1	0		7,92	3,94	0,61	1,55	3,94
3	0,5		9,77	8,53	4,99	5,86	7,46
7	0,75		-	-	-	-	-
10	0,818		9,98	9,99	9,82	9,88	9,9
100	0,98		10	10	9,99	9,999	10

m	$\rho_0 \backslash z$	S	24 м		
	$\rho_0 \backslash z$	S	-0,25 s	-0,5s	-0,75 s
0,546	-0,294		0	0	0,075
1	0		0,002	0,037	0,011
3	0,5		0,623	1,51	3,94
7	0,75		3,86	4,62	6,56
10	0,818		6,38	6,74	7,80
100	0,98		10	10	10

Таблица 7

Сдвиг фаз

m	ρ_0	Радан	Время	Радан	Время
		$S = 1 \text{ м}; Z = -0,50s$	$S = 4 \text{ м}; Z = -0,50s$	$S = 8 \text{ м}; Z = -0,50s$	$S = 24 \text{ м}; Z = -0,25s$
0,546	-0,294	0,424	24 дн. 11 ч.	1,726	98 дн. 21 ч.
1	0	0,233	13 8	0,932	53 3
3	0,5	0,0777	4 11	0,311	17 20
10	0,818	0,0233	1 8	0,093	5 8
100	0,98	0,00233	- 2	0,009	- 12
		$S = 8; Z = -0,25s$	$S = 8 \text{ м}; Z = -0,50s$		
0,546	-0,294	5,172	296 дн. 8 ч.	3,452	197 дн. 19 ч.
1	0	2,786	160 5	1,864	106 19
3	0,5	0,933	53 11	0,121	35 14
10	0,818	0,279	16 -	0,186	10 15
100	0,98	0,028	1 14	0,019	1 2
		$S = 8 \text{ м}; Z = -0,75s$	$S = 24 \text{ м}; Z = -0,25s$		
0,546	-0,294	1,726	98 дн. 22 ч.	15,528	1 г. 269 дн. 16 ч.
1	0	0,932	53 10	8,788	1 143 12
3	0,5	0,311	17 20	2,788	160 8

m	ρ_0	Радан	Время	Радан	Время
		$S = 8 \text{ м}; \bar{Z} = -0,75 S$	$\bar{Z} = -0,75 S$	$S = 24 \text{ м}; \bar{Z} = -0,25 S$	$\bar{Z} = -0,25 S$
7	0,75			1,196	68 18
10	0,818	0,093	29д. 8ч.	0,823	47 4
100	0,98	0,009	- 8	0,084	4 20
		$S = 24 \text{ м}; \bar{Z} = -0,50 S$	$\bar{Z} = -0,50 S$	$S = 24 \text{ м}; \bar{Z} = -0,75 S$	$\bar{Z} = -0,75 S$
0,546	-0,294	10,356	1г.233дн.11ч.	5,172	296дн.8 ч.
1	0	5,592	320 10	2,796	160 5
3	0,5	1,865	106 4	0,933	53 11
7	0,75	0,798	45 17	0,399	22 21
10	0,818	0,559	32 1	0,279	15 24
100	0,98	0,056	3 5	0,028	1 14

при $V \geq 0,5 \text{ м/сек.}$ и $h \geq 10\,000 \text{ ккал/м час}^\circ\text{С.}$ При этом сдвиг фаз температурной волны на дне потоков измеряется всего несколькими часами и поэтому на рис.2 а кривые $\bar{Z} = -S$ и 0 сливаются. На рис.2 а кривые 2,4,6,8 отвечают годовому ходу температуры на соответствующей глубине в ложе. На рис.2 б представлены термоизохроны в воде и в грунте ложа для этого же случая. В водной среде термоизохроны идут вертикально и температурный градиент практически равен здесь нулю, т.е. находится в пределах точности измерений. В ложе термоизохроны идут по кривым, что обусловлено его малым коэффициентом теплопроводности. Годовая амплитуда температуры быстро затухает с глубиной, хотя даже на глубине 10 м ниже дна амплитуда имеет значение $\pm 0,6^\circ\text{С.}$

Очевидно, что, если рассматривать случаи при $V > 0,5 \text{ м/сек.}$, то совпадение кривых $\bar{Z} = -S$ и 0, т.е. температуры на поверхности и на дне, будет еще более полным, и общая картина, представленная на рис.2 а и б, сохранится неизменной.

Эти теоретические выводы подтверждаются наблюдениями в природе, которые показывают, что в горных водотоках практически нет вертикального градиента температуры, и последняя на дне отличается от температуры на поверхности на тысячные доли градуса. При этом можно считать, что температура дна практически в точности повторяет температуру поверхности воды с ничтожным запаздыванием.

Скорости течения $V \approx 0,5 \text{ м/сек.}$, вообще говоря, являются уже характерными для предгорных и равнинных рек, а поэтому в пределах этих скоростей и тех же глубин рис.2 а и б могут быть отнесены и к этим типам рек. Таким образом, доказываемое практическое равенство температур по вертикали и отсутствие вертикальных температурных градиентов в горных, предгорных и равнинных реках в указанных условиях.

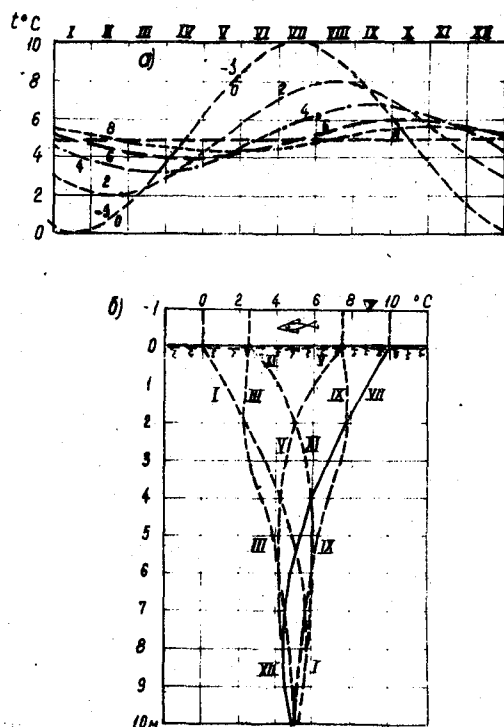


Рис. 2. ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ ГОРНЫХ НЕЗАМЕРЗАЮЩИХ РЕК

α —годовой ход температуры в воде и в ложе на разных глубинах, β —температурное поле, $m \geq 7$; $\rho_0 \geq 0,75$; $v \geq 0,5$ м/сек.; $\lambda_1 \geq 10000$ ккал/м час °С.

По мере увеличения глубины и уменьшения скоростей течения начинается температурное расслоение водной среды и в ней возникают температурные градиенты.

Такой случай приведен на рис.3 а и б для предгорных и холодных равнинных рек при глубине 4 м, $U \approx 0,3$ м/сек. В этих условиях сдвиг фаз температурного хода на поверхности и на дне достигает одного дня и хотя кривые $-S$ и 0 на рис.3 а показаны сливающимися, за малым масштабом чертежа, фактически они несколько расходятся, что обеспечивает вертикальный температурный градиент порядка от нескольких тысячных до сотой доли градуса на метр. Этот градиент несколько больше, чем в предыдущем случае, но все же столь мал, что и на рис.3 б термоизохроны в воде показаны в виде вертикальных прямых. Такие условия относятся к предгорным и равнинным рекам; на горных водотоках столь большие глубины не наблюдаются.

При увеличении глубин равнинных рек до 8 м картина несколько меняется и температура на дне уже не совпадает с температурой на поверхности воды. Этот случай, характерный для мощных

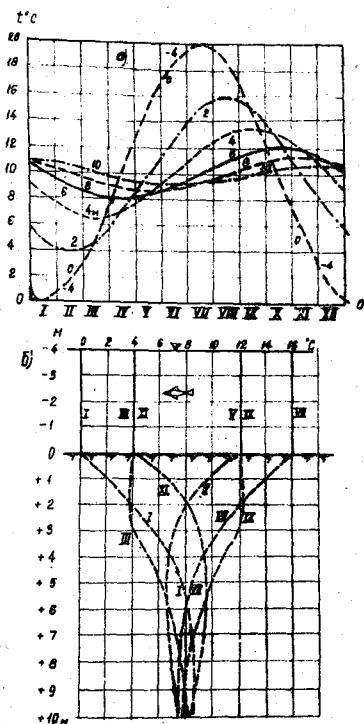


Рис. 3. ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ РАВНИННЫХ НЕЗАМЕРЗАЮЩИХ РЕК

a—годовой ход температуры в воде и в ложе на разных глубинах, *б*—температурное поле, $m \geq 100$; $\rho_0 \geq 0,18$; $s=4$ м; $v=0,7$ м/сек.; $\lambda_1 \geq 16\,800$ ккал/м час °С.

равнинных рек, представлен графически на рис.4 при $m \approx 100$, $V \sim 0,2$ м/сек. и $\lambda_1 = 16\,000$. Здесь температура дна отличается от температуры поверхности воды за счет сдвига фаз на величину порядка от нескольких сотых до десятых долей градуса, что дает вертикальный температурный градиент от 0,01 до 0,05°С на метр. Такие условия наблюдаются на мощных равнинных реках типа Волги, Оби.

По мере приближения равнинной реки к устью и в связи с этим уменьшения уклонов наблюдается дальнейшее падение скоростей, которые, однако, даже для мощных водных артерий обычно все же не опускаются ниже порядка от 0,10 до 0,02 м/сек. Этим скоростям отвечают по табл.1 значения $m = 50$ и 25 и

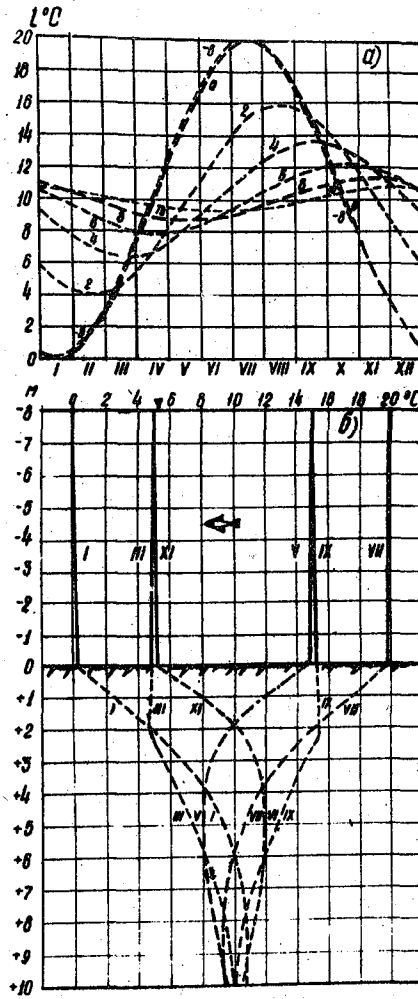


Рис. 4. ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ ГЛУБОКИХ НЕЗАМЕРЗАЮЩИХ РАВНИННЫХ РЕК И ИХ УСТЬЕВ

α —годовой ход температуры в воде и в ложе на равных глубинах, β —температурное поле, $m > 100$; $\rho_0 > 0,98$; $\sigma > 1$ м/сек.; $s = 8$ м $\lambda_1 > 16800$ ккал/м час $^{\circ}\text{C}$.

$\lambda_1 \approx 4000-1000$ ккал/м час $^{\circ}\text{C}$. Глубины при этом увеличиваются до 8 м, а для очень крупных рек даже больше. Дальше в самом устье скорости течений падают до нескольких миллиметров в секунду, λ_1 — до порядка 100 ккал/м час $^{\circ}\text{C}$, реки незаметно переходят в озера и годовой ход их температуры приобретает явно выраженный "озерный" характер (таблицы 6 и 7). В ложе при этом устанавливается режим согласно нижней части рис. 4б. Для сравнения показаны результаты исследования температуры

дна оз. Мендота [9] на вертикали глубиной 8 м (рис.5). Сопоставление рис.5 и 4 показывает идентичный характер распределения температуры в обоих случаях, не полного подобия, конечно, нет. Это объясняется, во-первых, тем, что ложе оз. Мендота на большую глубину сложено илами, а в расчете мы приняли скалистое ложе; во-вторых, тем, что оз. Мендота замерзает от середины декабря до середины апреля и поэтому термический режим его явно не симметричен.

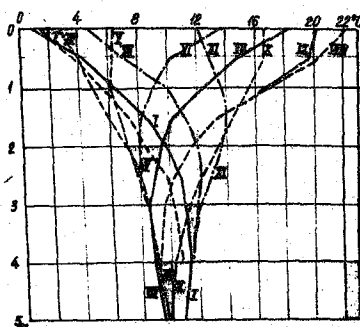


Рис. 5. ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ В оз. МЕНДОТА НА ВЕРТИКАЛИ 8 м

Рассмотренный пример не показывает, что при практических расчетах термики вод суши надо учитывать реальный годовой ход температуры поверхности водной среды; это будет выполнено в другом месте.

Изложенное выше позволяет прийти к следующим выводам.

Хотя тепловое воздействие атмосферы на гидросферу выражается в виде годичной тепловой волны, тем не менее пользоваться теорией тепловых волн для расчета температуры водной среды и ее ложа можно только в тех случаях, когда инверсия температуры, а следовательно, и плотности получается по расчету очень не-

значительной и выражается долями градуса (рис.2,3,4). Этим условиям отвечают текущие воды со скоростями не менее 0,5 - 0,2 м/сек. при глубинах 1-2 м и не менее 5-20 см/сек. при глубинах 8-12 м, т.е. почти все горные и равнинные реки. Исключение составляют только особо глубокие устья рек. Другими словами, этим условиям отвечает присущее рекам распределение скоростей по глубине (по параболе или по логарифмике) и значение коэффициента турбулентной теплопроводности (по В.М.Маккавееву или М.А.Великанову) порядка $\lambda \gg 5000$ ккал/м час⁰С. При больших глубинах и меньших скоростях, что отвечает проточным озерам и искусственным водохранилищам, нельзя, как уже сказано, для расчетов пользоваться теорией годичных тепловых волн, так как в таких водоемах наблюдается значительное скоростное расслоение водных масс.

Однако для определения температурного режима в ложе можно во всех случаях пользоваться теорией годичных тепловых волн, не только примененных к плоскости дна водоема. При этом в

надлежащих случаях надо учитывать несимметричность исходной тепловой волны.

§ 4. О влиянии ламинарного подслоя на термическое состояние русловых потоков

Все предыдущие вычисления и основанные на них выводы были сделаны в предположении, что турбулентный речной поток непосредственно омывает свое ложе. Между тем, по современным воззрениям, между жесткой стенкой русла и турбулентным ядром потока имеется турбулентный промежуточный подслей и подстилающий его ламинарный подслей, непосредственно прилипающий к стенке. Несмотря на то, что толщина прилипающего ламинарного подслоя очень мала и измеряется сотыми долями миллиметра (в трубах) [5], значение этой тончайшей пленки, как показывает опыт, очень велико в передаче тепла в теплотехнических аппаратах и в машиностроении [6]. Поэтому необходимо рассмотреть вопрос о влиянии ламинарного прилипающего подслоя на термическое состояние речных потоков.

Для определения толщины ламинарного подслоя русловых потоков М.А.Великанов дает следующее выражение:

$$\delta = \nu \frac{\sqrt{2 Re_{\kappa}}}{\sqrt{ghJ}} \quad \text{или} \quad \frac{\alpha \nu}{\nu_*} \quad (19)$$

где Re_{κ} - критическое число Рейнольдса, g - ускорение силы тяжести, h - глубина потока, J - уклон потока, $\nu_* = \sqrt{ghJ} = \frac{\nu}{\alpha} \sqrt{g}$ - так называемая динамическая скорость, ν - кинематический коэффициент вязкости воды, $\alpha = \sqrt{2 Re_{\kappa}}$.

Принимая для α выражение, например, по Маннингу, получим

$$\delta = \frac{\alpha \nu h^{1/6}}{\sqrt{g} \nu n} = \frac{\sqrt{2 Re_{\kappa}} \nu h^{1/6}}{\sqrt{g} \nu n} \quad (20)$$

где n - коэффициент шероховатости по шкале Гангиле-Куттера.

Из (20) видно, что толщина ламинарного подслоя увеличивается с глубиной потока h (хотя и очень слабо) и с понижением температуры воды, так как при этом увеличивается кинематический коэффициент вязкости ν .

Результаты подсчетов толщины ламинарного подслоя для различных водотоков с изменяющимися глубиной, скоростями течения и коэффициентами шероховатости приведены в табл.8. При подсчетах приняты два значения Re_{κ} , а именно $Re_{\kappa} = 400$ и 800 . Первое значение отвечает хорошо известным опытам Хопфа в лотке с очень гладкими стенками; второе значение часто применяется на практике к обычным речным потокам, шероховатость которых значительно больше шероховатости лотка Хопфа. Во всяком случае, на значения δ , представленные в табл.8, надо, конечно, смотреть

только как на сугубо ориентировочные и устанавливающие лишь порядок толщины ламинарного подслоя. По-видимому, для больших глубин, начиная от 8 м, эти значения сильно преувеличены.

Таблица 8
Толщина ламинарного подслоя гидросферы
при $t = 10^{\circ}\text{C}$

h_m	ν м/сек.	n	$\delta(400)$ см	$\delta(800)$ см	Примечание
1	2	0,04	0,0147	0,0208	Горные реки
2	2	0,04	0,0165	0,0234	
2	1	0,08	0,0441	0,0625	
4	1	0,08	0,0556	0,079	Равнинные реки
4	0,5	0,03	0,112	0,159	
4	0,25	0,02	0,224	0,318	
8	0,5	0,02	0,167	0,237	Устья рек
8	0,25	0,02	0,334	0,474	
8	0,1	0,02	0,834	1,18	
8	0,01	0,02	8,35	11,8	Проточные водохранилища и озера
24	0,01	0,015	13,4	19,0	
100	0,005	0,015	34	48,2	

Что касается коэффициентов $\lambda_{л.п.}$ и $\alpha_{л.п.}$ ламинарного подслоя, то, учитывая, что скорости в нем ничтожно малы, а у дна почти равны нулю, в дальнейшем, ради осторожности, принято, что эти коэффициенты имеют такие же значения, как и для воды в покое, т.е. $\lambda_{л.п.} \approx 0,5$ ккал/м час $^{\circ}\text{C}$, $\alpha_{л.п.} = 0,0005$ м 2 /час. Приняв эти значения, мы, во всяком случае, не занижим влияние ламинарного подслоя на термическое состояние потока. Эти значения примерно только в 10 раз меньше соответствующих показателей для скалистого ложа, но в тысячи раз меньше показателей текучих вод.

Рассмотрим трехслойную среду, состоящую из водного потока - слой 1, ламинарного подслоя - слой 2 и ложа потока - слой 3. Первые два слоя имеют ограниченную толщину, ложе представляет собой полупространство (см. рис. 6).

На свободной поверхности среды 1, т.е. водного потока, температура изменяется по гармоническому закону с амплитудой A , фазой Ψ и частотой ω ; физико-термические показатели всех слоев среды известны. Тогда температура в слое 1 будет зависеть от свойств слоев 2 и 3 - ламинарного подслоя и ложа - и от толщины слоя 2. Задача решается аналогично тому, как и при распространении тепловой волны в двухслойной среде. При этом также принимается, что на отдельных плоскостях отсутствуют температурные скачки, а тепловые расходы по обе их стороны равны. Эти условия можно записать в следующей форме:

$$t_{1,2} = t_{2,1} ; \quad t_{2,3} = t_{3,2} ; \quad (21)$$

$$q_{1,2} = q_{2,1} ; \quad q_{2,3} = q_{3,2} . \quad (22)$$

Здесь индекс 1·2 означает раздельную плоскость слоев 1 и 2 со стороны слоя 1; индекс 2·1 - эту же плоскость со стороны слоя 2; то же означают индексы 2·3 и 3·2 относительно плоскости раздела слоев 2 и 3 .

Опуская все промежуточные выводы, выпишем коэффициент отражения тепловой волны $\rho_{1,2}$, т.е. от ламинарного подслоя:

$$\rho_{1,2} = \frac{b_1 \{1 + \rho_{2,3} \exp[-2\psi_2 S_2(1+i)]\} - b_2 \{1 - \rho_{2,3} \exp[-2\psi_2 S_2(1+i)]\}}{b_1 \{1 + \rho_{2,3} \exp[-2\psi_2 S_2(1+i)]\} + b_2 \{1 - \rho_{2,3} \exp[-2\psi_2 S_2(1+i)]\}} \quad (23)$$

Из этого выражения видно, что коэффициент отражения зависит, как и следовало ожидать, не только от показателей слоев 1 и 2, т.е. водной среды и ламинарного подслоя, но также и от коэффициента отражения $\rho_{2,3}$ тепловой волны от раздельной плоскости между слоями 2 и 3. Ясно также, что коэффициент $\rho_{1,2}$ будет переменным, так как он зависит от переменных показателей водной среды.

Коэффициент $\rho_{2,3}$ ничем не отличается от коэффициента отражения тепловой волны в двухслойной среде, и поэтому можно сразу записать, заменив лишь индексы:

$$\rho_{2,3} = \frac{b_2 - b_3}{b_2 + b_3} . \quad (24)$$

Если в выражении (23) положить $S_2 = 0$, то получим обычное уравнение для коэффициента отражения для двухслойной среды.

$$\rho'_{1,2} = \frac{b_1 - b_3}{b_1 + b_3} . \quad (25)$$

Такое же выражение получим также, если $a_2 \rightarrow \infty$.

Если $S_2 \rightarrow \infty$ или $a_2 \rightarrow 0$ и если $\rho_{2,3} \rightarrow 0$, т.е. если нет отражения между слоями 2 и 3, то

$$\rho''_{1,2} = \frac{b_1 - b_2}{b_1 + b_2} . \quad (26)$$

Последний случай имеет место тогда, когда термические показатели слоев 2 и 3 мало отличаются друг от друга.

Примем для расчета равнинную реку со средней глубиной 4 м и средней скоростью $V = 0,5$ м/сек, а также глубокий слабо-

проточный водоем - водохранилище - глубиной 24 м со скоростью 1 см/сек. Для обоих объектов примем толщину ламинарного подслоя согласно табл.8 с некоторым округлением. Термические характеристики слоев обоих объектов приведены в табл.9.

Для $\rho_{2,3}$ по уравнению (24) имеем

$$\rho_{2,3} = \frac{b_1 - b_3}{b_2 + b_3} = \frac{500 - 1000}{500 + 1000} \approx -0,333.$$

Для случая, если бы отсутствовал ламинарный подслой, по (25) получим

$$\rho'_{1,2} = \frac{b_1 - b_3}{b_1 + b_3} = \frac{10^7 - 10^3}{10^7 + 10^3} \approx 1.$$

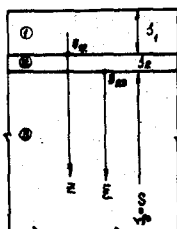


Рис. 6. СХЕМА К РАСЧЕТУ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЕПЛОВОЙ ВОЛНЫ В 3-СЛОЙНОЙ СРЕДЕ

При бесконечной толщине ламинарного подслоя имели бы по (26)

$$\rho''_{1,2} = \frac{b_1 - b_2}{b_1 + b_2} = \frac{10^7 - 500}{10^7 + 500} \approx 1.$$

Выражение $\rho''_{1,2}$ совпадает с выражением $\rho_{1,2}$, как это и следовало ожидать, так как термические показатели ламинарного слоя мало отличаются от таковых лежа по сравнению с показателями водной среды.

Выделим вещественную часть из выражения для $\rho_{1,2}$ по (23)

$$\rho_{1,2} = \frac{b_1 [1 + \rho_{2,3} \exp(-2\psi_2 s_2) \cos(2\psi_2 s_2)] - b_2 [1 - \rho_{2,3} \exp(-2\psi_2 s_2) \cos(2\psi_2 s_2)]}{b_1 [1 + \rho_{2,3} \exp(-2\psi_2 s_2) \cos(2\psi_2 s_2)] + b_2 [1 - \rho_{2,3} \exp(-2\psi_2 s_2) \cos(2\psi_2 s_2)]} \quad (27)$$

Численная подстановка в уравнение (27) дает следующий результат:

$$\rho_{2,3} \exp(-2\psi_2 s_2) \cos(2\psi_2 s_2) = -0,333 \exp(-2 \cdot 0,85 \cdot 0,002) \cos(2 \cdot 0,85 \cdot 0,002) \approx -0,332,$$

$$\rho_{1,2} = \frac{10^7 (1 - 0,332) - 500 (1 + 0,332)}{10^7 (1 - 0,332) + 500 (1 + 0,332)} \approx 1.$$

Из рассмотрения этих данных видно следующее.

При наличии в речных потоках ламинарного прилипающего подслоя коэффициент отражения от него тепловой волны, идущей из водной среды, согласно подсчету по уравнению (27) почти равен единице.

При отсутствии ламинарного подслоя коэффициент отраже-

ния той же тепловой волны от ложа по (25) также равен единице.

Если представить себе, что ложе заменено полупространством с теми же термическими показателями, что и у ламинарного подслоя, то и в этом случае коэффициент отражения тепловой волны также почти равняется единице по формуле (26).

Приведенные подсчеты выполнены применительно к равнинным рекам и к их устьевым участкам; очевидно, что для горных рек эти коэффициенты отражения будут еще более близки к единице.

Таким образом, можно утверждать, что ламинарный прилипающий подслон не оказывает заметного влияния на термическое состояние водной среды как горных, так и равнинных рек.

Что касается глубоких слабопроточных озер и искусственных водохранилищ, то здесь условия будут такими, как это показано в двух последних строках табл.9.

Таблица 9

Термические характеристики трехслойной среды

Среда	λ	c	γ	α	δ	ω	φ	β	Индекс
Река	10^4	1	1000	10	4	$0,728 \cdot 10^3$	0,006	10^7	1
Под- слон	0,5	1	1000	0,0005	0,002	$0,728 \cdot 10^3$	0,85	500	2
Ложе	2	0,25	2000	0,005	∞	$0,728 \cdot 10^3$	0,25	1000	3
Водохра- нилище	100	1	1000	0,10	24	$0,728 \cdot 10^3$	0,06	10^5	1'
Под- слон	0,5	1	1000	0,0005	0,2	$0,728 \cdot 10^3$	0,85	500	2'

Для коэффициентов отражения тепловой волны, идущей из водной среды, получим следующие величины:

по уравнению (24), как и раньше, $\rho_{2,3} = -0,333$;

по уравнению (25)

$$\rho'_{2,3} = \frac{b'_1 - b_3}{b'_1 + b_3} = \frac{10^5 - 10^3}{10^5 + 10^3} \approx 0,99;$$

по уравнению (26)

$$\rho''_{1,2} = \frac{10^5 - 500}{10^5 + 500} \approx 0,99;$$

по уравнению (27)

$$\rho_{2,3} \exp(-2\varphi_2 \delta_2) \cos(2\varphi_2 \delta_2) = -0,33 \exp(-2 \cdot 0,85 \cdot 0,20) \cos(2 \cdot 0,85 \cdot 0,2) \approx 0,23,$$

$$\rho_{1,2} = \frac{10^5 (1 - 0,23) - 500 (1 + 0,23)}{10^5 (1 - 0,23) + 500 (1 + 0,23)} = 0,984 \approx 0,99.$$

Таким образом, и для слабопроточных озер и искусственных водохранилищ заведомо преувеличенный по табл.9 ламинарный подслон не оказывает заметного влияния на термическое состо-

яние водной массы. В обоих случаях мы имеем почти полное отражение тепловой волны от ламинарного подслоя, т.е. такое же, как и от ложа.

Все эти результаты являются следствием того, что, как уже было указано, термические показатели ламинарного подслоя и ложа сравнительно мало отличаются друг от друга и при этом очень и очень малы по сравнению с термическими показателями гидросферы.

§ 5. Число (критерий) Nu (Нуссельта) и его значение для рассматриваемой проблемы

Интересно рассмотреть изложенную здесь задачу с точки зрения методики, обычно используемой в учении о теплообмене в промышленной теплотехнике.

Эта методика заключается в использовании законов подобия при изучении результатов эксперимента, представленных в форме безразмерных критериев и эмпирических связей между ними.

В нашем случае наибольший интерес представляет число (критерий) Нуссельта

$$Nu = \frac{\alpha S}{\lambda_1} \quad (28)$$

где α ккал/м²час⁰С - коэффициент теплообмена водной среды с атмосферой, S - характерный линейный размер, λ_1 - коэффициент теплопроводности водной среды.

Результаты вычисления числа Nu для наших условий представлены в табл.10. При составлении этой таблицы за характерный размер принята переменная глубина S воды, согласно табл.1, а также значения λ_1 , m , ρ_0 из этой же таблицы. Коэффициент α принят постоянным и отвечающим среднегодовому его значению.

Таблица 10

Значения чисел Nu

m	ρ_0	λ_1	S	α	Nu	Примечание
0,546	-0,294	0,5	-	-	-	Лаборатория
1	0	1,68	100	100	6000	
3	0,5	15,1	50	100	330	
7	0,75	82,4	24	100	29	Озера
10	0,818	168	8	100	5	
25	0,923	$1,05 \cdot 10^3$	6	100	0,6	
50	0,961	$4,2 \cdot 10^3$	5	100	0,12	Равнинные реки
75	0,975	$9,5 \cdot 10^3$	4	100	0,04	
100	0,98	$16,8 \cdot 10^3$	3	100	0,018	
200	0,99	$6,7 \cdot 10^3$	2	100	0,003	Горные реки
400	0,995	$269 \cdot 10^3$	1	100	0,0004	
600	0,997	$605 \cdot 10^3$	1	100	0,0002	

По А.А.Гухману [7] очень малое число Nu , т.е. $Nu < \varepsilon$, где $0 < \varepsilon \ll 1$, например $Nu = \frac{1}{100}$, означает, что температурным перепадом в среде, в данном случае в водной среде, можно пренебречь по сравнению с температурным напором в системе, в данном случае в системе воздух-ложе через водную среду.

В этом случае можно принимать, что обе пограничные поверхности водной среды, а следовательно, вся водная среда имеют одинаковую температуру с точностью до ε . При этом ход температуры дна повторяет ход температуры поверхности.

Очень большое число Nu , т.е. $Nu > \frac{1}{\varepsilon}$, означает, что температурным напором системы можно пренебречь по сравнению с температурным перепадом в среде, т.е. в слое воды. При этом можно считать, что температуры пограничных поверхностей водной среды равны соответственно температурам воздуха и ложа, не равным между собой. Это имеет место при больших глубинах, когда температура дна постоянная.

Средние значения числа Nu означают, что при рассмотрении задачи нельзя пренебрегать ни температурным напором в системе, ни температурным перепадом в среде. В этом случае оба эти фактора должны учитываться в расчетах, причем в зависимости от того, к какому предельному случаю ближе каждый частный случай, будет ослабевать или усиливаться влияние или температурного напора, или температурного перепада.

По табл.10 для горных рек числа Nu заключаются в пределах от 0,0002 до 0,003, что свидетельствует о том, что для этих водотоков первый предельный случай удовлетворяется с высокой степенью точности.

Для равнинных рек числа Nu заключаются в пределах от 0,02 до 0,1 и только для устьевых участков увеличиваются до 0,6, поэтому первый предельный случай здесь удовлетворяется с точностью в худшем случае до 10%. Для практики такая точность является вполне допустимой.

Таким образом, можно считать, что для горных рек безусловно, а также для равнинных рек с достаточной для практики точностью удовлетворяется первый предельный случай значений числа Nu , и поэтому при практических расчетах макротермических состояний этих потоков можно пренебрегать температурным перепадом в водной среде и считать ее температуру одинаковой по всей вертикали. Характерными примерами таких потоков являются представленные графически на рис.2,3,4.

Второй предельный случай - больших чисел Nu - как видно из табл.10, удовлетворяется начиная от значений λ_1 несколько больше 15,1 ккал/м час[°]C и при глубинах примерно от 8 м. Очевидно, что при более значительных глубинах число Nu достигнет предельных значений при больших λ_1 , а при меньших глубинах - при меньших λ_1 , так как глубина S входит в числи-

тель числа Nu , а k_1 - в знаменатель. Все эти случаи отвечают уже глухим озерам, т.е. относительно очень малым значениям скоростей течений и ветрового перемешивания и коэффициентов теплопроводности.

Между этими двумя крайними классами явлений находится промежуточная область, для которой имеют значение и температурный перепад в среде, и температурный напор системы. В этой области нельзя пренебрегать ни тем, ни другим. Эта область охватывает значения чисел Nu примерно от 0,5 до 50, в зависимости от соотношения скоростей течения и глубины водной среды.

Согласно учению о теплообмене (теплопередаче), приведенные выше данные свидетельствуют о том, что процессы, протекающие при высоких значениях числа Nu , подобны между собой, так же как подобны между собой процессы, протекающие и при низких значениях числа Nu . Процессы же, протекающие при средних значениях числа Nu , не подобны между собой и каждое представляет собой индивидуальное явление.

Таким образом, рассмотрение термических процессов водных объектов с точки зрения экспериментального учения о теплообмене согласуется с теми выводами, которые были получены теорией распространения тепловых волн в двухслойной среде с учетом переменного значения коэффициента турбулентной теплопроводности.

Надо, однако, иметь в виду, что эти выводы имеют практическое применение в основном при общих исследованиях термических режимов водных объектов, так сказать, в макроразрезе. При изучении микротермических состояний экспериментальное учение о теплообмене дает слишком грубое решение и здесь приходится применять аналитические решения, основанные на непосредственном использовании уравнения теплопроводности.

§ 6. Затухание суточной тепловой волны в водной среде при различных гидравлических условиях

Интересно сопоставить распространение в водной среде суточной тепловой волны по сравнению с распространением годичной тепловой волны. Все вычисления, связанные с суточной тепловой волной, представлены в сводных результирующих таблицах 11 и 12, составленных по расчетным уравнениям, приведенным в § 1 настоящей работы.

При рассмотрении этих таблиц надо иметь в виду, что амплитуда суточной тепловой волны на поверхности водной среды значительно меньше амплитуды годичной тепловой волны. Поэтому принятая в табл. 12 амплитуда $A_c = \pm 1^\circ\text{C}$ может рассматриваться как вполне реальная для природных условий.

Из таблиц 11 и 12 видно, что для горных рек, для которых характерны глубины порядка $S = 1$ м и большие скорости течения $U > 1$ м/сек, суточная тепловая волна распространяется до дна в течение весьма короткого времени, измеряемого 15-20 мин.

(строки 12 и 13 таблиц). При более значительных скоростях течения суточная волна достигает дна еще быстрее. Для равнинных рек этой же глубины суточная тепловая волна достигает дна примерно через час (строки 10 и 11 таблиц).

Для глубоких равнинных рек, для которых характерна величина $S = 4$ м или несколько больше, суточная тепловая волна также достигает дна без затухания и со сдвигом фаз на время порядка около $1\frac{1}{2}$ часа.

Только для устьевых участков мощных равнинных рек при глубине порядка $S = 8$ м и скоростях меньше 0,1 м/сек. наблюдается затухание амплитуды суточной тепловой волны на дне при значительном сдвиге фаз до 4-5 час. (строка 11 столбец 6 таблиц).

По мере дальнейшего падения скоростей (и увеличения глубины), что характерно уже для озер, суточная тепловая волна затухает очень значительно, а сдвиг фаз увеличивается до 1 суток. Например, при глубине $S = 8$ м и скоростях меньше $V = 1,5$ см/сек. тепловая суточная волна почти полностью затухает в верхнем слое и не доходит до дна (строки 7, 8 и 9 столбцы 5 таблиц 11 и 12).

Для более полного сопоставления годичной и суточной тепловых волн в табл. 13 подсчитаны длины и скорости распростра-

Таблица 11

Сдвиг фаз суточной тепловой волны (в днях, часах, минутах)

№ стр.	m	λ_1	S_m			Примечание
			1	4	8	
1	2	3	4	5	6	7
1	0,546	0,5	-	-	-	Лаборатория
2	1	1,68	1д.9ч.48м.	-	-	
3	2	6,72	-	-	-	
4	3	15,1	11ч. 16 м	-	-	Озера
5	5	42,0	6 46	1д.3ч.	-	
6	7	82,4	4 49	19ч.17м	-	
7	10	168	3 23	13 31	1д.3ч.	
8	15	378	2 15	9 1	18ч.0м	
9	25	1050	1 21	5 26	10 48	
10	50	4200	40	2 42	5 33	Равнинные реки
11	75	9755	27	1 48	3 36	
12	100	$16,3 \cdot 10^3$	20	1 21	2 42	
13	200	$67 \cdot 10^3$	10	40	1 22	Горные реки
14	400	$269 \cdot 10^3$	5	20	40	

Таблица 12
Амплитуда суточной тепловой волны на дне при
амплитуде на поверхности, равной $\pm 1^\circ\text{C}$

ш/п	m	h_1	S м		
			1	4	8
1	2	3	4	5	6
1	0,546	0,5	0	0	0
2	1	1,68	0,0001	0	0
3	2	6,72	-	0	0
4	3	15,1	0,08	0	0
5	5	42,0	0,285	0,001	0
6	7	82,4	0,517	0,01	0
7	10	168	0,754	0,05	0,02
8	15	378	0,92	0,14	0,01
9	25	1050	1	0,357	0,05
10	50	4200	1	0,968	0,5
11	75	9755	1	1	0,807
12	100	$16,8 \cdot 10^3$	1	1	0,943
13	200	$67 \cdot 10^3$	1	1	1
14	400	$269 \cdot 10^3$	1	1	1

нения этих волн в однородной водной среде неограниченной глубины. В дополнение к этой таблице приведена еще табл.14, хорошо известная из теории теплопередачи (см.например, Г.Гребер и С.Эрк. "Основы учения о теплообмене"). В этой таблице показано,

Таблица 13

Длина и скорость распространения годичной и
суточной тепловых волн в однородной
водной среде

m	Годичная		Суточная	
	L м	W м/сек.	L м	W м/сек.
0,546	10,4	0,0012	0,52	0,02
1	13,5	0,0016	0,68	0,03
3	40	0,005	2	0,09
5	67	0,008	3,4	0,15
7	94	0,011	4,7	0,21
10	135	0,016	6,8	0,30
25	337	0,04	17	0,74
50	675	0,077	34	1,46
75	1035	0,12	52	2,28
100	1350	0,157	68	2,98
200	2700	0,313	135	5,92
400	5400	0,635	270	12,1

Примечание: $L_j = 2\pi\sqrt{\frac{2\alpha}{\omega_j}}$; $W_j = \sqrt{2\alpha\omega_j}$.

на какой глубине в долях длины волны амплитуда волны составляет $1/K$ - ю долю амплитуды на свободной поверхности. Если для оценки явления принять, что глубина практического распространения суточной тепловой волны имеет место до сравнительно легко определяемой температуры $0,05^{\circ}\text{C}$ или до $A_z = 0,05 A_s$, то ориентировочно можно принять глубину водной среды, удовлетворяющую этим условиям, равной половине длины волны.

Таблица 14

Затухание тепловой волны в однородном полупространстве

$1/K$	1	0,5	0,25	0,1	0,05	0,02	0,01	0,0019	0,001
$L:\lambda$	0	0,110	0,221	0,367	0,477	0,623	0,733	1	1,10

Рассматривая под этим углом зрения предыдущие таблицы, видим, что в горных и в равнинных реках суточный ход температуры распространяется до дна, а в озерах ограничивается только верхним слоем, примерно до глубины 1-2 м (при этом не учитываются вертикальные конвекционные токи, обусловленные суточным ходом температуры).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что для горных и равнинных рек влияние суточного хода температуры по абсолютной величине незначительно, и им можно пренебречь, за исключением, может быть, некоторых специальных случаев.

Что касается озер и водохранилищ, то здесь влияние суточного хода температуры будет сказываться только в верхнем слое и в тех случаях, когда амплитуда суточного хода температуры на их поверхности достигает заметной величины, например $\pm 2^{\circ}\text{C}$. Влияние это в значительной мере сглаживается влиянием конвекционных вертикальных токов.

§ 7. Влияние геологического состава ложа на его температурное поле

Из предыдущего рассмотрения очевидно, что состав ложа не сильно влияет на его температурное поле. Крайними видами состава ложа можно считать плотную скалу и мощные иловые отложения.

Позаимствованные из различных справочников физико-термические показатели по скальным грунтам и по галечникам представлены в табл.15. В этой же таблице приведены данные по илам, взятые по обработке непосредственных наблюдений на оз.Мендота, о которых уже было упомянуто выше.

Используя эти показатели, получены следующие крайние значения коэффициентов a_2 , φ_2 и λ_2 :

$$\begin{aligned} 5,86 \cdot 10^{-3} &\geq a_2 \geq 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}, \\ 0,26 &\leq \varphi_2 \leq 0,56, \\ 3 &\geq \lambda_2 \geq 1,2 \text{ ккал/м час}^{\circ}\text{C}. \end{aligned}$$

Таблица 15

Наименование породы	γ_2 кг/м ³	C_2 ккал/кг град.	λ_2 ккал/м час. град.
Базальт	2700-3300	0,20-0,24	1,1-2,4
Гнейс	2400-2700	0,20	2,9-3,4
Гранит	2500-3050	0,20	2,7-3,5
Известняк раковистый	1670-2100	0,21-0,23	0,58-0,80
Известняк мраморовидный	2500-2800	0,30-0,22	1,8-2,8
Песчаник	1720-2000	0,20-0,23	0,7-1,1
Пески и галечники	1700-2000	0,20-0,23	1,5-3,0
Илы	1000-1200	0,5-0,7	1-2,0

(γ_2 - объемный вес, C_2 - теплоемкость, λ_2 - теплопроводность).

При оценке этих данных применительно к естественным водотокам и водоемам надо иметь в виду, что верхние значения этих соотношений, т.е. $a_2 = 5,86 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}$, отвечающие скале, могут встречаться как на реках, так и на озерах, хотя и реже.

Что касается нижнего предела этих соотношений, т.е. $a_2 = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}$, отвечающих мощным иловым отложениям, то на реках такие отложения не встречаются; они могут образоваться только в застойных непроточных озерах к периоду их зрелости, даже старости, к началу заболачивания.

В табл.16 представлено затухание амплитуды тепловой волны в ложе при различном его составе и при одинаковых исходных данных. Для наглядности данные табл.16 представлены графически на рис.7.

Таблица 16

Затухание тепловой волны в литосфере

Глубина, м	Затухание амплитуды при разных ψ_2 , %			
	$\psi_2 = 0,25$	$\psi_2 = 0,28$	$\psi_2 = 0,38$	$\psi_2 = 0,56$
0	100	100	100	100
2	61	58,2	47,2	33
4	37	32,4	22,0	12,8
6	22,5	18,8	10,2	3,4
8	13,2	10,6	4,6	1,1
10	8	6,1	2,1	0,36
15	2,3	1,8	0,3	-
20	0,7	-	-	-

Интересно сопоставить, как затухает тепловая волна в ложе при различном его составе (табл.17).

В этой таблице строка, отвечающая 50%, может служить характеристикой литологического состава ложа, а последняя строка, отвечающая 5%, может служить показателем практической глубины проникновения тепловых волн в ложе.

На рис.7 нанесена также кривая 5 непосредственных наблюдений затухания тепловой волны на 8-метровой вертикали оз.Мендота в илах. Сопоставление этой кривой с кривой 4 показывает вполне удовлетворительное совпадение расчетных и опытных данных.

Особый интерес представляет случай, когда ложе неоднородно. Очень часто наблюдается, что ложе водотоков или водоемов на некоторую глубину представлено аллювиальными отложениями, подстилаемыми коренными породами. Для изучения этого случая надо обратиться к табл.17.

Таблица 17

Доли исходной тепловой волны на дне	Глубина(в м) затухания тепловой волны в ложе			
	скала	валунник	аллювий	илы
100	0	0	0	0
75	1,20	1,10	0,75	0,35
50	2,80	2,50	1,80	1,10
25	5,50	5,0	3,65	2,60
10	9,30	8,3	6,0	4,50
5	12,0	10,8	7,70	5,50

Примечание: Цифры сняты с рис.7.

Из рассмотрения этой таблицы видно, что в аллювии уже на глубине 1,8 м годовая амплитуда температуры составляет только 50% первоначальной, на глубине 3,65 м - 25%, а на глубине 6 м - только 10%, т.е. практически затухает. В илах затухание тепловой волны идет еще быстрее. Поэтому, если слой речного аллювия имеет толщину порядка 5-6 м, а илов 4-5 м, то влияние подстилающих их коренных пород будет незначительно и им можно пренебречь. Но если толщина аллювиальных отложений или илов мала, например составляет 1-1,5 м, то влияние под-

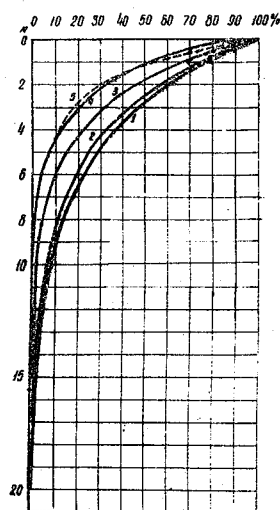


Рис. 7. ЗАТУХАНИЕ ТЕПЛОВОЙ ВОЛНЫ В РАЗЛИЧНОМ ПО СОСТАВУ ЛОЖЕ

1—в скале, 2—в валуннике, 3—в аллювии, 4—в илах, 5—по наблюдениям на оз. Мендота.

стилающих его коренных пород может представить интерес.

Для оценки этого случая необходимо определить волнотепловую плотность илов и скал, для того чтобы выбрать знак при коэффициенте отражения тепловой волны на плоскости их раздела. Волнотепловая плотность среды, как уже сказано, выражается произведением физической плотности ее $\frac{m}{V}$, где m - масса, V - объем, на скорость распространения тепловой волны в ней W . Но так как масса есть вес, деленный на ускорение силы тяжести $m = \frac{\gamma}{g}$, то можно написать, что для среды γ волнотепловая плотность будет равна

$$d_j^{(t)} = \kappa \frac{m}{V} W_j = \kappa \frac{\gamma_j}{g} W_j, \quad (29)$$

где m_j - масса среды j , V - объем ($V=1$), g - ускорение силы тяжести, κ - коэффициент пропорциональности ≈ 1 , W_j - скорость распространения тепловой волны в среде, γ_j - вес единицы объема среды.

Для W_j имеется хорошо известное выражение

$$W_j = 2 \sqrt{\frac{\pi a_j}{T}},$$

где все обозначения известны из предыдущего. Тогда

$$\frac{d_1^{(t)}}{d_2^{(t)}} = \frac{\gamma_1 W_1}{\gamma_2 W_2} = \frac{\gamma_1}{\gamma_2} \sqrt{\frac{a_1}{a_2}}. \quad (30)$$

Подставляя значения γ и a для илов и скалы, получим

$$\frac{d_1^{(t)}}{d_2^{(t)}} = \frac{1100}{3000} \sqrt{\frac{6 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}} = 0,9 \approx 1.$$

Из этого соотношения видно, что даже для крайних значений состава ложа их волнотепловые плотности можно принять одинаковыми. Но если тепловая волна переходит из одной среды в другую, волнотепловая плотность которых одинакова, то отражения на плоскости их раздела не произойдет, и распространение тепловой волны будет такое, как и в однородной среде.

Поэтому в случае, если ложе представлено незначительным слоем аллювия или даже илов, подстилаемых коренными породами, то для практических подсчетов можно пренебречь аллювием и вводить в расчет только теплогеохимические показатели коренных пород. Наоборот, если ложе представлено мощными отложениями аллювия или даже илов, подстилаемых коренными породами, то в практические расчеты можно вводить только показатели аллювия или илов. Громоздкие подсчеты для двухслойного ложа не оправдываются сравнительно незначительным уточнением ожидаемых результатов.

Л и т е р а т у р а

1. Колесников А.Г. К вычислению температуры воды в водоеме, покрытом льдом. Сб. Ледотермические вопросы в гидротехнике. Госэнергоиздат, Л., 1954.
2. Великанов М.А. Динамика русловых потоков. Изд. Л. Гидрометеонадат, М.-Л., 1949.
3. Маккавеев В.М. Теория процессов перемешивания при турбулентном движении свободных потоков и вопросы зимнего режима рек. Изд. ГГИ, т. У, Л., 1931.
4. Маккавеев В.М. и Коновалов И.М. Гидравлика. Речиздат, Л.-М., 1940.
5. Бахметев Б.А. Механика турбулентного потока. Госстройиздат, М.-Л., 1939.
6. Кирпичев М.В., Михеев М.А., Эйгенсон Л.С. Теплопередача. Госэнергоиздат, М.-Л. 1940.
7. Гухман А.А. Физические основы теплопередачи. Госэнергоиздат, М.-Л., 1934.
8. Friem H. Beitrag zur Theorie der Wärmeleitung.... u. s. w. Ing. Archiv 1935 B. VI. H. 2. Berlin.
9. Birge, Juday, March. Trans. of the Visconcin. Ak. of Sc., Arts. and Lit. vol. XXIII. Madison, Visconcin, 1927.

И. П. СПИЦЫН
О МЕХАНИЗМЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОТОКОВ
ОСНОВНОГО РУСЛА И ПОЙМЫ

В настоящее время вопросы теоретического анализа потока основного русла с затопленной поймой находятся еще в начальной стадии изучения. Пока еще не изучены поле скоростей и вопрос о сопротивлениях такого сложного потока, а также не разработаны надежные и обоснованные методы расчета пропускной способности для естественных водотоков с поймой. Недостатком существующих приемов расчета таких потоков с поймой является условное разделение сложного живого сечения на русловую и пойменные участки, для каждого из которых вычисляются соответствующие расходы самостоятельно, т.е. без учета взаимодействия потоков основного русла и поймы.

Отдельные существенные стороны этого вопроса получили первоначальное освещение в работах Г.В. Железнякова [1,2], Д.Е. Скородумова [3], С.И. Агасиевой [4] и А.Ш. Барикяна [4,5] и в дипломных работах студентов кафедры динамики русловых потоков ЛГМИ. Этими авторами было установлено, что допущение об отсутствии поперечного взаимодействия потока поймы и русла не соответствует действительности, однако механизм взаимодействия потоков оставался невыясненным.

В гидравлической лаборатории ЛГМИ наряду с опытами по выявлению основных факторов, определяющих взаимодействие потоков основного русла и поймы, были проведены опыты по изучению структуры и механизма движения потоков в условиях взаимодействия.

В настоящей работе излагаются условия опытов, описывается механизм взаимодействия потоков русла и поймы, а также приводятся результаты одной серии опытов, характеризующих перестройку кинематической структуры потока в условиях взаимодействия.

Некоторые интересные данные о механизме взаимодействия были получены в результате опытов на отдельной малой модели потока в русле с поймой. Модель состояла из основного прямоугольной формы русла шириной 20 см и примыкающей к нему части поймы, также прямоугольного сечения, шириной 20 см. С целью

уменьшения помех, вызываемых русловыми вихреотделениями, модель была изготовлена из зеркального стекла. Продольный уклон модели $l = 0,002$, поперечный уклон равнялся нулю.

Для наблюдения за образованием вихрей, возникающих на поверхности в области соприкосновения двух смежных отсеков потока (на бровке русла), каждый из которых обладает различной продольной скоростью V_p и V_n , в поток были пущены древесные опилки, алюминиевая пудра и пудра марганцевокислого калия. Наиболее удачным оказался опыт с пудрой марганцевокислого калия, так как ее поведение хорошо фиксируется на фотопленку.

Наблюдения внутри потока велись с помощью раствора марганцевокислого калия, вводимого через тонкую трубку из сосуда Моритта.

Наиболее отчетливую картину механизма образования вихрей и перемещения их можно было наблюдать и фиксировать на фотопленку при небольших числах Рейнольдса потока (см. рис. 1, 2), когда вихри, порождаемые дном потока, в меньшей степени затекают вихри, образующиеся на границе соприкосновения потоков русла и поймы.

Основной же цикл опытов по изучению гидравлической картины потока в русле с поймой производился на модели длиной 9 м и шириной 2,06 м. Форма сечения поймы не изменялась, форма русла задавалась различной - прямоугольной, трапециевидальной, треугольной и параболической. Шероховатость поймы $\Delta = 3$ мм не менялась, шероховатость русла принималась равной 0,5, 1,5, 3,0 мм и равной шероховатости стекла.

Изучение гидравлического режима потоков основного русла и поймы производилось как в условиях взаимодействия их, так и при полной их изоляции. Изоляция потоков осуществлялась с помощью вертикальной перегородки из полированного стекла, установленной между руслом и поймой на бровке русла.

Результаты опытов дали возможность составить общее представление о механизме движения потока основного русла и поймы в условиях их взаимодействия.

Основной особенностью механизма движения потока в таком сложном сечении является то, что наряду с зарождающимися у дна потока вихрями, которые проникают в поток и распространяются на всю его толщу, вызывая явление торможения и перемешивания, в опытах обнаружено также образование вихрей с вертикальной осью вращения на границе соприкосновения руслового и пойменного потоков. Описание образования и поведения в потоке вихреотделений, возникающих у дна потока, имеется в работах по динамике русловых потоков, поэтому здесь приводятся описания лишь образования и поведения вихрей, возникающих на водной границе потоков русла и поймы.

Причиной возникновения вихрей на границе соприкосновения двух потоков с различными продольными скоростями являются большие градиенты последних в направлении ширины потока в этой об-

ласти.

В рассматриваемых условиях равномерного движения угловая скорость вихрей с вертикальной осью вращения будет равна

$$\omega_y = \frac{1}{2} \frac{\partial v}{\partial z} \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta v}{\Delta z}.$$

Опытами установлено, что число образовавшихся вихрей на единице длины границы потоков и в единицу времени увеличивается с увеличением $\frac{\Delta v}{\Delta z}$.

На месте своего образования вихрь удерживается только до момента своего полного формирования.

Перемещение его в направлении, нормальном к течению потока (в сторону больших скоростей), имеет по существу ту же основную причину, что и вихреотделения от дна.

При образовании в этой зоне вихревых шнуров они под действием выталкивающей силы, удерживаясь некоторое время у бровки русла, наклоняются в сторону русла, а затем отрываются и разрушаются. Освободившиеся вихри перемещаются к гидравлическому центру потока основного русла.

Дальнейшая судьба вихря может быть различной: он может оказаться относительно устойчивым (незатухающим значительный промежуток времени), так что до своего распада в основном потоке может, перемещаясь вместе с последним, пересечь все русло; он также может исчезнуть в основном потоке, в непосредственной близости от места своего образования.

При этом перемещении вихревых масс поперек основного потока возникает встречное движение для заполнения объемов пространства, освобождаемого на своем пути вихревыми массами.

Таким образом, в области сопряжения потоков основного русла и поймы наряду с течением вдоль потока существует и поперечное к потоку течение. Это течение распространяется по всему живому сечению потока русла и захватывает прилегающую к руслу часть поймы шириной, равной примерно $8 H_{\Pi}$ (H_{Π} - глубина наполнения поймы).

Вихревые массы, вышедшие из области с меньшими продольными скоростями в область с большими скоростями, требуют для сообщения им дополнительной скорости затраты кинетической энергии потока основного русла. Массы, перемещающиеся в обратном направлении из области с большими скоростями в область пойменного потока, передают часть своей энергии последнему, повышая скорость его в зоне $\mathcal{L}$ (рис.3).

В результате такого перемещения вихревых масс происходит перестройка механизма движения. Для этой перестройки поля скоростей и поддержания механизма взаимодействия потоков должна быть затрачена определенная энергия потока, которую можно получить путем увеличения уклона или глубины (либо того и другого фактора одновременно).

При исследовании поля скоростей потоков основного русла и

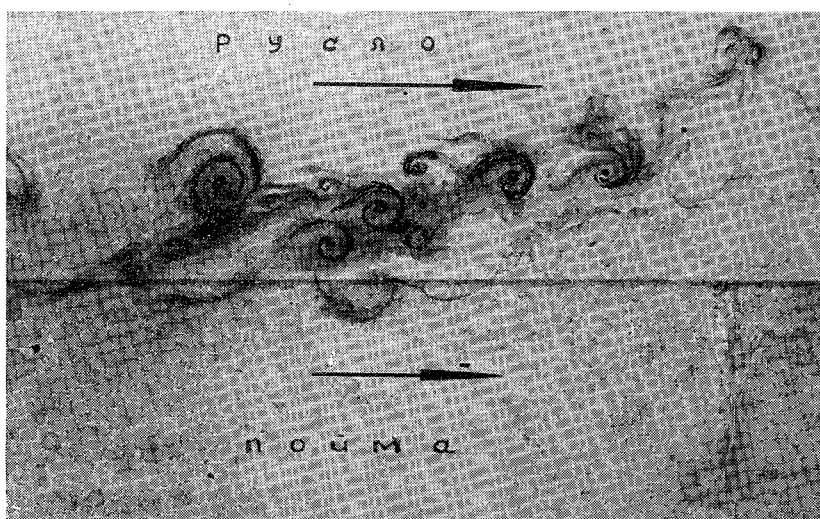


Рис. 1. Вихреобразования на поверхности потока
 $(Re_{\text{русла}} = 6500, Re_{\text{поймы}} = 1800)$.

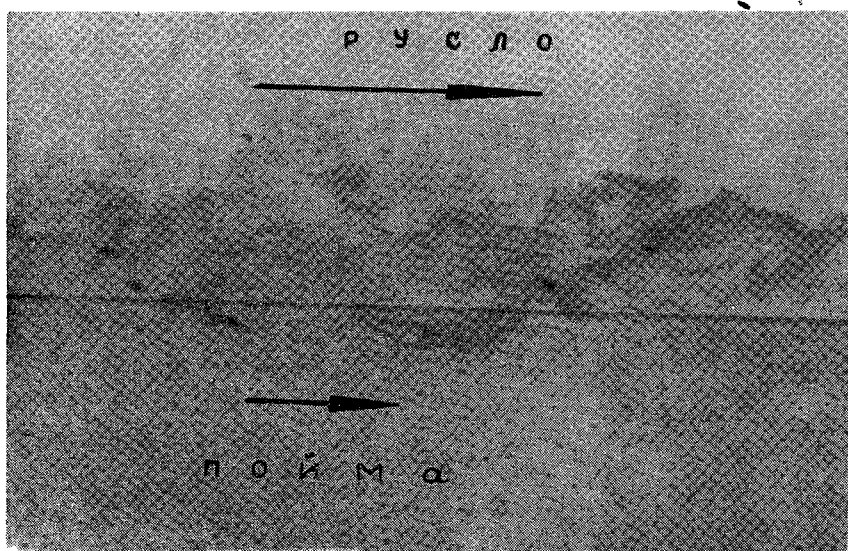
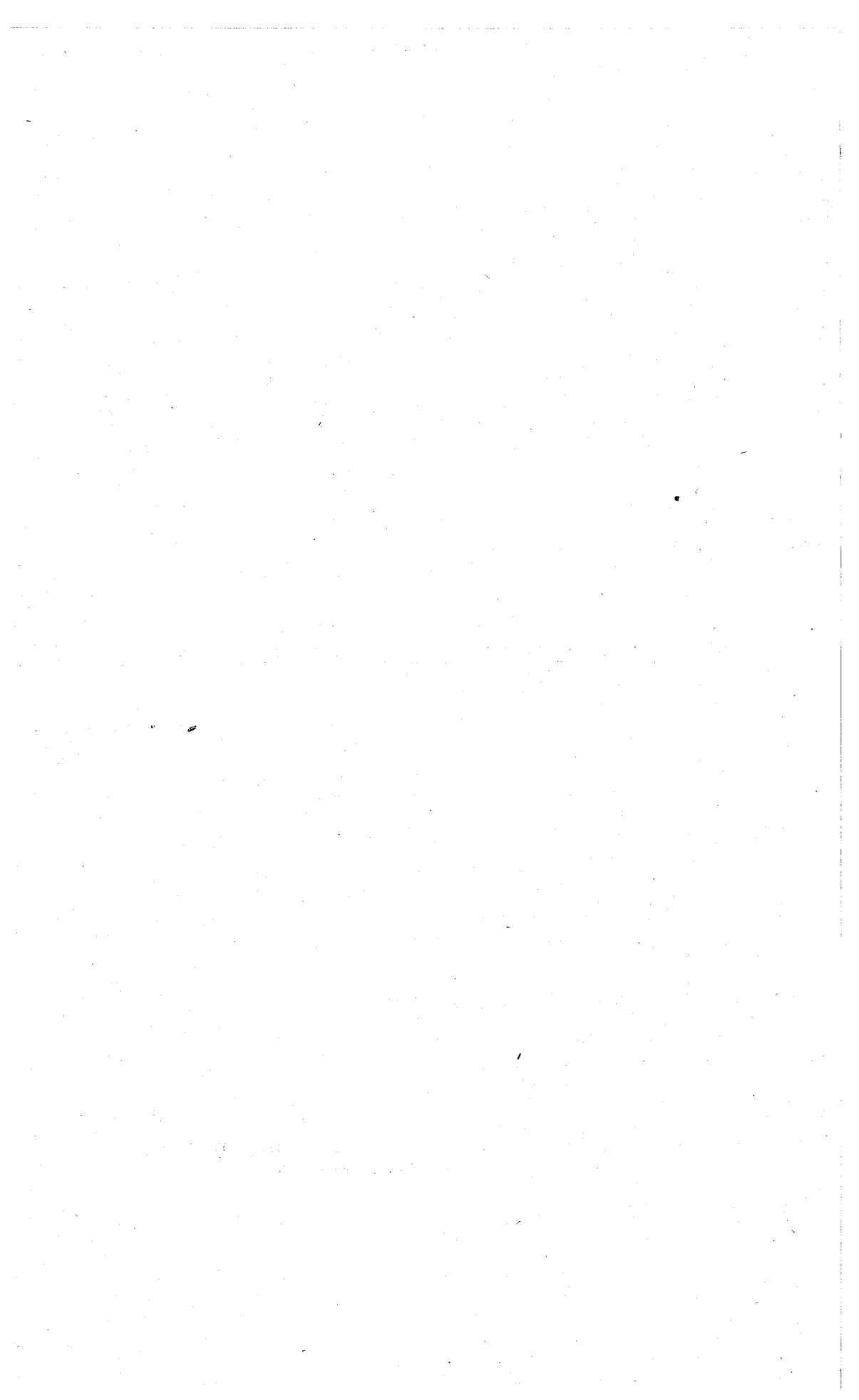


Рис. 2. Вихреобразования на поверхности потока
 $(Re_{\text{русла}} = 8600, Re_{\text{поймы}} = 3100)$.



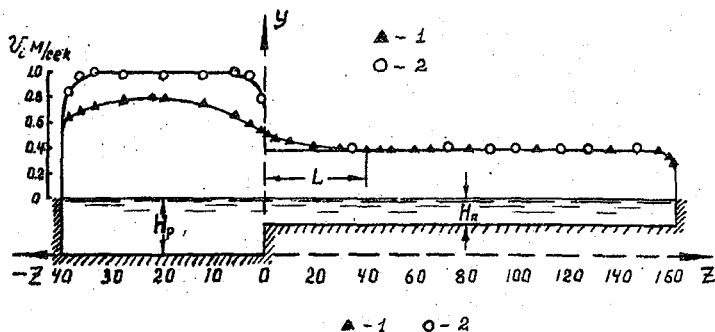


Рис. 3. КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНИХ СКОРОСТЕЙ ВЕРТИКАЛЕЙ ПО ШИРИНЕ ПОТОКА

1—скорости, измеренные в условиях взаимодействия, 2—скорости, измеренные в условиях изоляции.

поймы в условиях изоляции и взаимодействия неизменной глубины и уклона обнаружено, что уменьшение общей энергии потока (при неизменной потенциальной) приводит к уменьшению его кинетической энергии, т.е. к снижению общей средней скорости и пропускной способности.

Для иллюстрации вышеизложенного воспользуемся данными одной серии опытов (с руслом прямоугольной формы). В этой серии опытов (при наибольшей разности средних скоростей потоков $\Delta V = V_p - V_n = 0,545 \div 0,689$ м/сек.) наиболее отчетливо виден результат взаимодействия потоков (рис.3,4).

Анализируя профили, представленные на рис.4, приходим к выводу, что скорости в русле при взаимодействии потоков меньше по всей ширине, чем измеренные в условиях изоляции.

Провал в левую сторону на профилях, отстоящих от бровки русла на расстоянии 1,2,6 и 12 см, показывает, что эта область в наибольшей степени подвержена тормозящему действию вихрей, которые зарождаются в области бровки русла. На осевой вертикали местные скорости по глубине распределены наиболее равномерно.

На нижних профилях (см.рис.4) показана картина увеличения скоростей на пойме (в зоне L) при взаимодействии потоков.

Вид деформированных профилей скорости на вертикалях русла и на пойме подтверждает тот факт, что районом возникновения вихрей, определяющих механизм взаимодействия потоков, является область наибольших градиентов продольной скорости $\frac{\Delta V}{\Delta x}$. Эти вихри распространяются на все сечение потока русла, а компенсирующее течение захватывает и часть сечения поймы (в зоне L).

Все значения средних скоростей на вертикалях V_l (см.рис.3) в результате поперечного взаимодействия оказываются уменьшенными по всей ширине основного русла. В то же время на пойме (в зоне L) они оказываются заметно большими по сравнению с теми,

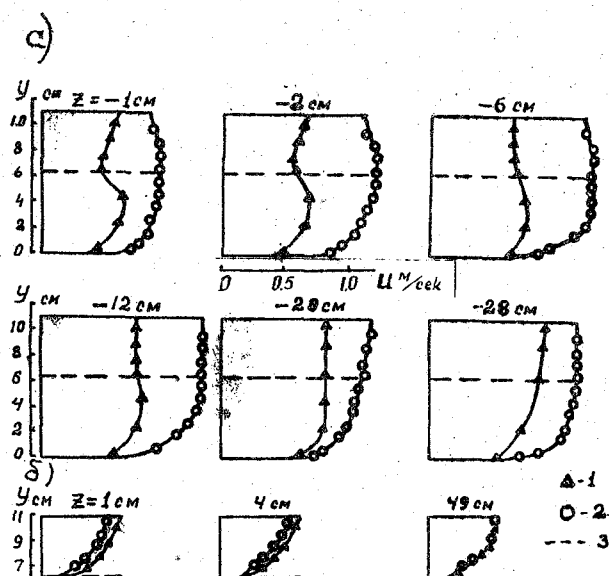


Рис. 4. ПРОФИЛИ СКОРОСТЕЙ: а) В РУСЛЕ; б) В ПОЙМЕ

1—скорости, измеренные в условиях взаимодействия русла и поймы; 2—скорости, измеренные в условиях изоляции; 3—отметка бровки русла.

которые получены в условиях изоляции поймы от потока основного русла.

Однако кинетическая энергия, утраченная потоком основного русла, не равна кинетической энергии, которую получил дополнительно поток поймы при взаимодействии. По данным опытов величина коэффициента полевого действия этой передачи не превышает 26%. Остальная же часть утраченной потоком русла энергии расходуется на преодоление сопротивлений, которые возникают в результате поперечного взаимодействия потоков.

В заключение необходимо отметить, что имеющимися средствами исследования нам не удалось обнаружить поперечной циркуляции, которую обнаружил в своих исследованиях А.И.Лосиевский [6], хотя видимый в наших опытах на поверхности дискретный поток вихревых масс должен был вызывать компенсирующее течение в нижних слоях потока.

Л и т е р а т у р а

1. Железняков Г.В. Гидравлическое обоснование методов речной гидрометрии. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1950.
2. Железняков Г.В. Некоторые особенности движения потока при выходе его на пойму. Сб. "Управление поверхностными и подземными водными ресурсами и их использование". Изд-во АН СССР, М., 1961.
3. Скородумов Д.Е. Гидравлические основы экстраполяции кривых расходов до высших уровней. Труды ГГИ, вып. 77, 1960.
4. Агасиева С.И., Барекян А.Ш. Изменение средних скоростей главного русла и коэффициента Шези при прохождении паводка. Метеорология и гидрология, № 9, 1961.
5. Барекян А.Ш. О пропускной способности отрегулированных русел рек и их пойм при прохождении паводка. Торфяная промышленность, № 3, 1960.
6. Лосиевский А.И. Лабораторное исследование процессов образования перекатов. М., 1934.

А. С. БАЛУЕВА

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ХРИСТИАНОВИЧА К РЕШЕНИЮ ЗАДАЧИ ОБ УСТАНОВИВШЕМСЯ ДВИЖЕНИИ ЖИДКОСТИ В ОТКРЫТОМ РУСЛЕ

Аналогия между движением жидкости в открытом русле и движением сжимаемого газа была замечена еще в 1912 г. Н.Е. Жуковским [1].

К этой аналогии обращались многие авторы при исследовании различных случаев движения жидкости (С.А. Христианович [2], Е.Прейсверк [3], Ф.И. Франкль [4] и др.).

В настоящей работе рассматривается бурное установившееся непрерывное движение жидкости в открытом русле (двумерный случай). При интегрировании основных дифференциальных уравнений задачи применяется упрощенный для данного случая метод, предложенный С.А. Христиановичем [5] для приближенного интегрирования сверхзвуковых течений газа.

Решения, полученные изложенным ниже методом, дают возможность определять параметры течения жидкости, скорость и глубину в любой точке русла. Численное сравнение результатов, полученных при использовании данного метода и метода характеристик, показывает, что расхождение не превышает 2-3%.

1. Рассмотрим установившееся безвихревое бурное движение жидкости в открытом русле с горизонтальным дном. Оси Ox и Oy расположим в плоскости дна. Ось Oz направим вертикально вверх. Будем предполагать русло таким, что составляющие скорости и ускорения вдоль оси становятся пренебрежимо малыми. В этом предположении, как известно, дифференциальные уравнения задачи пишутся в виде:

$$\left. \begin{aligned} u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial H}{\partial x} &= 0 \\ u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial H}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial}{\partial x} (uH) + \frac{\partial}{\partial y} (vH) &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где u , v - составляющие скорости вдоль осей Ox и Oy ,
 g - ускорение силы тяжести, H - глубина.

Преобразуем систему (1), используя уравнение Бернулли и

условие отсутствия вихрей:

$$\left. \begin{aligned} \frac{w^2}{2} + gH &= gH_0 = l, \\ \frac{\partial}{\partial x}(uH) + \frac{\partial}{\partial y}(vH) &= 0 \\ \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где $w^2 = u^2 + v^2$, $H|_{w=0} = H_0$.

Используя первое уравнение системы (2) и вводя новые функции по формулам

$$\begin{aligned} \beta - \alpha(\alpha) &= 2\xi, \\ \beta + \alpha(\alpha) &= 2\eta, \end{aligned} \quad (3)$$

где $\alpha = \arcsin \frac{\sqrt{gH}}{w}$, $\alpha(\alpha) = \sqrt{3} \arctg \frac{1}{\sqrt{3}} \arctg \alpha + \alpha$, $\beta = \arcsin \frac{v}{w}$, получим

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \operatorname{tg}(\beta + \alpha) &= 0, \\ \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \operatorname{tg}(\beta - \alpha) &= 0, \end{aligned} \quad (4)$$

Преобразуем еще раз нашу систему, приняв ξ и η за независимые переменные, а x и y за функции. Мы получим

$$\begin{aligned} \frac{\partial y}{\partial \eta} &= \frac{\partial x}{\partial \eta} \operatorname{tg}(\beta + \alpha), \\ \frac{\partial y}{\partial \xi} &= \frac{\partial x}{\partial \xi} \operatorname{tg}(\beta - \alpha). \end{aligned} \quad (5)$$

Определитель преобразования конечен и обращается в нуль в трех случаях: 1) $\xi = \text{const}$, $\eta = \text{const}$, 2) $\xi = \text{const}$, 3) $\eta = \text{const}$. Первый случай соответствует течению с постоянной скоростью и глубиной, второй и третий - простым волнам.

Для отыскания решения системы (5) рассмотрим график функции $\bar{\sigma} = \bar{\sigma}(\alpha)$ (рис.1). Было вычислено, что с точностью до 5% в интервале $(10, 50^\circ)$ функция $\bar{\sigma}(\alpha)$ имеет вид

$$\bar{\sigma}(\alpha) = 140^\circ - \alpha.$$

Если ограничиться интервалом $(15, 45^\circ)$, то погрешность уменьшается до 2% при той же аппроксимации. Указанные интервалы изменения α соответствуют следующим интервалам допустимых скоростей:

$$w \in (1,3\sqrt{gH}, 6\sqrt{gH}); \quad w \in (1,4\sqrt{gH}, 4\sqrt{gH}).$$

Используя новый вид функции $\bar{\sigma}(\alpha)$, упростим уравнение (5):

$$\begin{aligned} \frac{\partial y}{\partial \eta} &= \operatorname{tg} 2\xi \frac{\partial x}{\partial \eta}, \\ \frac{\partial y}{\partial \xi} &= \operatorname{tg} 2\eta \frac{\partial x}{\partial \xi}. \end{aligned} \quad (6)$$

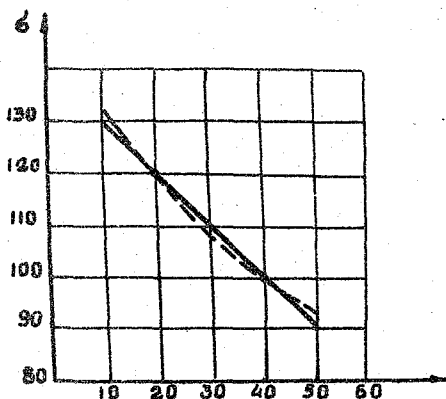


Рис. 1 ГРАФИК ФУНКЦИЙ $\sigma(x)$ и $\bar{\sigma}(x)$

Уравнение (6) легко интегрируется и решение записывается в виде

$$x = \frac{f_1(\xi) + f_2(\eta)}{\operatorname{tg} 2\xi - \operatorname{tg} 2\eta}, \quad (7)$$

$$y = \frac{\operatorname{tg} 2\eta f_1(\xi) + \operatorname{tg} 2\xi f_2(\eta)}{\operatorname{tg} 2\xi - \operatorname{tg} 2\eta}.$$

Решения в случае простых волн тоже упрощаются:

$$\xi = \text{const}, y = x \operatorname{tg} 2\eta + F_2(\eta),$$

$$\eta = \text{const}, y = x \operatorname{tg} 2\xi + F_1(\xi). \quad (8)$$

П. Решение граничных задач в нашем случае весьма просто. Разберем основные

граничные задачи, которые могут встретиться при рассмотрении конкретных случаев непрерывного движения жидкости в открытом русле.

1. Пусть на кривой $y = f(x)$, не являющейся характеристикой, заданы величины ω , β и H как функции x . В наших обозначениях на кривой $\eta = \eta_1(\xi)$ заданы $x = x_1(\xi)$ и $y = y_1(\xi)$ или на кривой $\xi = \xi_2(\eta)$ заданы $x = x_2(\eta)$, $y = y_2(\eta)$. Следует найти решение в криволинейном треугольнике, заключенном между кривой $\eta = \eta_1(\xi)$ и характеристиками $\xi = \text{const}$, $\eta = \text{const}$, выходящими из крайних точек кривой $\eta = \eta_1(\xi)$. Используя решение (7), найдем функции $f_1(\xi)$ и $f_2(\eta)$:

$$f_1(\xi) = x_1(\xi) \operatorname{tg} 2\xi - y_1(\xi), f_2(\eta) = y_2(\eta) - x_2(\eta) \operatorname{tg} 2\eta. \quad (9)$$

2. На характеристике $\xi = \xi_1 = \text{const}$ задано решение $x = x_1(\eta)$. На твердой стенке, заданной уравнением $y = y_1(x)$, нормальная составляющая скорости обращается в нуль или, в наших обозначениях: $x = \varphi_1[\xi + \eta_1(\xi)]$, $y = \varphi_2[\xi + \eta_1(\xi)]$. Определим решение внутри криволинейного треугольника, заключенного между твердой стенкой $\eta = \eta_1(\xi)$ и характеристиками $\xi = \xi_1$ и $\eta = \text{const}$, исходящими из крайних точек твердой стенки. В данном случае функции $f_1(\xi)$, $f_2(\eta)$ и $\eta_1(\xi)$ определяются последовательно из системы:

$$\left. \begin{aligned} x_1(\eta) &= \frac{f_1(\xi_1) + f_2(\eta)}{\operatorname{tg} 2\xi_1 - \operatorname{tg} 2\eta} \\ \varphi_1[\xi_1 - \eta_1(\xi_1)] &= \frac{f_1(\xi_1) + f_2[\eta_1(\xi_1)]}{\operatorname{tg} 2\xi_1 - \operatorname{tg} 2[\eta_1(\xi_1)]} \\ \varphi_2[\xi_1 + \eta_1(\xi_1)] &= \frac{f_1(\xi_1) \operatorname{tg} 2\eta_1(\xi_1) + f_2[\eta_1(\xi_1)] \operatorname{tg} 2\xi_1}{\operatorname{tg} 2\xi_1 - \operatorname{tg} 2[\eta_1(\xi_1)]} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Постоянные определяются из значений x , y , η в точке пересечения характеристики $\xi = \xi_1$ и твердой стенки.

3. На двух характеристиках $\xi = \xi_1$ и $\eta = \eta_1$ заданы функции $x = x_1(\eta)$ и $x = x_2(\xi)$ соответственно. Найдем решение в прямоугольнике $\xi = \xi_1$, $\eta = \eta_1$, $\xi = \text{const}$ и $\eta = \text{const}$, где последние две характеристики исходят из крайних точек характеристик $\xi = \xi_1$ и $\eta = \eta_1$. Функции $f_1(\xi)$ и $f_2(\eta)$ определяются формулами:

$$\begin{aligned} f_1(\xi) &= x_2(\xi) [\operatorname{tg} 2\xi - \operatorname{tg} 2\eta_1] - f_2(\eta_1), \\ f_2(\eta) &= x_1(\eta) [\operatorname{tg} 2\xi_1 - \operatorname{tg} 2\eta] - f_1(\xi_1), \end{aligned} \quad (11)$$

причем постоянные $f_1(\xi_1)$ и $f_2(\eta_1)$ определяются из значений x_1 и x_2 в точке (ξ_1, η_1) .

III. В случае русла, наклоненного к горизонту под постоянным углом θ , система (6) усложняется:

$$\begin{aligned} \frac{\partial y}{\partial \eta} - \frac{\partial x}{\partial \xi} \operatorname{tg} 2\xi &= [2\operatorname{tg} 2\xi - \frac{\sin 2\eta}{\cos 2\xi}] \frac{g \sin \theta}{4(gH_0 - gx \sin \theta)} \left[\frac{\partial x}{\partial \xi} \frac{\partial y}{\partial \eta} - \frac{\partial x}{\partial \eta} \frac{\partial y}{\partial \xi} \right], \\ \frac{\partial y}{\partial \xi} - \frac{\partial x}{\partial \eta} \operatorname{tg} 2\eta &= [2\operatorname{tg} 2\eta - \frac{\sin 2\xi}{\cos 2\eta}] \frac{g \sin \theta}{4(gH_0 - gx \sin \theta)} \left[\frac{\partial x}{\partial \xi} \frac{\partial y}{\partial \eta} - \frac{\partial x}{\partial \eta} \frac{\partial y}{\partial \xi} \right], \end{aligned} \quad (12)$$

где gH_0 - постоянная уравнения Бернулли.

Если правые части уравнений системы (12) обозначить через $\Psi(\xi, \eta)$ и $\Phi(\xi, \eta)$, ваяв значения x и y из решения граничной задачи для горизонтального русла, то в первом приближении решение находится в виде

$$\begin{aligned} x &= \frac{f_1(\xi) + f_2(\eta) + \int \Psi(\xi, \eta) d\xi - \int \Phi(\xi, \eta) d\eta}{\operatorname{tg} 2\xi - \operatorname{tg} 2\eta}, \\ y &= \frac{\operatorname{tg} 2\eta [f_1(\xi) - \int \Psi(\xi, \eta) d\eta] + \operatorname{tg} 2\xi [f_2(\eta) + \int \Phi(\xi, \eta) d\xi]}{\operatorname{tg} 2\xi - \operatorname{tg} 2\eta}. \end{aligned} \quad (13)$$

1У. Пример. Рассмотрим непрерывное движение жидкости в расширяющемся русле с горизонтальным дном (рис.2). Примем, что до расширения течение обладало постоянной скоростью и глубиной и зададимся определенной формой береговых линий. Граничные условия задачи в наших обозначениях примут вид:

$$\begin{aligned} 1) \quad & \xi = \xi_0, \quad \eta = \eta_0, \quad x = 0, \\ 2) \quad & \left. \begin{aligned} \eta = \eta_0, y = \Psi_2(x), x = \Psi(\xi) & \text{ при } x \leq b_1 \\ \eta = \eta_1 - \xi, y = x \operatorname{tg} \theta_1 + c_1 & \text{ при } x \geq b_1 \end{aligned} \right\} \text{ для левого берега,} \\ 3) \quad & \left. \begin{aligned} \xi = \xi_0, y = \Psi_2(x), x = \Psi_1(\eta) & \text{ при } x \leq b_2 \\ \xi = \xi_2 - \eta, y = x \operatorname{tg} \theta_2 + c_2 & \text{ при } x \geq b_2 \end{aligned} \right\} \text{ для правого берега.} \end{aligned} \quad (14)$$

Используя изложенную выше теорию, определим скорости и глубины в любой точке потока с помощью функций $f_1(\xi)$, $f_2(\eta)$, $F(\xi)$ и $F(\eta)$. Области, обозначенные на рис.2 через $p^{1,m}_2$, соответ-

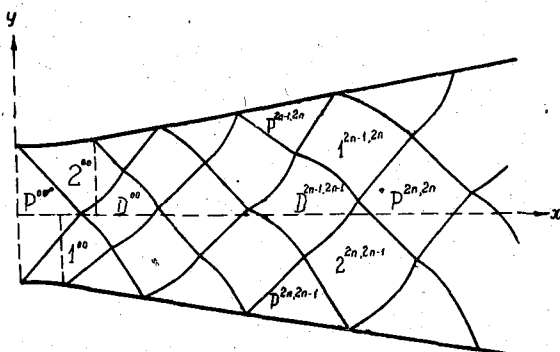


Рис. 2. ВИД РУСЛА В ПЛАНЕ

ствуют течению с постоянной скоростью и глубиной, причем индекс l относится к параметру ξ_l , а индекс m - к параметру η_m .
Для четных l и m имеем

$$\xi_{2n} = n\sigma_1 - n\sigma_2 + \xi_0, \quad \eta_{2n} = n\sigma_2 - n\sigma_1 + \eta_0, \quad (15)$$

для нечетных

$$\xi_{2n-1} = n\sigma_1 - (n-1)\sigma_2 - \eta_0, \quad \eta_{2n-1} = n\sigma_2 - (n-1)\sigma_1 - \xi_0. \quad 15$$

Области D^{lm} соответствуют течению с переменными скоростями и глубинами, определяемому решением (7). Индекс l относится к функции $f_1^l(\xi)$, индекс m - к функции $f_2^m(\eta)$.

Для четных значений l и m имеем:

$$\begin{aligned} f_1^{(2n)}(\xi) &= \mu_1(\xi) \mu_2(\xi) \nu_1(\sigma_1 - \xi) + \mu_1(\xi) \nu_1(\sigma_1 - \xi) \mu_2(\sigma_2 - \sigma_1 + \xi) + \mu_1(\xi) \nu_1(\sigma_1 - \xi) \mu_2(\sigma_2 - \sigma_1 + \xi) + \\ &+ \xi) \nu_2(2\sigma_1 - \sigma_2 + \xi) + \dots + \mu_1(\xi) \nu_1(\sigma_1 - \xi) \dots \nu_2[n\sigma_1 - (n-1)\sigma_2 - \xi] + \\ &+ \mu_1(\xi) \nu_1(\sigma_1 - \xi) \dots \nu_1[n\sigma_1 - (n-1)\sigma_2 - \xi] f_1^{(0)}(n\sigma_2 - n\sigma_1 + \xi), \quad (16) \\ f_2^{(2n)}(\eta) &= \nu_2(\eta) + \nu_1(\eta) \mu_2(\sigma_2 - \eta) + \nu_1(\eta) \mu_1(\sigma_2 - \eta) \nu_2(\sigma_1 - \sigma_2 + \eta) + \nu_1(\eta) \mu_1(\sigma_2 - \\ &- \eta) \nu_1(\sigma_1 - \sigma_2 + \eta) \mu_2(2\sigma_2 - \sigma_1 - \eta) + \dots + \nu_1(\eta) \mu_1(\sigma_2 - \eta) \dots \nu_1[n\sigma_2 - (n-1)\sigma_1 - \eta] + \\ &+ \nu_1(\eta) \mu_1(\sigma_2 - \eta) \dots \mu_1[n\sigma_2 - (n-1)\sigma_1 - \eta] f_2^{(0)}(n\sigma_1 - n\sigma_2 + \eta), \end{aligned}$$

где $f_1^{(0)}(\xi) = \varphi_1(\xi) \operatorname{tg} 2\xi - \varphi_2(\xi)$, $f_2^{(0)}(\eta) = \varphi_2(\eta) - \varphi_1(\eta) \operatorname{tg} 2\eta$

$$\mu_1(\xi) = \frac{\operatorname{tg} \sigma_1 - \operatorname{tg} 2\xi}{\operatorname{tg} 2(\sigma_1 - \xi) - \operatorname{tg} \sigma_1}, \quad \mu_2(\xi) = c_1 \frac{\operatorname{tg} 2\xi - \operatorname{tg} 2(\sigma_1 - \xi)}{\operatorname{tg} 2(\sigma_1 - \xi) - \operatorname{tg} \sigma_1},$$

$$\nu_1(\eta) = \frac{\operatorname{tg} \sigma_2 - \operatorname{tg} 2\eta}{\operatorname{tg} 2(\sigma_2 - \eta) - \operatorname{tg} \sigma_2}, \quad \nu_2(\eta) = c_2 \frac{\operatorname{tg} 2(\sigma_2 - \eta) - \operatorname{tg} 2\eta}{\operatorname{tg} 2(\sigma_2 - \eta) - \operatorname{tg} \sigma_2}.$$

Функции от $\rho_1^{(2n)}(\xi)$ и $\rho_2^{(2n)}(\eta)$ содержат $2n + 1$ слагаемых, причем последнее слагаемое содержит $2n + 1$ множителей. Функции $\rho_1^{(2n-1)}(\xi)$ и $\rho_2^{(2n-1)}(\eta)$ построены по тому же принципу, содержат $2n$ слагаемых, но последний множитель в последнем слагаемом $\rho_1^{(0)}(\xi)$ и $\rho_2^{(0)}(\eta)$ меняет индекс на обратный.

Области 1^{im} и 2^{kl} отвечают простым волнам. Индексы m и k отвечают значениям η_m и ξ_k из соответствующих областей P . Индексы i и l отвечают функциям $F_1^{(i)}(\xi) = -\rho_1^{(i)}(\xi)$, $F_2^{(l)} = -\rho_2^{(l)}(\eta)$ из соответствующих областей D .

В частном случае при $b_1 = b_2 = 0$, $c_1 = c_2$, $\sigma_2 = -\sigma_1 = -6^\circ$, $\xi_0 = -\eta_0 = 15^\circ$ было проведено сравнение данного метода с расчетом по методу характеристик. Сравнение показало, что различие в решениях не превышает 2-3%.

Л и т е р а т у р а

1. Жуковский Н.Е. Аналогия между движением тяжелой жидкости в узком канале и движением газа в трубе с большими скоростями. Полное собрание сочинений, т.УП, ОНТИ, НКТП, СССР, 1937.
2. Христианович С.А., Михлин С.Г., Девисон Б.В. Некоторые новые вопросы механики сплошной среды. Изд.АН СССР, 1938. *Anwendung gasdynamischer Methoden auf Wasserströmung mit freier Oberfläche. Zürich 1938.*
3. Preiswerk E. О боковом водоразборе из быстрых, мелких рек. Труды физико-математического факультета Киргизского гос. университета, вып.П, 1953.
4. Франкль Ф.И. Приближенное интегрирование уравнений сверхзвуковых течений газа. ПММ, вып.4, т.XI, 1947.
5. Христианович С.А. Приближенное интегрирование уравнений сверхзвуковых течений газа. ПММ, вып.4, т.XI, 1947.

Г. В. ИВАНОВ и Н. Б. БАРЫШНИКОВ
ДВИЖЕНИЕ ПОТОКА НА СЛОЖНОМ ИЗГИБЕ
ПО НАТУРНЫМ ДАННЫМ

Изучение движения жидкости на поворотах русла имеет большое значение как для решения ряда практических вопросов - лесосплава, водного транспорта и гидроэнергетики, так и для решения узловых теоретических вопросов гидродинамики движения жидкости на изгибе потока. Примером последнего являются вопросы теории формирования перекатов. Особенно важную роль этот вопрос играет в обосновании методики гидрометрических работ. Действительно, в настоящее время одно из основных требований к расположению гидрометрического створа - наличие прямолинейного участка. В то же время на большинстве меандрирующих рек удовлетворение этого условия в совокупности с другими требованиями представляет известные затруднения.

Более полно движение потока на изгибе русла исследовано в лабораторных условиях. Как видно из литературных источников [1], к настоящему времени проведено значительное количество экспериментов по изучению движения потока на элементарном и сложном изгибе. И тем не менее простые и сложные естественные изгибы мало изучены. Известны натурные исследования, выполненные сотрудниками Государственного гидрологического института И.В.Боголюбовой и О.В.Макриновой [2] и сотрудниками Института гидрологии и гидротехники УССР И.Л.Розовским и В.И.Спириной [3,4]. Но все эти наблюдения производились на элементарных изгибах с различными углами и радиусами изгиба.

Настоящая статья посвящена изучению движения потока на сложном изгибе, состоящем из двух элементарных изгибов, соединенных между собой прямолинейным участком. Объектом изучения явился участок р.Оредеж между пос.Чикино и с.Даймице, находящийся вне влияния подпора от нижерасположенной Рождественской ГЭС.

На рис.1 представлен план этого участка с 8 нанесенными гидрометрическими створами и изобатами, проведенными через 0,25 м.

Изгиб № 1, лежащий выше по течению, имеет радиус закругления $R_1 = 47$ м, а изгиб № 2 - $R_2 = 28,5$ м и отношение $\frac{R_1}{R_2}$ соответственно 2,85 и 1,16. Углы поворота первого и второго изгибов приблизительно одинаковы и равны $115^\circ + 117^\circ$.

ПЛАН УЧАСТКА в ОРЕДЕЖ с ДВУМЯ ИЗГИБАМИ

М 1:500



Рис. 1.

На опытном участке одновременно в 8 створах были измерены расходы воды, величины которых приведены в табл.1.

Таблица 1
Основные геометрические и гидравлические характеристики потока на участке р.Оредеж

Характеристики	Створы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
$F \text{ м}^2$	19,5	17,6	16,43	14,41	16,8	17,05	20,9	14,6
$B \text{ м}$	23,3	22,00	16,5	15,50	21,3	21,3	24,4	17,0
$H_{cp} \text{ м}$	0,83	0,80	0,99	0,93	0,80	0,80	0,86	0,86
$v_{cp} \text{ м/сек}$	0,253	0,316	0,300	0,340	0,300	0,276	0,230	0,333
$Q \text{ м}^3/\text{сек.}$	4,94	5,56	4,90	4,95	4,79	4,70	4,90	5,00
$v_{max} \text{ м/сек.}$	0,342	0,500	0,470	0,574	0,46	0,383	0,480	0,500
$\frac{B}{H_{cp}}$	26,5	27,5	16,7	16,3	25,4	26,7	28,4	19,8

Расходы всех створов были привязаны к уровням, измерявшимся на временном водомерном посту у 5-го створа. Значения величин уровней за время эксперимента приведены в табл.2.

Таблица 2
Ход уровней во время эксперимента

Время, час.мин.	10 50	11 00	11 10	11 20	11 30	11 40	11 50	12 00	12 10	12 20
Отсчет, см	24,0	24,5	25,0	26,0	26,0	26,0	26,0	26,0	26,0	26,0
Время, час.мин.	12 30	12 40	12 50	13 00	13 10	13 20	13 30	13 40		
Отсчет, см	26,0	26,0	26,0	26,0	26,0	26,0	26,0	26,0		

Скорости на вертикалях измерялись при заросшем русле в трех точках, как это предусмотрено Наставлением, вып.6, ч.1 (Гидрометеонадат, Л., 1957 г.).

Вертушка устанавливалась на штанге перпендикулярно к гидроствору. Одновременно с измерением расходов для определения направления поверхностных струй фиксировались траектории движения поверхностных поплавков, сведения о которых приведены в табл.3.

Как видно из эпюр скоростей на вертикалях (см.рис.2), большинство из них не соответствует логарифмическому распределению скоростей. Это объясняется тем, что измерения производились при заросшем русле.

Приведенные данные хотя и не обладают достаточной полнотой (отсутствует измерение уклонов) и получены в условиях значительного

влияния растительности, все же позволяют сделать некоторые предварительные выводы.

1. Из табл.1 видно, что расходы воды можно измерять не только на прямолинейном участке, но и на изгибе, причем отклонения величин измеренных расходов будут лежать в пределах точности гидрометрических измерений. Если принять расход $4,9 \text{ м}^3/\text{сек.}$ за средний для данного уровня, то $\frac{Q}{Q}$ имеет максимальное значение для 7 створов, равное $4,08\%$ (исключая 2-й створ, дающий отклонение $13,4\%$).

2. Ход движения поплавков показывает, что максимальная косина струй наблюдается сразу за поворотом (4 и 8-й створы) и достигает в среднем значения в 20° (угол между нормалью к створу и направлением струи). Здесь же следует отметить, что несмотря на значительную кривизну обоих изгибов между 3-4 и 7-8-м створами не наблюдалось отжима потока и характерного для области отжима противотечения.

3. В связи с тем, что наблюдения производились только за направлением поверхностных струй течений, качественные выводы можно сделать лишь о циркуляции на изгибах. На изгибах наблюдаются потоки смещения и циркуляции, причем направление циркуляционных течений соответствует данным, полученным для элементарного изгиба.

4. Основываясь на данных анализа движения поплавков, можно

Таблица 3

Движение поплавков

№ попла- вок	Створы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2	25	191	331	394	450	465	529
	15,0	19,0	14,5	15,5	18,7	20,5	10,5	7,00
2	13	95	220	260	380	432	536	615
	7,6	35,0	25,0	8,0	14,5	14,0	12,0	5,40
3	2	93	191	295	362	428	505	567
	8,0	8,0	9,0	15,5	18,1	18,0	16,7	5,2
4	5	93	197	286	348	410	519	666
	9,5	10,0	7,8	15,5	18,6	17,0	7,0	0,5

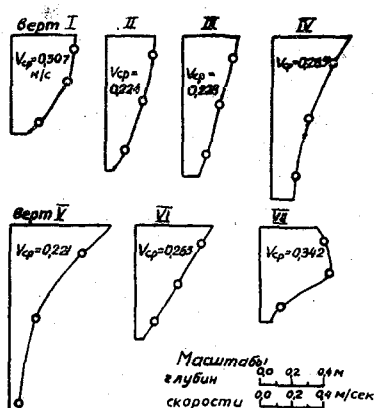


Рис. 2. ЭПЮРЫ СКОРОСТЕЙ НА ПЕРВОМ ВХОДНОМ ГИДРОСТВОРЕ (г.с. 1)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
5	<u>2</u> 5,7	<u>84</u> 7,0	<u>174</u> 10,0	<u>297</u> 15,5	- -	- -	- -	- -
6	<u>12</u> 8,0	<u>106</u> 9,40	<u>200</u> 7,50	<u>299</u> 15,5	- -	- -	- -	- -
7	<u>.00</u> 2,5	<u>85</u> 5,6	<u>170</u> 8,5	<u>244</u> 13,0	<u>299</u> 16,5	<u>352</u> 18,0	- -	- -
8	- -	- -	<u>00</u> 1,20	<u>83</u> 7,0	<u>142</u> 11,5	<u>288</u> 5,0	<u>391</u> 3,20	- -
9	- -	- -	<u>17</u> 2,50	<u>98</u> 7,50	<u>157</u> 13,5	<u>277</u> 11,5	<u>345</u> 8,5	<u>480</u> 2,0
10	- -	- -	- -	<u>00</u> 5,5	<u>63</u> 10,0	<u>126</u> 9,0	<u>275</u> 3,2	- -
11	- -	- -	- -	<u>20</u> 12	<u>76</u> 17,5	<u>132</u> 15,0	<u>251</u> 9,0	<u>287</u> 1,0
12	- -	- -	- -	<u>14</u> 3,5	<u>85</u> 2,5	<u>157</u> 2,0	<u>282</u> 3,0	- -
13	<u>0</u> 14,5	<u>87</u> 11,0	<u>215</u> 10,0	- -	- -	- -	- -	- -
14	- -	- -	- -	<u>0</u> 3,0	<u>75</u> 1,57	<u>144</u> 1,6	- -	- -
15	- -	<u>00</u> 1,5	<u>89</u> 5,0	<u>167</u> 11,0	<u>225</u> 10,0	<u>303</u> 4,0	- -	<u>445</u> 9,5
16	- -	<u>24</u> 3,5	<u>115</u> 8,0	<u>210</u> 15,5	<u>268</u> 17,5	<u>325</u> 20,5	- -	- -
17	- -	<u>00</u> 16,0	<u>137</u> 11,0	<u>232</u> 12,0	<u>290</u> 18,5	<u>363</u> 19,0	- -	- -
18	<u>00</u> 12,5	<u>90</u> 8,0	<u>190</u> 9,0	<u>304</u> 15,5	- -	- -	- -	- -
19	- -	<u>80</u> 2,7	<u>174</u> 5,00	<u>247</u> 11,5	- -	- -	- -	- -
20	- -	- -	- -	<u>00</u> 6,5	<u>63</u> 8,0	<u>140</u> 4,0	<u>266</u> 3,00	<u>295</u> 1,20

П р и м е ч а н и е: Числитель - время прохождения поплавок данного створа в секундах, знаменатель - расстояние от постоянного начала в метрах.

сказать, что смежные изгибы, между которыми лежат прямолинейные участки длиной свыше четырехкратной ширины потока, не оказывают влияния друг на друга.

Л и т е р а т у р а

1. Кондратьев Н.Е., Ляпин А.Н., Попов И.В.
и др. Русловой процесс. Гидрометеонадат,
1959.
2. Боголюбова И.В., Макринова О.В.
Экспериментальные исследования
естественного потока на вакруг
лениях русла. Труды ГИ, вып.2(56),
1947.
3. Розовский И.Л. Исследование поперечной циркуля-
ции на изгибе речного потока.
Метеорология и гидрология, № 6,
1955.
4. Спирина В.И. К вопросу об измерении скоростей
речного потока. Изв.Ин-та гидро-
логии и гидротехники АН УССР,
т.8 (XV), 1951.

В. А. БЕРГ

О ТЕПЛООБМЕНЕ ВОДОТОКОВ С ЛОЖЕМ
(БЕЗ УЧЕТА ГРУНТОВОГО ПИТАНИЯ)

§ 1. Общие положения

В работе [1] был разработан метод определения температурного поля в водном потоке и в его ложе по заданной температуре свободной поверхности воды. Целью настоящей работы является определение теплообмена водной среды со скелетом подстилающего ее грунта без учета грунтового питания. Будем последовательно исследовать водотоки по мере изменения их термического режима, переходя от рек тропического типа к шугоносным и замерзающим рекам.

Тропическими реками будем называть те, температура воды которых никогда не опускается до 0°C . Шугоносными реками будем называть реки, температура воды которых опускается до 0°C , но на которых вследствие быстрого течения не образуется устойчивый ледяной покров. К замерзающим рекам будем относить реки, покрывающиеся на более или менее продолжительное время устойчивым ледяным покровом.

Эта типизация рек является, конечно, условной и принята лишь для удобства термических расчетов. Кроме того, трудно найти примеры рек названных типов от истоков до устьев. Часто в верховьях горные реки являются шугоносными, в среднем течении - замерзающими, в устьях - тропическими и наоборот. Поэтому правильнее было бы говорить не о реках этих типов, а только об участках рек - тропических, шугоносных и замерзающих.

В работе [1] было показано, что на всех реках, начиная от их горных участков с очень малой глубиной и с большими скоростями течения 2-2,5 м/сек. и до их устьев с глубинами 8-12 м с ничтожными скоростями течения, можно в макроразрезе считать, что градиент температуры по вертикали столь незначителен, что им можно практически пренебречь. Другими словами, при исследовании общих закономерностей теплообмена рек со скелетом их ложа можно считать, что в реках по вертикали наблюдается гомотермия. Водные объекты, в которых по вертикали не наблюдается гомотермия, относятся уже к проточным водохранилищам и к озерам; для их исследования необходимы другие расчетные приемы.

Годовой ход температуры водотоков в настоящей работе, в отличие от работы [1], нельзя принимать по простому гармоническому закону, но следует выражать рядом Фурье по крайней мере из 6 гармоник или больше в зависимости от условий каждого частного случая. Однако в некоторых условиях годовой ход температуры, в частности тропических участков рек, можно достаточно точно выразить и простой гармонической функцией.

В общем случае годовой ход температуры дна водотока или поверхности его ложа можно выразить рядом Фурье

$$t_{z,0} = A_0 + \sum_1^n A_n \exp[-i(n\omega\tau + \varepsilon_n)], \quad (1)$$

где, придерживаясь обозначений работы [1], t - температура; индекс „2“ относится к ложу; начало координат расположено на дне и поэтому при t стоит индекс „0“; A_0 - среднегодовая температура воды или дна; A_n - амплитуда n -й гармоники; ω - круговая скорость, равная $30^\circ/\text{мес.}$; τ - порядковый номер месяца, начиная с января, которому присвоен номер 1; n - номер гармоники; ε - начальная фаза для времени $\tau = 0$.

Для температурного поля в ложе имеем формулу

$$t_z = A_0 + \sum_1^n A_n \exp(-\sqrt{n} \varphi_2 z) \exp[-i(n\omega\tau + \sqrt{n} \varphi_2 z + \varepsilon_n)], \quad (2)$$

где все обозначения по работе [1].

Выделяя из формул (1) и (2) вещественные части, получим

$$t_{z,0} = A_0 + \sum_1^n A_n \cos(n\omega\tau + \varepsilon_n), \quad (3)$$

$$t_z = A_0 + \sum_1^n A_n \exp(-\sqrt{n} \varphi_2 z) \cos(n\omega\tau + \varepsilon_n + \varphi_2 \sqrt{n} z). \quad (4)$$

Для получения выражения для теплового потока через поверхность дна надо, согласно теории теплопередачи, продифференцировать формулу (2) и результаты помножить на коэффициент теплопроводности литосферы. После простейших преобразований получим^{1/} уравнение

$$T = \lambda_2 \varphi_2 \sqrt{2} \sum_1^n A_n \exp[-i(n\omega\tau + \varepsilon_n + \frac{\pi}{4})], \quad (5)$$

вещественная часть которого составит

$$T = \lambda_2 \varphi_2 \sqrt{2} \sum_1^n A_n \cos(n\omega\tau + \varepsilon_n + \frac{\pi}{4}) \text{ ккал/м}^2 \text{ час.} \quad (6)$$

^{1/} В литературе обычно вместо $\lambda_2 \varphi_2 \sqrt{2}$ пишут $\sqrt{\lambda_2 c_2 \gamma_2 \omega}$, однако в нашем случае удобнее первое выражение.

Если годовичную температурную волну можно выразить одной гармоникой, то формулы (3) и (5) примут следующий вид:

$$t_{2,0} = A_0 + A \cos(\omega\tau + \varepsilon), \quad (7)$$

$$T = \lambda_2 \psi_2 \sqrt{2} A \left(\omega\tau + \varepsilon + \frac{\pi}{4} \right). \quad (8)$$

Из этих формул непосредственно видно, что, если температурная волна на дне представляет собой простую косинусоиду, то тепловая волна через дно опережает температурную волну на $\pi/4$, т.е. на 45° угловой меры, или на 1,5 месяца. Если же температурная волна выражается рядом Фурье, то тепловая волна каждой гармоники будет опережать свою температурную волну на $\pi/4 = 1,5$ месяца, но этого нельзя сказать по отношению к суммарным тепловой и температурной волнам. Однако, учитывая, что в нашем случае в ряду Фурье обычно первая гармоника имеет наибольшее значение, оказывается, что и суммарная тепловая волна опережает суммарную температурную волну на время, близкое к $\pi/4 = 1,5$ месяца; это будет подтверждено далее рядом подсчетов.

§ 2. Теплообмен тропических рек с ложем

Годовой ход температуры тропических рек часто может быть выражен простой гармонической функцией. Этим условиям отвечают очень многие наши реки на восточном побережье Черного моря. Для примера были рассмотрены реки Ингури в створах Хаиши в 115 км от устья и Дарчели в 14 км от устья и Кура у гм.ст. Сабирабд в 240 км от устья. Для этих гидрометстанций получены соответственно следующие расчетные уравнения применительно к (7):

$$\left. \begin{aligned} t_{2,0} &= 6,26 + 4,55 \cos(\omega\tau + 150) \\ t_{2,0} &= 9,5 + 5,5 \cos(\omega\tau + 135) \\ t_{2,0} &= 15,6 + 12,4 \cos(\omega\tau + 135) \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

Наблюденная и вычисленная по формулам (9) температуры даны в табл.1 и графически представлены на рис.1.

Из данных таблицы видно, что рассчитанная температура вполне удовлетворительно совпадает с наблюдаемой.

Теплообмен этих рек со скелетом ложа был вычислен по уравнению (8) и представлен в табл.2 (столбцы 2,3,4) и на рис.2.

Например, для гм.ст.Хаиши получено следующее расчетное уравнение для теплообмена с ложем:

$$T = 2,6 \cdot 0,281 \cdot \sqrt{2} \cdot 4,55 \cos(30\tau + 150 + 45) \approx 4,7 \cos(30\tau + 195).$$

При составлении табл.2 для створов Хаиши и Дарчели показатели ложа приняты, как для валунника: $\lambda_2 = 2,5$ ккал/м час $^\circ$ C,

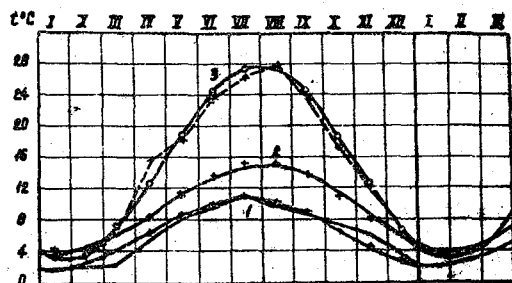


Рис. 1. ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ НЕЗАМЕРЗАЮЩИХ ГОРНЫХ РЕК

1 и 2—р. Ингури гм. ст. Ханши и Дарçели, 3—р. Кура гм. ст. Сабирабад.

$$\alpha_2 = 4,6 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}; \quad \gamma_2 = 2,4^2 \text{ т}/\text{м}^3; \quad C_2 = 0,20 \text{ ккал}/\text{кг}^\circ\text{С}; \\ \varphi_2 = 0,281.$$

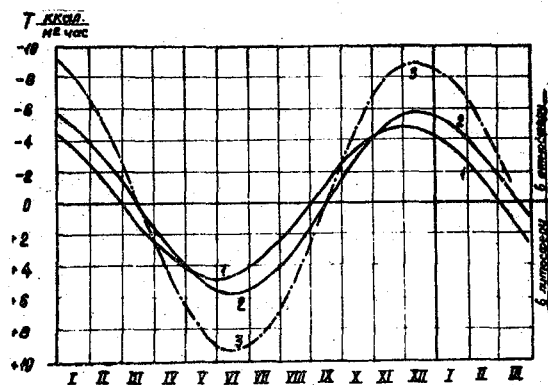


Рис. 2. ГОДОВОЙ ХОД ТЕПЛООБМЕНА СО СКЕЛЕТОМ ЛОЖА ГОРНЫХ НЕЗАМЕРЗАЮЩИХ РЕК

1 и 2—р. Ингури гм. ст. Ханши и Дарçели, 3—р. Кура гм. ст. Сабирабад.

Для р. Куры, как для равнинной реки, показатели ложа приняты, как для аллювия: $h_2 = 1,4 \text{ ккал}/\text{м час}^\circ\text{С}$; $\alpha_2 = 2,5 \text{ м}^2/\text{час}$; $\varphi_2 = 0,321$. Эти данные близки к данным из работы Е.П. Шубина [2].

Прежде чем перейти к рассмотрению этих материалов, надо исследовать и более общий случай несимметричного годового хода температуры реки тропического типа. В качестве примера взята гм.ст. Кутаиси на р. Риони. Наблюдаемый годовой ход температуры приведен в первой строке табл. 3.

Таблица 1

Наблюденная и вычисленная температуры воды на гм.ст.Хаиши, Дарчели и
Сабирабад на середину каждого месяца

№ строки	Гидромет- станция	Расстояние от устья, км	1	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
				<u>р.Ингури</u>										
1	Хаиши	115	1,7	1,9	2,3	6,8	8,0	9,3	10,8	9,5	8,4	7,3	6,1	3,0
2	"		1,7	2,3	4,0	6,3	8,5	10,2	10,8	10,2	8,5	5,3	4,0	2,3
3	Дарчели	14	3,8	6,2	6,1	9,4	10,9	13,2	14,3	14,9	13,5	11,7	8,0	6,5
4	"		4,1	4,1	5,6	8,1	10,9	13,4	14,9	14,9	13,4	10,9	8,1	5,6
				<u>р.Кура</u>										
5	Сабирабад	240	2,9	5,8	7,1	15,4	18,2	23,5	26,2	27,5	23,3	17,5	11,9	7,6
6	"		3,6	3,6	6,8	12,4	18,8	24,4	27,6	27,6	24,4	18,8	12,4	6,8

П р и м е ч а н и е: В нечетных строках даны наблюдаемые температуры,
в четных - рассчитанные.

Таблица 2
Теплообмен (в ккал/м²час) со скелетом ложа р.Ингури
у Хаини и Дарчели, р.Куры у Сабирабада и р.Риони у
Кутаиси

Месяц	Хаини	Дарчели	Сабирабад	Кутаиси
1	2	3	4	5
1	-3,82	-4,93	-8,06	-6,03
II	-1,22	-2,85	-4,65	-1,76
III	+1,22	0	0	+2,84
IV	+3,82	+2,85	+4,65	+5,33
V	+4,55	+4,93	+8,06	+5,94
VI	+4,55	+5,7	+9,3	+6,15
VII	+3,82	+4,93	+8,06	+5,72
VIII	+1,22	+2,85	+4,65	+3,27
IX	-1,22	0	0	-1,0
X	-3,82	-2,85	-4,65	-5,03
XI	-4,55	-4,93	-8,06	-7,27
XII	-4,55	-5,7	-9,3	-7,93

П р и м е ч а н и е: Знак минус приписан теплопотоку в атмосферу через гидросферу, знак плюс - теплопотоку в ложе.

Температурный ход Риони у Кутаиси представлен рядом Фурье из 6 гармоник, приведенных к трем сложным косинусам путем сложения $\cos$ и $\sin$ равных дуг [3,4].^{1/}

Таблица 3
Годовой ход температуры воды гм.ст.Кутаиси
на р.Риони

Температура воды	1	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Наблюденная	3,4	5,4	5,8	11,0	12,3	15,9	18,1	20,2	16,8	18,6	9,2	6,1
Рассчитанная	3,4	4,1	7,4	11,0	13,5	15,6	18,0	19,1	17,4	13,6	9,3	5,6

В результате подсчетов получено следующее уравнение:

$$t_0 = 11,49 + 7,44 \cos(\omega\tau + 136^\circ 55') + 0,972 \cos(2\omega\tau + 156^\circ 40') + 0,4125 \cos(3\omega\tau + 14^\circ), \quad (10)$$

^{1/} Расчет выполнен по методу Томпсона.

или

$$t_0 = A_0 + \sum_{n=1}^n A_n \cos(n\omega\tau + \varepsilon_n), \quad (10)$$

где $n = 1, 2, 3$; $A_0 = 11,49$; $A_1 = 7,44$; $A_2 = +0,972$;
 $A_3 = 0,4125$; $\omega = 30^\circ/\text{мес.}$; $\tau = 1-12$; $\varepsilon_1 = 136^\circ 55'$;
 $\varepsilon_2 = 156^\circ 40'$; $\varepsilon_3 = 14^\circ$.

Значения температуры, подсчитанные по уравнению (10), выписаны во второй строке табл.3 и нанесены на рис.3. Рассмотрение этих данных показывает достаточно удовлетворительное совпадение расчетной и наблюдаемой температур.

Уравнение (11) можно также для общности представить в комплексной форме

$$t_0 = A_0 + \sum_{n=1}^n A_n \exp[-i(n\omega\tau + \varepsilon_n)]. \quad (11)$$

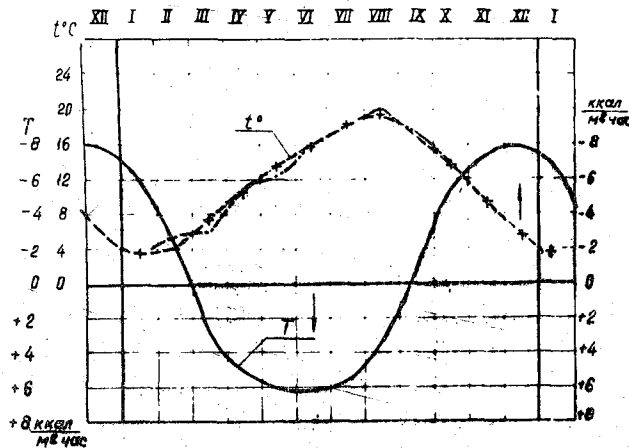


Рис. 3. ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕПЛООБМЕНА
 СО СКЕЛЕТОМ ЛОЖА р. РИОНИ У КУТАИСИ

Для определения температурного поля в ложе служит уравнение (4), а для определения теплового потока через дно водотока - уравнение (6), которое приводится к следующему виду:

$$T \approx 7,44 \cos(30\tau + 181^\circ 55') + 0,972 \cos(60\tau + 201^\circ 40') + 0,4125 \cos(90\tau + 59^\circ).$$

Постоянные этих уравнений приведены к уравнению (11). Что касается значений коэффициентов λ_2 и ψ_2 , то они приняты, как для ложа горных рек (см. выше). Результаты подсчетов приведены в столбце 5 табл.2.

Температурное поле в ложе представлено на рис.4, а тепловые потоки, которыми обмениваются вода и ложе, - на рис.3.

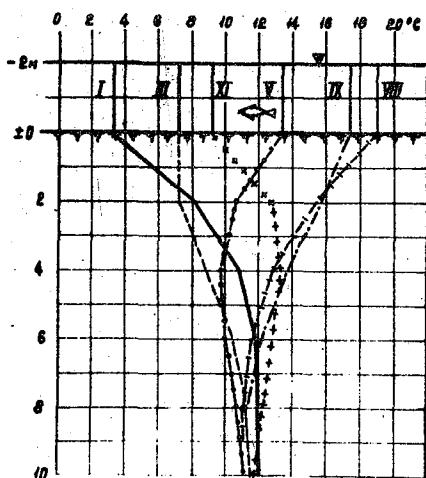


Рис. 4. ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ р. РИОНИ
У КУТАИСИ

Из рассмотрения рис.2 и таблиц 1 и 2 видно, что тепловая волна из воды в ложе действительно опережает температурную волну на $\pi/4$, или на 1,5 месяца, как это и следует из теории для простой гармонической функции. Такое опережение имеет место для всех трех случаев, представленных на рис.2. Наибольшее значение тепловой поток из воды в ложе и обратно имеет место, таким образом, не тогда, когда температура воды имеет максимум или минимум, а на 1,5 месяца раньше. Эти явления объясняются тем, что тепловые потоки в ложе и из него определяются соответствующими выходными температурными градиентами в нем, которые имеют место как раз в эти периоды, что можно видеть из рассмотрения температурного поля в ложе по термоизохронам.

Если обратиться к рассмотрению случая несимметричного распределения годового хода температуры, который для расчета разлагается в ряд Фурье из нескольких простейших гармоник (см.рис. 3 и 4), то здесь, как уже сказано выше, опережение температурной волны тепловой волной на $\pi/4$ будет иметь место для каждой частной гармоники, но так как максимумы частных гармоник не совпадают, то нельзя утверждать, что совпадут и максимумы их производных гармоник. Однако в нашем случае основная функция - температура воды - очень близка к простейшей гармонической функции, а поэтому в ряду Фурье первая гармоника имеет явно преобладающее значение. Это ведет к тому, что и тепловая волна также

определяется преимущественно первой гармоникой и влияние последующих гармоник сравнительно слабо отражается на тепловом потоке. Вследствие этого опережение тепловой волной температурной волны на $\pi/4$, обусловленное первой гармоникой ряда Фурье, существенно не искажается последующими гармониками и в основном сохраняется. Максимум же первой гармоники или совпадает с максимумом основного исходного ряда температуры, или расходится с ним всего на одну ступень хода функции, т.е. на единицу ωT .

На рис.3 и в табл.2 максимум температурной волны имеет место в середине августа, а максимум тепловой волны - в начале июля, и опережение температурной волны тепловой волной остается, как и в предыдущих случаях, примерно равным $\pi/4$, или около 1,5 месяца.

Второй вывод, который можно сделать из рассмотрения приведенных выше примеров, заключается в том, что интенсивность, т.е. напряжение теплообмена, в очень сильной степени зависит от амплитуды годового хода температуры воды. Это также видно и из основных расчетных уравнений.

Например, уравнения (6) и (8) показывают, что при прочих равных условиях тепловой поток между водой и ложем будет прямо пропорционален амплитуде температурного хода A_T .

На рис.2 и на соответствующих таблицах видно, что в рассмотренных трех примерах тепловой поток из воды в ложе имеет последовательно увеличивающиеся значения $\sim 4,7$; $5,7$ и $9,3$ ккал/м²час, отвечающие увеличению амплитуды годового хода температуры $\sim 4,55$; $5,5$ и $12,4^\circ\text{C}$. Здесь нет и не может быть прямой пропорциональности по целому ряду вполне ясных причин, на которых нет смысла останавливаться.

Третий вывод из рассмотрения этих материалов заключается в том, что влияние на теплообмен между водой и ложем оказывает и литологический состав ложа, т.е. его теплотехнические показатели.

Менее теплопроводный по сравнению с валуном аллювий снижает теплообмен равнинной р.Куры по сравнению с горной р.Ингури, но более высокая по сравнению с температурой р.Ингури у Дарчели и Хаиши температура воды Куры у Сабирабада смягчает это влияние. В связи с этим при практических расчетах надо по возможности точно определять теплотехнические показатели ложа. Более подробно об этом было сказано в работе [1].

Четвертый вывод, который можно сделать из рассмотрения приведенного выше материала, сводится к тому, что во всех рассмотренных примерах напряжение теплообмена между водотоками и их ложем вообще имеет сравнительно незначительную величину. Даже для гм.ст.Сабирабад на р.Куре, где вода нагревается до 28°C , напряжение теплообмена достигает всего $9,3$ ккал/м²час, в других примерах оно еще меньше.

Если сопоставить эти значения с напряжением теплообмена водной среды с атмосферой, которое, как известно, измеряется сотнями ккал/м²час, то станет ясно, что теплообмен водотоков с ложем

составляет лишь несколько процентов от напряжения теплообмена с атмосферой. Причина столь малой величины напряжения теплового обмена с ложем кроется в том, что коэффициент теплопроводности ложа ничтожно мал по сравнению с коэффициентом теплопроводности текучих вод.

§ 3. Теплообмен шугоносных рек с ложем

Теплообмен с ложем шугоносных рек, т.е. незамерзающих по условиям гидравлики потока, отличается от теплообмена тропических рек в соответствии с различием их термических режимов. Характерной особенностью шугоносных рек или шугоносных участков рек является то, что в течение зимних месяцев температура их держится близко к 0°C , но на поверхности их не образуется устойчивый ледяной покров, так как этому препятствуют большие скорости течения.

На поверхности шугоносных рек образуются подвижные ледовые образования - шуговые облака, которые то появляются, то исчезают в зависимости от состояния погоды и времени суток.

В связи с этим годовой ход температуры воды шугоносных рек имеет ясно выраженную асимметрию, вследствие чего он не может быть выражен простой гармонической функцией.

В дальнейшем для исследования вопроса рассмотрен створ р.Терс, на котором температура воды в течение трех зимних месяцев почти постоянно равна 0°C .

Термическое состояние р.Терс в несколько сглаженном виде представлено в первой строке табл.4 и графически на рис.5.

Таблица 4

Годовой ход температуры воды р.Терс

Температура воды	1	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Наблюденная	0,1	0,1	0,5	2,1	4,7	6,8	8,9	9,5	7,3	3,6	0,6	0,4
Рассчитанная	0,13	0,1	0,67	2,15	4,55	6,97	8,67	9,45	7,55	3,65	0,64	0,04

Аналитическое выражение годового хода температуры по табл.4 представлено в виде ряда Фурье из шести гармоник, приведенных к трем косинусоидам:

$$t_0 = 3,65 + 4,8 \cos(\omega \tau + 138^{\circ}30') + 1,08 \cos(2\omega \tau + 253^{\circ}57') + 0,47 \cos(3\omega \tau + 244^{\circ}55'), \quad (12)$$

где применительно к уравнению (11) $n = 1, 2, 3$; $A_0 = 3,65$; $A_1 = 4,8$; $A_2 = 1,08$; $A_3 = 0,47$; $\omega = 30^{\circ}/\text{мес.}$; $\tau = 1-12$; $\varepsilon_1 = 138^{\circ}30'$; $\varepsilon_2 = 253^{\circ}57'$; $\varepsilon_3 = 244^{\circ}55'$.

Температура, вычисленная по уравнению (12), дана во второй строке табл.4. Для проверки полученного уравнения на рис.5 нанесена расчетная кривая и крестиками показаны наблюдаемые ис-

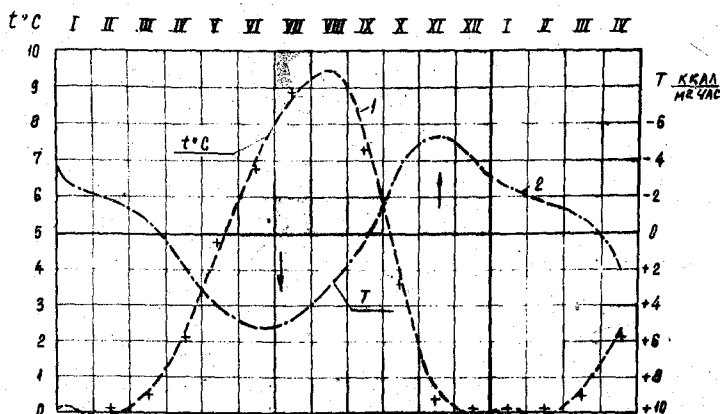


Рис. 5. ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕПЛООБМЕНА СО СКЕ-
ЛЕТОМ ЛОЖА ШУГОНОШНОЙ НЕЗАМЕРЗАЮЩЕЙ р. ТЕРС

ходные данные. Как видно, совпадение получено вполне удовлетво-
рительное; имеющиеся отклонения в некоторые месяцы не представ-
ляют ни принципиального, ни практического значения, хотя в не-
которые месяцы температура воды получилась отрицательной. Мож-
но, конечно, получить более точное совпадение наблюдаемых и рас-
четных данных путем увеличения числа гармоник. Однако количест-
во труда, затрачиваемого на такое утомительное вычисление, не
оправдывается получаемым результатом.

Для определения температурного поля в ложе служит прежнее
уравнение (2); результаты расчетов представлены графически на
рис. 6.

При вычислении температурного поля в литосфере показатели
ее приняты как для валунника, что отвечает горным и предгор-
ным рекам.

Рассмотрение рис. 6 дает ясное представление о годовом ходе
температуры в ложе и показывает такую же асимметрию, как и в
предыдущем параграфе, а также почти полное затухание годового
хода температуры на глубине 10 м ниже дна водотока.

Особенно интересно, что к декабрю вода почти теряет все
свои летние запасы тепла; расхождение кривых за декабрь и фев-
раль очень незначительно. Обращает на себя внимание также то
обстоятельство, что от ноября до марта таутохроны проходят че-
рез две почти постоянные точки. Верхней точкой этих таутохрон
является почти постоянная температура воды от ноября до марта
~ 0°C, а нижней точкой - почти постоянная среднегодовая тем-
пература на глубине 10 м под дном $t = 3,7-4^{\circ}\text{C}$. Таутохроны за
эти 5 месяцев, проходя через две постоянные точки, постепенно

уполаживаются, т.е. ложе выхолаживается, отдавая свое тепло в атмосферу транзитом через водную среду благодаря ее большой теплопроводности и не оказывает заметного влияния на ее термическое состояние.

Для определения особенно интересного в этом случае теплообмена с ложем служит также уже известное уравнение (6) (см. табл. 5).

Данные табл. 5 графически представлены на рис. 5.

Ход этой кривой резко отличается от соответствующих кривых для тропических рек (см. § 2), хотя максимальное напряжение теплообмена имеет тот же порядок величины.

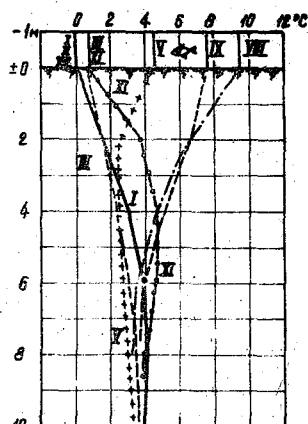


Рис. 6. ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ В ЛОЖЕ р. ТЕРС

Таблица 5
Теплообмен р. Терс с ложем (в ккал/м²час)

Месяц	t°	T	Месяц	t°	T
1	2	3	1	2	3
1	(0,0)	-2,48	УП	8,17	+4,64
П	(0,0)	-1,82	УШ	9,45	+2,94
Ш	0,67	-0,67	1Х	7,55	-0,37
1У	2,15	+1,74	Х	3,65	-3,90
У	4,55	+4,19	Х1	0,64	-5,3
У1	4,97	+5,14	ХП	(0,0)	-4,1

Наибольший теплоток в ложе имеет место примерно за 1,5 месяца до наивысшей температуры воды и приурочен к маю, июню и июлю. Наибольший теплоток из грунта приурочен к октябрю, ноябрю и декабрю. К январю ложе теряет почти все свои запасы тепла, и в течение трех зимних месяцев (январь, февраль, март) теплоотдача ложа чрезвычайно незначительна - от 2,48 до 0,67 ккал/м²час.

К началу апреля теплообмен меняет знак и в апреле тепловой поток направлен уже из воды в ложе. Второй раз тепловой поток меняет свой знак в конце сентября, когда температура воды еще сравнительно высока.

Для того, чтобы ясно представить себе значение зимнего теплообмена через плоскость дна на шугоносных реках, надо сопоставить его с напряжением теплообмена на свободной поверхности воды.

Автором было выполнено много определений зимней теплоотдачи с открытой поверхности шугоносного участка р. Сырь-Дарьи при температуре воздуха $\theta < 0^{\circ}\text{C}$.

Согласно этим подсчетам, зимняя теплоотдача открытой водной поверхности в Фархадской долине находится в среднем в пределах $160 \text{ ккал/м}^2\text{час}$, при крайних значениях $118,6$ и $235 \text{ ккал/м}^2\text{час}$. Таким образом, зимняя теплоотдача скелета ложа шугоносной реки составляет в среднем $(2,6 : 160) \times 100 = 1,6\%$, падая до $0,6\%$ и повышаясь до 3% .^{1/}

Эти цифры не являются общими, но они характерны для районов Средней Азии и Кавказа, где особенно часты незамерзающие горные реки.

Тепло, поступающее из ложа реки, частично израсходуется на подтаивание шуговых облаков снизу, а теплоотдача с открытой водной поверхности будет компенсироваться шугообразованием.

§ 4. Теплообмен замерзающих рек с ложем

Теплообмен с ложем замерзающих рек представляет особый интерес, так как подавляющее большинство наших рек принадлежит именно к этому виду. Для того чтобы определить теплообмен подобных рек с ложем, ниже рассмотрен пример, который очень близок к термическому режиму Волги в районе Горького в ее бытовом состоянии.

Термические режимы замерзающих и шугоносных рек настолько сходны, что, если не сделано никаких пояснений, то по годовому ходу температур их трудно отличить. В этих обоих видах рек летняя температура обнаруживает одинаковый ход, а зимняя температура держится примерно на 0°C в течение ряда месяцев.

Только в микроразрезе можно отличить зимний термический режим замерзающих рек от шугоносных. Это отличие основано на том, что на замерзающих реках нулевые температуры зимой выражены более устойчиво, а на шугоносных реках в периоды оттепелей температура поднимается выше нуля. Другое отличие зимней температуры шугоносных рек от температуры замерзающих заключается в том, что на шугоносных реках часто наблюдается переохлаждение воды на большом протяжении реки, тогда как на замерзающих реках переохлаждение воды наблюдается только в полыньях.

Что же касается температурного поля в ложе и тепловых потоков через дно, то они будут иными, так как определяются физико-термическими характеристиками ложа. Ложе шугоносных рек чаще

^{1/} При большой балльности шугохода относительная зимняя теплоотдача скелета ложа увеличится. Например, при 5-балльном шугоходе относительная теплоотдача скелета ложа увеличится в 2 раза.

всего сложено валунниками, а ложе замерзающих рек в среднем течении - галечниками и крупнозернистыми песками, а в устьевых участках - очень мелкозернистыми песками или даже илами.

Для галечников и разнозернистых песков можно принять следующие примерные значения расчетных коэффициентов, как для речного аллювия: $\alpha_2 = 2,5 \text{ м}^2/\text{час}$, $\lambda_2 = 1,4 \text{ ккал/м час}^\circ\text{С}$, $\gamma_2 = 0,381$.

В табл.6 дан наблюдаемый и рассчитанный годовой ход температуры дна, иллюстрированный на рис.7.

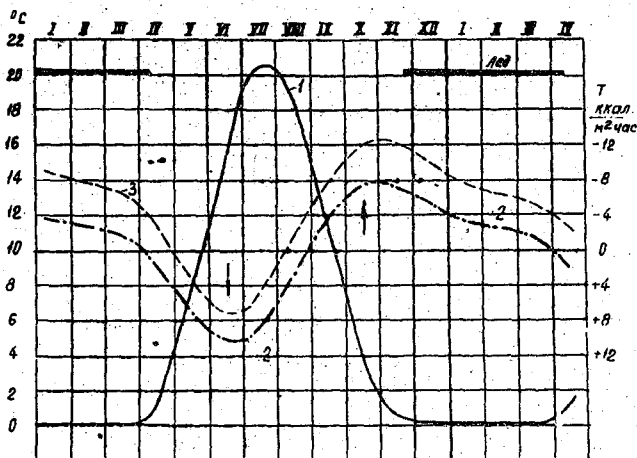


Рис. 7. ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕПЛОБМЕН С ЛОЖЕМ РАВНИННОЙ ЗАМЕРЗАЮЩЕЙ РЕКИ

1—годовой ход температуры воды, 2—годовой ход теплообмена со скелетом ложа, 3—то же с учетом грунтового питания.

Расчетное уравнение для температуры дна реки и поверхности имеет вид

$$t_0 = 6,52 + 9,95 \cos(\omega\tau + 143^\circ 37') + 3,95 \cos(2\omega\tau + 285^\circ 54') + 0,297 \cos(3\omega\tau + 116^\circ). \quad (13)$$

Температурное поле в ложе было вычислено по уравнению (2) и представлено на рис.8 и в табл.7.

Теплообмен с ложем по уравнению (5) дан в сводной табл.8; графически теплообмен представлен на рис.7.

Из рассмотрения этих материалов прежде всего видно, что ложе реки прогревается очень мало. Например, на глубине 6 м под дном реки годовая амплитуда температуры составляет всего около $\pm 1,05^\circ$. На глубине 10 м годовая амплитуда температуры равнинной реки составляет всего $\pm 0,22^\circ\text{С}$, т.е. величину, практически очень близкую к нулю. Можно ориентировочно считать, что при одинаковых условиях годовой ход температуры в ложе горных рек затухает на глубине около 15 м, а в ложе равнинных рек - на глубине около 10 м.

Таблица 6

Температура замерзающей реки

Месяц	Температура		Месяц	Температура	
	наблюденная	рассчитанная		наблюденная	рассчитанная
I	0	0,19	УП	20,3	20,49
II	0	0,28	УШ	18,2	18,26
III	0	(-0,22)	IX	11,5	11,1
IV	1,5	1,43	X	3,5	3,97
V	7,6	7,46	XI	0,4	0,7
VI	15,3	15,72	XII	0	0,58

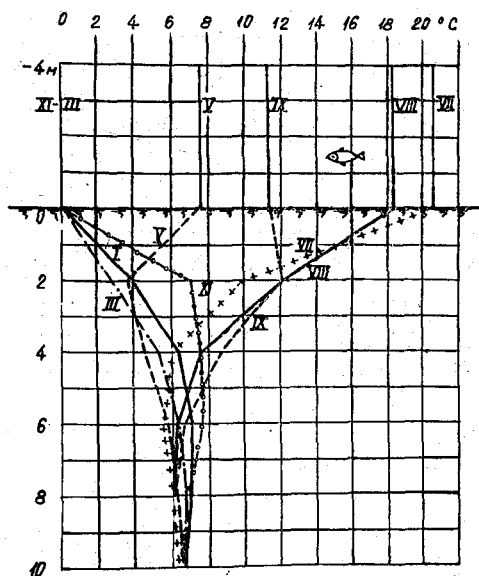


Рис. 8. ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ В ЛОЖЕ ЗАМЕРЗАЮЩЕЙ РАВНИННОЙ РЕКИ

Таблица 8

Теплообмен с ложем замерзающей реки (в ккал/м²час)

Месяц	T	Месяц	T	Месяц	T
I	-3,36	V	+6,92	IX	-3,74
II	-2,52	VI	+10,13	X	-7,03
III	-1,42	УП	+8,45	XI	-6,81
IV	2,03	УШ	-2,50	XII	-5,02

Таблица 7

Температурное поле в ложе замерзающей реки

Расстояние от дна, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годовая амплитуда	
													°C	%
0	(0)	(0)	(0)	1,43	7,76	15,72	20,49	18,26	11,1	3,97	(0)	(0)	±10,25	100
2	3,82	3,39	2,56	2,68	3,57	6,29	9,88	12,23	12,01	9,70	6,88	3,88	± 4,84	47,2
4	6,34	5,64	5,15	4,72	4,48	4,85	6,03	7,59	8,77	9,00	7,48	7,31	± 2,26	22
6	7,11	6,72	6,32	5,99	5,67	5,50	5,62	6,33	6,78	7,35	7,61	7,48	± 1,05	10,2
8	6,99	6,89	6,73	6,54	6,35	6,11	6,04	6,05	6,24	6,52	6,80	6,96	± 0,47	4,6
10	6,69	6,73	6,72	6,66	6,58	6,48	6,38	6,31	6,29	6,35	6,47	6,59	± 0,22	2,1
15	6,49	6,50	6,50	6,53	6,55	6,55	6,55	6,54	6,54	6,51	6,49	6,49	± 0,03	0,3

В этом сказывается влияние различного литологического состава ложа равнинных (замерзающих) и горных (шугоносных) рек.

Однако, так как обычно вода горных рек нагревается летом меньше, чем равнинных рек, то влияние меньшей теплопроводности ложа равнинных рек сглаживается и даже исчезает. Поэтому, если сравнить теплообмен с ложем замерзающей (равнинной) и реальной шугоносной (горной) реки, например рек Волги и Терс (рис. 7 и 5), то окажется, что пик теплообмена с ложем Волги (10,13 ккал/м²час) будет больше пика теплообмена Терс (5,14 ккал/м²час). Здесь явно оказывается большая зависимость напряжения теплообмена от температуры воды, чем от теплопроводности ложа.

Представляют интерес следующие вопросы:

а) какой должен быть температурный градиент в воде, чтобы пропустить тепловой поток из ложа через водную среду к ледяному покрову; б) какое влияние оказывает этот тепловой поток на температуру воды и в) какова величина подтаивания ледяного покрова, обусловленного этим тепловым потоком?^{1/}

Если обозначить напряжение теплового потока из ложа к ледяному покрову через T ккал/м²час и теплопроводность воды, как и раньше, через λ , ккал/м²час⁰С, то из хорошо известного уравнения

$$T = -\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \quad (14)$$

можно легко получить искомый градиент температуры.

В рассматриваемом случае можно считать тепловой поток из ложа реки к ледяному покрову установившимся или очень медленно изменяющимся. Определив искомый температурный градиент и учитывая, что с точки зрения макрофизики температура слоя воды, омывающего нижнюю поверхность ледяного покрова, равна 0⁰С, можно определить температурное состояние водной среды и температуру на любой глубине и у дна. Что касается определения подтаивания ледяного покрова, то величину его можно получить из следующего простого уравнения:

$$\Delta h = \int_{t_1}^{t_2} T dt \frac{1}{\rho_l} \approx \sum T_i \Delta t \frac{1}{\rho_l} \text{ см}, \quad (15)$$

где Δh - искомая величина подтаивания ледяного покрова;

T - переменное по времени напряжение теплового потока;

T_i - постоянное в течение Δt напряжение теплового потока;

t - время; Δt - отрезок времени, в течение которого напряжение теплового потока можно принять постоянным; ρ_l - скрытая

^{1/} Процесс образования и нарастания ледяного покрова здесь подробно не рассматривается.

теплота кристаллизации воды ≈ 80 ккал/кг; ρ - плотность кристаллического льда ≈ 920 кг/м³.

Для решения первого вопроса можно ориентировочно с некоторым запасом принять наибольшее расчетное напряжение зимнего теплового потока $T = 10$ ккал/м²час по декабрю.

Тогда, задаваясь различными значениями коэффициента теплопроводности водной среды λ_1 , можно составить табл. 9 искомых температурных градиентов.

Таблица 9

Значения температурных градиентов

λ_1	v	$\frac{\partial t}{\partial x}$ °C/м
10	0,01 см/сек.	1
100	0,1 "	0,1
500	5 "	0,02
1000	7 "	0,01
10 000	0,5 м/сек.	0,001
50 000	2 "	0,0002
100 000	3 "	0,0001
и т.д.		

П р и м е ч а н и е: Значения λ_1 определены по формуле В.М.Маккавеева.

Из этой таблицы видно, что на горных реках, которые можно характеризовать значениями $\lambda_1 \geq 50 000$, для того чтобы пропустить из ложа даже такое преувеличенное количество тепла, как 10 ккал/м²час, при зеркале, покрытом сплошным шуговым ковром, достаточен градиент порядка 0,0002°C/м и меньше.

Таким образом, если глубина горной реки составляет 1 м, то разность температур у дна и у поверхности составит $\Delta t = 0,0002^\circ\text{C}$; при глубине 2 м $\Delta t = 0,0004^\circ\text{C}$. Эти разности вполне отвечают тем данным, которые дают наблюдения в природе (например, зимние наблюдения Ленгидэпа), и показывают, что на горных реках разность температур у дна и у поверхности с трудом обнаруживается даже точными микротермометрами.

На равнинных замерзающих реках, для которых можно принять $\lambda_1 \geq 10 000$, разность температур у поверхности и у дна будет значительно больше, тем более что и глубина равнинных рек больше. Например, для равнинной реки глубиной 4, 8 и 10 м перепад температур дно-поверхность составит соответственно 0,004, 0,008 и 0,01°C, что также вполне реально. При наличии интенсивного грунтового питания реки, обогревающего одновременно и ложе, этот перепад температур может увеличиться в 2-3 раза, как это, например, имеет место в среднем течении р.Оби, по наблюдениям Ленгидэпа.

Даже в устьях крупных равнинных рек при глубине 10 м и скоростях ≈ 5 см/сек. необходимый перепад температур составит все-

го $0,2^{\circ}\text{C}$ ($\lambda_1 = 500 \text{ ккал/м час}^{\circ}\text{C}$; $\frac{\partial t}{\partial x} = 0,02^{\circ}\text{C/м}$). Только при дальнейшем снижении скоростей течения до долей сантиметра в секунду, т.е. при перерождении устьев рек в озера или водохранилища, наблюдаются более значительные градиенты и перепады температур и возникает термическое расслоение водных масс.

Эти данные свидетельствуют о том, что речные потоки свободно пропускают зимний тепловой поток из ложа к нижней поверхности ледяного покрова. При этом нагревание водной массы столь незначительно, что практически им можно пренебречь. Этот вывод относится и к шугоносным рекам, покрытым сплошным шуговым ковром.

Для определения величины подтаивания льда составлена табл.10, в которой подтаивание дано для различного напряжения теплового потока и различной продолжительности - от 1 до 4 месяцев.

Таблица 10

Напряжение теплового потока, ккал/м ² час	Расход тепла в месяц, ккал/м ² мес.	Слой растаявшего льда Δh см	
		в 1 месяц	в 4 месяца
1	720	0,98 $\approx$ 1	4
2	1440	2	8
3	2160	3	12
4	2880	4	16
5	3600	5	20
6	4320	6	24

Для рассмотренного выше примера замерзающей реки слой растаявшего льда определяется следующим подсчетом:

$$\Delta h = \frac{1}{0,92 \cdot 80} \cdot \frac{1000}{100^2} \cdot 30 \cdot 24 (6,81 + 5,02 + 3,36 + 2,52 + 1,42) \approx 18,7 \text{ см.}$$

Интересно сопоставить этот результат с фактическими наблюдениями в природе подтаивания льда на реке. Такая работа была выполнена на р.Оке на Новинской гидрологической станции [5].

На основании рассмотрения опытных данных по наблюдениям за стаиванием ледяного покрова на Оке у Новинки В.В.Пиотрович приходит к заключению, что в течение всей зимы должен стоять слой льда от 18 до 22 см. Эта величина весьма близка к той, которая получена приведенным выше теоретическим расчетом. Полного совпадения этих цифр ожидать, конечно, нельзя, так как стаивание льда изменяется от года к году, а, кроме того, термический режим Оки у Новинки и Волги в районе Горького не вполне идентичен; гидрологический режим их также различен.

Таким образом, расчетом подтверждается, что подтаивание льда на реках за счет теплового потока со дна может достигать довольно значительных размеров. Однако в природе подтаивание ледяного покрова на реках может быть еще больше за счет дополнительных

влияний, из которых главнейшими являются: грунтовое питание, пераход механической энергии течения воды в тепловую, размывающее влияние течения воды.

§ 5. Влиянии грунтового питания

Рассмотренный выше теплообмен водных потоков с ложем был определен в условиях отсутствия грунтового питания и инфильтрации в ложе. Однако такие водные объекты не встречаются в природе. Реки и озера всегда или питаются грунтовыми водами, или инфильтруют свои воды в ложе. Только как частный случай можно представить себе участок реки и озера, совершенно лишенные как положительного, так и отрицательного грунтового питания. Хорошо известно также, что в наших географических широтах относительная доля грунтового питания увеличивается зимой, так как в этот период года уменьшается водоносность и уровень рек и снижается горизонт озер и водохранилищ, тогда как отметка грунтовых вод сохраняется почти неизменной в течение года. Так как температура грунтовых вод почти постоянна в течение года и всегда значительно выше 0°C , то чаще всего положительное грунтовое питание летом охлаждает поверхностные воды суши, а зимой обогревает их. При отрицательном грунтовом питании, в особенности в районе карста картина будет обратная: инфильтруясь в грунт, поверхностные воды летом согревают скелет ложа и предохраняют водный поток от охлаждения, а зимой лишают его обогревающего влияния теплых грунтовых вод. Более подробно тепловое влияние грунтового питания было рассмотрено автором в работе [6], здесь же достаточно будет отметить, что во многих случаях грунтовое питание в 2 раза и больше увеличивает зимой теплоотдачу ложа по сравнению с теплоотдачей скелета грунта, вычисленной теоретическим путем. Во многих случаях обогревающее влияние положительного грунтового питания в форме выхода теплых родников в русло реки или в ложе озера непосредственно наблюдается без сложных исследований.

Если для рассмотренной выше замерзающей реки принять для примера напряжение обогревающего влияния грунтового питания в среднем за год $4 \text{ ккал/м}^2\text{час}$, уменьшающимся летом до 3 и увеличивающимся зимой до $5 \text{ ккал/м}^2\text{час}$, то в первом приближении полный теплообмен водных масс с ложем будет иметь вид, как это показано на рис. 7 кривой 3. При этом зимняя теплоотдача ложа возрастет до $12 \text{ ккал/м}^2\text{час}$, а летний теплообмен упадет до $7 \text{ ккал/м}^2\text{час}$.

Одним из видов охлаждающего влияния отрицательного грунтового питания рек (инфильтрации в русло) служат так называемые перемержающие реки, хорошо известные гидрологам. Обычно перемержающие реки приурочены к карстовым районам и к местам мощных галечниковых отложений.

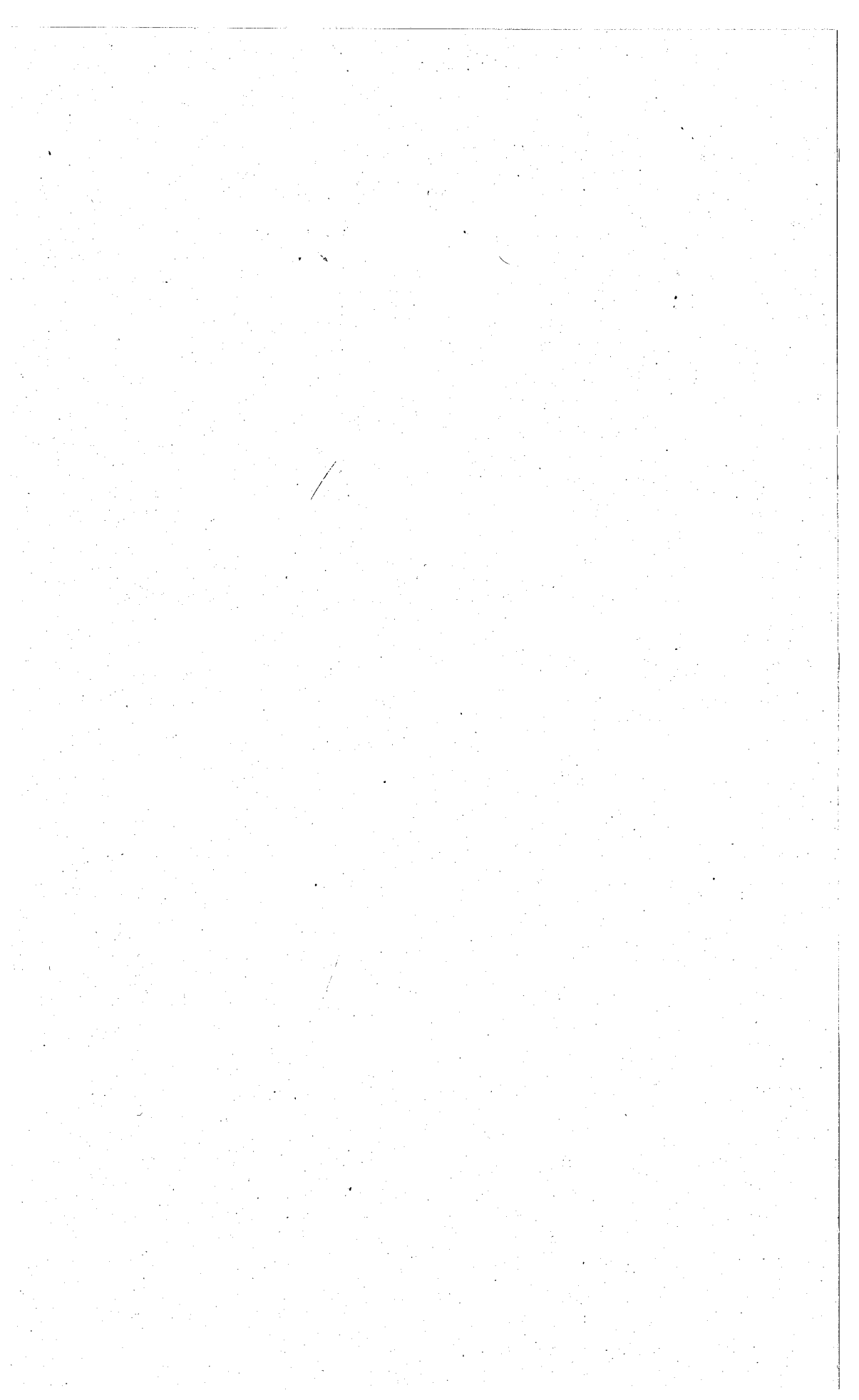
Оценка обогревающего влияния грунтового питания весьма затруднительна и пока не поддается расчету. Для выявления его в настоящее время можно пользоваться методом сопоставления с объектом-аналогом на основании полевых гидрогеологических изысканий.

Во всяком случае, при исследовании термических режимов рек и озер необходимо обращать самое серьезное внимание на вид и интенсивность их грунтового питания.

Л и т е р а т у р а

1. Б е р г В.А. Влияние глубины и скоростей течения водных объектов на общее термическое состояние водной среды и ложа. См. в настоящем сборнике.
2. Ш у б и н Е.П. Новые данные о теплопроводности грунтов. Изв.ВТИ, № 3(101), 1935.
3. Б е з и к о в и ч Я.С. Приближенные вычисления. Гостехтеориздат. М.-Л., 1949.
4. У и т и к е р Э. и Р о б и н с о н Г. Математическая обработка результатов наблюдений. Гостехтеориздат, Л.-М., 1933.
5. П и о т р о в и ч В.В. О притоке тепла к нижней поверхности ледяного покрова. Труды ЦИП"а, вып. 2 (29), 1947.
6. Б е р г В.А. О влиянии грунтового питания водохранилищ на их температуру. Инф.сб.Ленгидэпа, № 15, 1959.
7. Б и б и к о в Д.Н. и П е т р у н и ч е в Н.Н. Ледовые затруднения на гидростанциях. Госэнергоиздат, 1950.
8. К р и ц к и й С.Н., М е н к е л ь М.Ф. и Р о с с и н с к и й К.И. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. Госэнергоиздат, 1947.

II. МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ СТОКА



В. Ф. КРЮКОВ

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРИИ ДИНАМИЧЕСКИХ ЦЕПЕЙ
К ОЦЕНКЕ ФОРМУЛ ЭМПИРИЧЕСКОЙ
ОБЕСПЕЧЕННОСТИ

Учет вероятной повторяемости расчетных гидрологических величин необходим при установлении степени надежности работы гидротехнических сооружений, возможности нарушений нормальных условий их эксплуатации и оценке экономической эффективности проектируемых сооружений.

В практике гидрологических расчетов эта задача осуществляется совмещением теоретической кривой распределения гидрологических величин с данными наблюдений. При построении эмпирических кривых обеспеченности для каждого члена наблюдаемого ряда определяется его обеспеченность по зависимости

$$P_m = f(m, n), \quad (1)$$

где P_m - обеспеченность m -го члена ряда; m - порядковые номера членов ряда, расположенных по убывающим величинам; n - число лет наблюдений.

Вычисление эмпирической обеспеченности обычно производится, как известно, по одной из следующих формул:

$$P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%, \quad (1 \text{ а})$$

$$P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%, \quad (1 \text{ б})$$

$$P_m = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100\%, \quad (1 \text{ в})$$

$$P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%. \quad (1 \text{ г})$$

По исследованиям Б.Н.Цингера [10] эти зависимости могут быть выражены обобщенной формулой эмпирической обеспеченности

$$P_m = \frac{m+0,5Z-1}{n+Z-1} \cdot 100\%. \quad (2)$$

При $Z = 1,0$ из формулы (2) получаем формулу (1 в), при $Z = 1,40$ - формулу (1 г), а при $Z = 2,0$ - формулу (1 б).

Формула (1 а) основана на определении частоты $\frac{m}{n}$, выраженной в процентах обеспеченности. Эта обеспеченность представляет пример случайной величины: ее значение зависит от случайных обстоятельств. Если число лет наблюдений n невелико, то обеспеченность может сильно измениться, когда мы вновь повторим нашу серию из n испытаний. Если выборка не многочисленна, т.е. если число лет наблюдений n невелико, то обеспеченность $\frac{m}{n} \cdot 100\%$ еще мало показательна. Поэтому формула (1 а) определяет истинную обеспеченность наблюдаемых величин только при условии полной репрезентативности наблюдаемого ряда. Чем больше число испытаний, т.е. число лет наблюдений, тем величина $P = \frac{m}{n} \cdot 100\%$ будет более точной оценкой истинной обеспеченности.

Формула (1в) заимствована из практики США и основана на замене ступенчатого графика эмпирической обеспеченности сглаженной кривой, проходящей через середины ступенек графика.

Наиболее обоснованной теоретически является формула (1 б), так как она непосредственно следует из теоремы умножения вероятностей при полной независимости членов и выражает среднюю величину истинных обеспеченностей отдельных n -летий в общей генеральной совокупности.

Исследованиями С.Н.Крицкого, М.Ф.Менкеля, Н.Н.Чегодаева и Г.А.Алексеева доказано, что формула (1 г) выражает медианные значения P_m для всех n -летий и поэтому заслуживает предпочтения перед всеми другими формулами. Более подробная характеристика формул эмпирической обеспеченности будет дана ниже при сравнении результатов, полученных по теории динамических цепей [6,7]. Отметим, что все вышеприведенные исследования рассматривают вопрос о целесообразности выбора той или иной формулы эмпирической обеспеченности на очень большой период времени, по существу равный бесконечности. Разработанная автором теория динамических цепей позволяет оценить способы расчета обеспеченностей на любой срок эксплуатации гидротехнического сооружения, с любой заранее задаваемой заблаговременностью расчета.

Постановка задачи в самом общем виде сводится к следующему. Пусть имеется система эмпирических обеспеченностей P_m , определенная по одной из вышеуказанных формул. Определим, какой будет порядковый номер m -го члена наблюдаемого ряда при $n + \mathcal{N}$ лет, где $\mathcal{N}$ - заблаговременность расчета, так, чтобы его эмпирическая обеспеченность не изменилась. Тогда плотность вероятности в нижнем доверительном интервале выразится суммой переходных вероятностей, т.е. зависимостью

$$P_{(n)} = \sum_{k_1=m}^{k_2} P_i, \quad (3)$$

а плотность вероятности в верхнем доверительном интервале

$$P_{(k)} = 1 - P_{(n)} \quad (4)$$

Практически задача сводится к определению K_2 , т.е. порядкового номера m -го члена за $n + N$ лет, и суммированию переходных вероятностей P_i по матрицам переходных вероятностей.

Рассмотрим решение задачи применительно к каждой из вышеуказанных формул эмпирической обеспеченности.

1. Эмпирические обеспеченности определяются по формуле вида $P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$.

Пусть наибольший расход воды ($m = 1$) при данном числе лет наблюдений n имеет обеспеченность P_1 . Каким членом ряда он будет при $n + N$ лет, так, чтобы его обеспеченность не изменилась, т.е. осталась равной P_1 ? Согласно поставленным условиям необходимо потребовать следующего равенства:

$$\frac{1}{n} \cdot 100 = \frac{m'}{(n+N)} \cdot 100,$$

где $m' = K_2$ - порядковый номер данного расхода в новом $(n+N)$ -м ряду.

Отсюда

$$K_2 = m' = \frac{n+N}{n} \quad (5)$$

Суммируя переходные вероятности от $K_1 = m = 1$ до $K_2 = \frac{n+N}{n}$, получим искомую плотность вероятности нижнего доверительного интервала.

Аналогично, для m -го члена ряда

$$K_2 = \frac{m(n+N)}{n} \quad (6)$$

Отметим, что согласно структуре формулы $P = \frac{m}{n} \cdot 100\%$ при заблаговременности расчета N , равной нулю, плотность вероятности в нижнем доверительном интервале равна 100%, по формуле $\frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\% \approx 70\%$, а по формуле $\frac{m-0,5}{n} \cdot 100\% = 50\%$. Поэтому при использовании двух последних формул физический смысл величины K_2 несколько видоизменяется. В самом деле, при заблаговременности расчета N , равной нулю, роль K_2 выполняет числитель, т.е. $K_2 = m - 0,3$ и $K_2 = m - 0,5$.

2. Эмпирические обеспеченности определяются по формуле вида

$$P_m = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%.$$

Для определения K_2 должно быть выполнено следующее равенство:

$$\frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100 = \frac{m' - 0,3}{(n+N) + 0,4} \cdot 100\%,$$

откуда

$$K_2 = m' - 0,3 = \frac{(m - 0,3)(n + 0,4)}{n + 0,4} \quad (7)$$

Аналогично этому для формулы $P_m = \frac{m - 0,5}{n} \cdot 100$ получим

$$K_2 = m' - 0,5 = \frac{(m - 0,5)(n + \mathcal{N})}{n}, \quad (8)$$

а применительно к формуле типа $P = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$

$$K_2 = m' = \frac{m(n + \mathcal{N} + 1)}{n + 1}. \quad (9)$$

При использовании зависимостей (7), (8), (9) очень часто получаются дробные величины, сумма переходных вероятностей при этом определяется путем интерполирования по матрице переходных вероятностей.

Описанный способ определения плотности вероятности в нижнем доверительном интервале практически применим только в диапазоне от $m = 1$ до $m = \frac{n}{2}$, так как только в этом диапазоне имеются матрицы переходных вероятностей.

Как показано в работе автора [6], матрицы переходных вероятностей в интервале от $m = \frac{n}{2}$ до $m = n$ являются перевернутым отображением соответствующих матриц в диапазоне от $m = 1$ до $m = \frac{n}{2}$. Так, последнему члену наблюдаемого ряда ($m = n$) соответствует матрица переходных вероятностей первого члена ряда, $m = n - 1$ соответствует матрица второго члена наблюдаемого ряда и т.д.

Вся разница при этом заключается в том, что изменяются только названия порядковых номеров K , в то время как переходные вероятности остаются теми же самыми. Так, при прямой матрице счет K происходит от $K = m$ до $K = m + \mathcal{N}$, а при обратной — от $K = m + \mathcal{N}$ до $K = m$, сами же величины переходных вероятностей и их последовательность в расположении остаются неизменными.

Поэтому в промежутке от $m = \frac{n}{2}$ до $m = n$ целесообразно производить расчет плотности вероятности в верхнем доверительном интервале. Плотность вероятности нижнего доверительного интервала определится соотношением

$$P_{(n)} = 1 - P_{(k)}. \quad (10)$$

Пределы суммирования переходных вероятностей при оценке плотности верхнего интервала определяются соотношением

$$K_2' = (n + \mathcal{N}) - K_2, \quad (11)$$

где K_2' — верхний предел суммирования переходных вероятностей m_i -го члена ряда в диапазоне от $m_i = \frac{n}{2}$ до $m_i = n$ при оценке плотности вероятности верхнего доверительного интервала; m_i — порядковый номер члена ряда в диапазоне от $\frac{n}{2}$ до n в отличие от парного ему члена ряда m в интервале от $m = 1$ до $m = \frac{n}{2}$; $\mathcal{N}$ — заблаговременность расчета; K_2 — верхний предел суммирования m_i -го члена ряда в промежутке от $m_i = \frac{n}{2}$ до $m_i = n$ при оценке плотности нижнего интервала.

Нижний предел суммирования переходных вероятностей при оцен-

ке плотности вероятности верхнего доверительного интервала в диапазоне от $m_1 = \frac{n}{2}$ до $m_1 = n$ определяется соответствующим ему парным нижним пределом при оценке плотности нижнего доверительного интервала в промежутке от $m = 1$ до $m = \frac{n}{2}$, т.е.

$$K'_1 = K_1 = m, \quad (12)$$

где m - порядковый номер члена ряда в диапазоне от $m = 1$ до $m = \frac{n}{2}$, для которого имеется непосредственная матрица переходных вероятностей.

Поясним способы оценки плотности вероятности на конкретном примере.

Пусть число лет наблюдений $n = 50$, заблаговременность расчета $N = 100$ лет. Какова плотность вероятности в нижнем и верхнем интервалах второго и парного ему 49-го члена ряда за период $(n + N)$ лет?

1. Нижний предел суммирования переходных вероятностей

$K_1 = K'_1 = m = 2$ согласно формулы (12).

2. Верхний предел суммирования при определении плотности нижнего доверительного интервала по формулам (6), (7), (8), (9) для второго члена ряда равен:

$$K_2 = \frac{m(n+N)}{n} = \frac{2 \cdot 150}{50} = 6,$$

$$K_2 = \frac{(m - 0,3)(n + N + 0,4)}{n + 0,4} = \frac{1,7 \cdot 150,4}{50,4} = 5,07,$$

$$K_2 = \frac{(m - 0,5)(n + N)}{n} = \frac{1,5 \cdot 150}{50} = 4,5,$$

$$K_2 = \frac{m(n + N + 1)}{n + 1} = \frac{2,0 \cdot 151}{51} = 5,92.$$

3. Определяем плотность вероятности нижнего доверительного интервала второго члена ряда при $n = 50$ заблаговременностью 100 лет, как сумму переходных вероятностей по матрице (см. в приложении):

$$P_{(H)} = \sum_{j=2}^6 P_{1j} = 0,10962 + 0,14813 + 0,14964 + 0,13393 + 0,11199 = 0,65331 \approx 65,3\% \quad [\text{по формуле (1 а)}],$$

$$P_{(H)} = \sum_{j=2}^{5,07} P_{1j} = 0,10962 + 0,14813 + 0,14964 + 0,13393 + 0,07(0,11199) = 0,54916 \approx 54,9\% \quad [\text{по формуле (1 г)}],$$

$$P_{(H)} = \sum_{j=2}^{4,5} P_{1j} = 0,10962 + 0,14813 + 0,14964 + 0,5(0,13393) = 0,47435 \approx 47,4\% \quad [\text{по формуле (1 в)}],$$

$$P_{(H)} = \sum_{j=2}^{5,92} P_{1j} = 0,10962 + 0,14813 + 0,14964 + 0,13393 + 0,92(0,11199) = 0,64435 \approx 64,4\% \quad [\text{по формуле (1 б)}].$$

4. Плотность вероятности верхнего доверительного интервала для второго члена ряда определится как

$$P_{(E)} = 1 - P_{(H)} = \begin{matrix} 34,7\% \\ 45,1\% \\ 52,6\% \\ 35,6\% \end{matrix}$$

5. Определим верхний предел суммирования для оценки плотности вероятности нижнего доверительного интервала 49-го члена ряда:

$$K_2 = \frac{m_1(n+N)}{n} = \frac{49 \cdot 150}{50} = 147,$$

$$K_2 = \frac{(m_1-0,3)(n+N+0,4)}{n+0,4} = \frac{48,7 \cdot 150,4}{50,4} = 145,83,$$

$$K_2 = \frac{(m_1-0,5)(n+N)}{n} = \frac{48,5 \cdot 150}{50} = 145,5,$$

$$K_2 = \frac{m_1(n+N+1)}{n+1} = \frac{49 \cdot 151}{51} = 145,08.$$

Как видно из приведенного примера, для непосредственного определения плотности нижнего доверительного интервала необходимо суммирование около 145 членов переходных вероятностей исчезающе малой величины. Вследствие очень малой величины эти переходные вероятности в матрицах не помещены.

Более просто определяется плотность вероятности верхнего доверительного интервала.

6. Верхний предел суммирования переходных вероятностей для 49-го члена ряда при этом находится по зависимости (11) :

$$K_2 = (n + N) - K_2,$$

$$K_2' = 50 + 100 - 147 = 3,$$

$$K_2' = 150 - 145,83 = 4,67,$$

$$K_2' = 150 - 145,5 = 4,5,$$

$$K_2' = 150 - 145,08 = 4,92.$$

7. Нижний предел суммирования вероятностей остается тем же самым, что и для парного ему второго члена ряда, т.е. $K_1' = K = m$.

8. Плотность вероятности верхнего доверительного интервала 49-го члена ряда определяется суммой переходных вероятностей по матрице парного ему второго члена ряда:

$$P_{(6)} = \sum_{j=2}^3 P_{(6)} = \sum_{K_1'}^{K_2} P_j,$$

$$P_{(6)} = \sum_{j=2}^3 P_j (m=2) = 0,10962+0,14813=0,25775, \text{ или } 25,7\%,$$

$$P_{(6)} = \sum_{j=2}^3 P_j = 0,10962+0,14813+0,14964+0,67(0,13393) = 0,49712 \approx 49,7\%,$$

$$P_{(6)} = \sum_{j=2}^{4,5} P_j = 0,10962+0,14813+0,14964+0,5(0,13393) = 0,47435 \approx 47,4\%,$$

$$P_{(6)} = \sum_{j=2}^{4,92} P_j = 0,10962+0,14813+0,14964+0,92(0,13393) = 0,53060 \approx 53,1\%$$

В формуле (11) величина $n+N$ является 100%-ной верхней доверительной границей только для наименьшего расхода воды ($m_1=n$). Для всех других расходов воды 100%-ная верхняя доверительная граница выражается через $m+N$, где m - порядковый номер члена ряда, N - заблаговременность расчета.

Поэтому естественно считать, что формула (11) применима для нахождения верхнего предела суммирования только последнего члена ряда по соответствующей ей матрице переходных вероятностей первого члена ряда. Для всех других порядковых номеров членов ряда m_i верхний предел должен определяться формулой

$$K_2 = (m_i + N) - K_1, \quad (13)$$

где m_i - порядковый номер расхода в диапазоне от $m = \frac{n}{2}$ до $m = n$.

Нетрудно убедиться, что, несмотря на различие пределов суммирования, определяемых формулами (11) и (13), плотность вероятности по обоим способам оказывается одинаковой. Разница заключается лишь в том, что меняется только наименование пределов суммирования, а не сама плотность. При расчете по формуле (11) получаем пределы суммирования, выраженные в величинах $K = m + j$, где K - порядковый номер члена в новом $(n + N)$ - летнем периоде, m - порядковый номер этого расхода за период наблюдений n , j - число превышений данного расхода за период заблаговременности N лет.

Зависимость (13) выражает пределы суммирования в зависимости от числа членов ряда, разложенных по формулам динамических цепей.

Для иллюстрации этого положения приводится начало матрицы переходных вероятностей второго члена ряда заблаговременностью расчета $N = 100$ лет и $n = 50$ лет.

Таблица 1

Порядковый номер расхода в $(n + N)$ -летнем ряду $K = m + j$	2	3	4	5	6
Число превышений j	0	1	2	3	4
Переходные вероятности P_j	0,10962	0,14813	0,14964	0,13393	0,11199
Число членов разложенного ряда	1	2	3	4	5

Соответствующая матрица переходных вероятностей парного 49-го члена ряда представляется в виде:

Таблица 2

Порядковый номер расхода в $(n + N)$ -летнем ряду $K = m + j$	149	148	147	146	145
Число превышений j	100	99	98	97	96
Переходные вероятности P_j	0,10962	0,14813	0,14964	0,13393	0,11199
Число членов разложенного ряда	1	2	3	4	5

Как видно из приведенных матриц, разница между ними заключается в том, что изменяются наименования величин K , в то время как сами переходные вероятности остаются теми же самыми.

Выше был приведен пример расчета плотности вероятности в верхнем доверительном интервале 49-го члена ряда по формуле (11). Произведем расчет пределов суммирования по зависимости (13)

$$K_2' = (m_i + N) - K_2,$$

где K_2 рассчитаны в пункте 5 приведенного выше расчета:

$$K_2' = 49 + 100 - 147 = 2,$$

$$K_2' = 149 - 145,33 = 3,67,$$

$$K_2' = 149 - 145,5 = 3,5,$$

$$K_2' = 149 - 145,08 = 3,92.$$

Сравнивая вычисленные K_2' с приведенной выше матрицей переходных вероятностей 49-го члена ряда, нетрудно видеть, что они отражают число членов разложенного ряда и одновременно являются порядковыми номерами расхода согласно матрицы переходных вероятностей парного ему второго члена ряда, т.е. одновременно являются пределами суммирования, вычисленными по формулам (11) и (12).

Таким образом, плотность вероятности не изменяется, независимо от способа расчета пределов суммирования.

На рис.1-5 представлены результаты расчета плотности вероятности для различных формул эмпирической обеспеченности.

Рисунок 1 отражает плотность вероятности нижнего доверительного интервала для наибольшего наблюдаемого расхода воды ($m = 1$) в зависимости от типа формулы расчета эмпирической обеспеченности $P = f(m, n)$, числа лет наблюдений n и заблаговременности расчета N лет, т.е.

$$P_m = f(p, n, N).$$

Результаты расчета для формулы $P = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$ на графике не приводятся, так как плотность вероятности нижнего доверительного интервала для этой формулы практически мало отличается от плотности вероятности для формулы $P = \frac{m}{n} \cdot 100\%$. Ниже приводится сравнительная таблица плотности вероятности по обеим формулам (табл.3).

Как видно из таблицы, наибольшие отклонения плотности вероятности наблюдаются при малом числе лет наблюдений n и большой заблаговременности расчета N лет. С увеличением числа лет наблюдений разница уменьшается.

На рис.2 представлена плотность вероятности верхнего доверительного интервала наименьшего наблюдаемого расхода воды ($m = n$) для формулы $P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$, а на рис.3 - соответствующая плотность для формулы $P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$.

На рис.4-5 показаны изменения плотности вероятности в зависимости от порядкового номера члена ряда m и способа расчета эмпирической обеспеченности при заблаговременности расчета

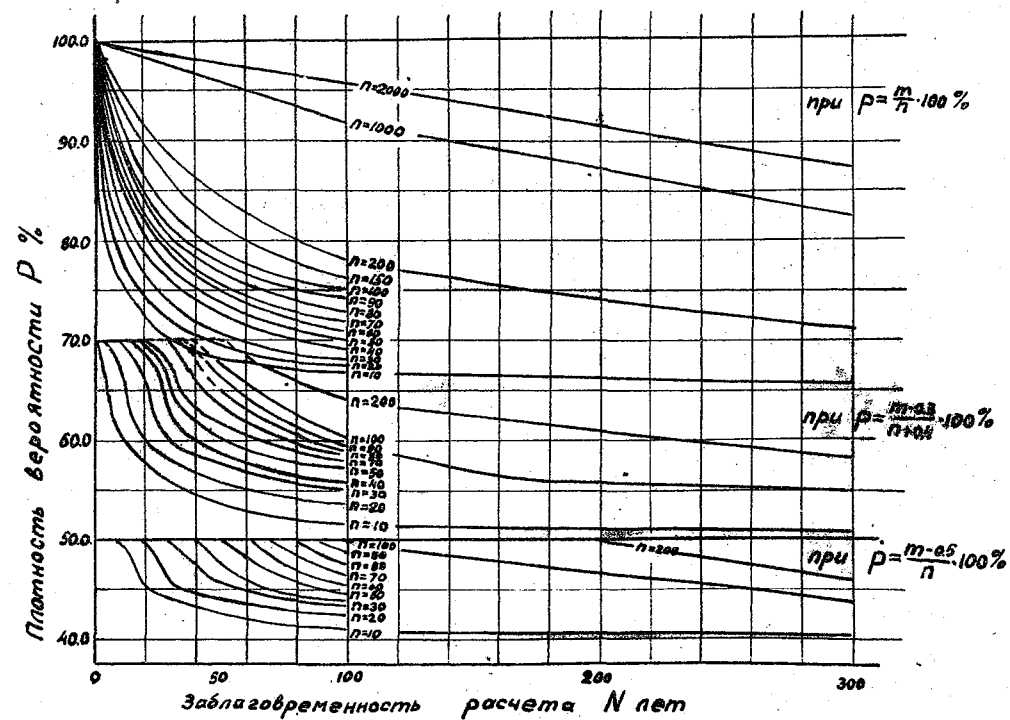


Рис. 1. ПЛОТНОСТЬ ВЕРОЯТНОСТИ НИЖНЕГО ДОВЕРИТЕЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА ПЕРВОГО ЧЛЕНА НАБЛЮДЕННОГО РЯДА ($m=1$)

Таблица 3
Сравнительная таблица плотности вероятности нижнего
доверительного интервала первого члена ряда

Число лет наблюдений	Тип формулы эмпирической обеспеченности	Заблаговременность расчета N лет						
		2	5	10	20	50	100	300
10	$P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$	0,863	0,791	0,763	0,698	0,681	0,667	0,656
	$P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$	0,861	0,775	0,739	0,670	0,650	0,636	0,625
20	$P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$	0,918	0,842	0,782	0,718	0,695	0,674	-
	$P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$	0,917	0,840	0,776	0,708	0,682	0,657	-
30	$P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$	0,941	0,875	0,811	0,754	0,704	0,681	-
	$P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$	0,940	0,874	0,808	0,750	0,690	0,673	-

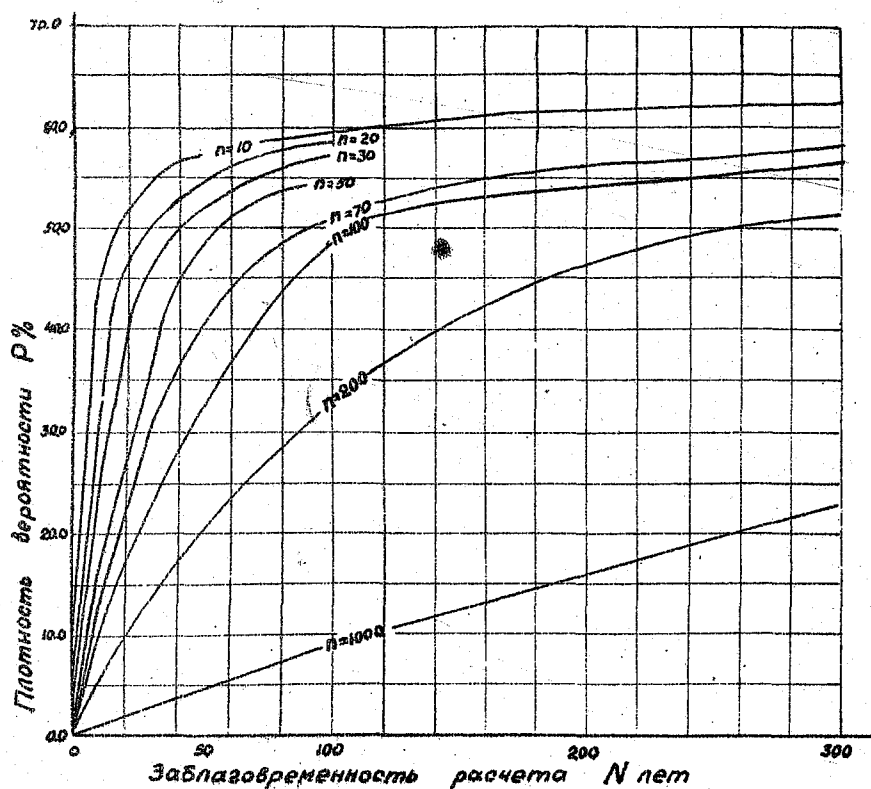


Рис. 2. Плотность вероятности верхнего доверительного интервала последнего члена наблюдаемого ряда ($m = n$) при $p = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$

$N = 100$ лет.

Произведем анализ приведенных графиков применительно к различным способам расчета эмпирической обеспеченности.

1. Эмпирическая обеспеченность определяется по формуле

$P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$. Результаты вычислений при разном числе лет наблюдений n показывают, что наибольший расход воды (см. рис. 1) имеет в нижнем доверительном интервале плотность вероятности, зависящую от заблаговременности расчета и числа лет наблюдений n . При заблаговременности расчета $N = 0$, т.е. когда $n + N = n$, плотность вероятности нижнего доверительного интервала равна 100% при всех n . При увеличении заблаговременности расчета плотность вероятности P_m уменьшается и стремится к пределу, равному примерно 65%. Этот предел достигается при заблаговременности расчета, превышающей число лет наблюдений не менее чем в 30 раз, т.е.

$$P_m \approx 65\% \text{ при } N \geq 30n.$$

При большом числе лет наблюдений n этот предел, таким образом, достигается при проектировании сооружения на промежуток времени, близкий к бесконечности. Другими словами, наибольший расход воды, наблюдаемый за рассматриваемый n -летний период, среди других возможных величин наибольших расходов воды характеризуется повышенной надежностью, изменяющейся в пределах от 100% при нулевой заблаговременности расчета до 65% при $N \geq 30n$. Иными словами, при заблаговременности расчета $N \geq 30n$ примерно 65% всех наибольших расходов воды (65% всех других n -летних периодов) будут иметь эмпирические обеспеченности меньшие, чем обеспеченность первого члена ряда, рассчитанная по формуле $P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$ для рассматриваемого n -летнего периода.

Верхний предел суммирования переходных вероятностей при определении плотности в нижнем доверительном интервале для последнего члена ряда ($m = n$) согласно зависимости (6) определится как

$$K_2 = \frac{m(n+N)}{n} = n + N.$$

Поскольку величина $n + N$ является 100%-ной верхней доверительной границей последнего члена ряда и одновременно верхним пределом суммирования вероятностей в нижнем доверительном интервале, то плотность вероятности в нижнем доверительном интервале равна 100%. Иначе, при любом числе лет наблюдений n , независимо от заблаговременности расчета N , все 100% наименьших расходов воды, возможных за все другие n -летия, будут иметь эмпирические обеспеченности меньшие, чем обеспеченность последнего члена ряда рассматриваемого n -летия, вычисленная по формуле $P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$ ($P_m = 100\%$).

Очевидно, что надежность наименьшего расхода воды увеличивается с понижением его эмпирической обеспеченности и характеризуется в промежутке от $m = \frac{n}{2}$ до $m = n$ плотностью вероятности верхнего доверительного интервала в отличие от диапазона от

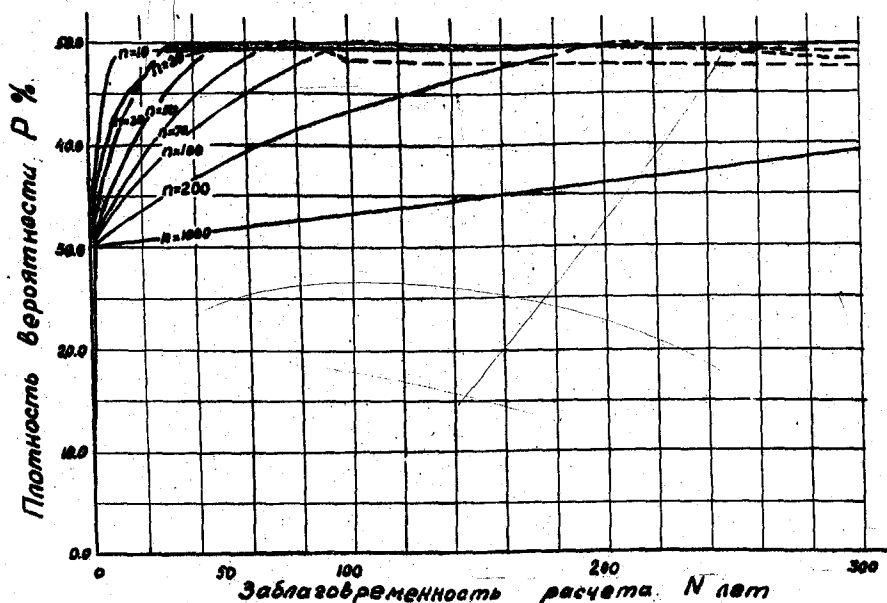


Рис. 3. ПЛОТНОСТЬ ВЕРОЯТНОСТИ ВЕРХНЕГО ДОВЕРИТЕЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА ПОСЛЕДНЕГО ЧЛЕНА НАБЛЮДЕННОГО РЯДА ($m=n$) при $p = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$.

$m = 1$ до $m = \frac{n}{2}$, где надежность выражается плотностью в нижнем доверительном интервале. По этой причине на рис.2-5 в промежутке от $m = \frac{n}{2}$ до $m = n$ представлены только плотности верхних доверительных интервалов.

Таким образом, надежность кривой обеспеченности, построенной по формуле $P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$, наибольшая для первого члена ряда, с уменьшением расхода воды (т.е. с возрастанием порядкового номера члена ряда) также уменьшается (см. рис.4-5) и достигает нулевого значения на нижнем конце кривой обеспеченности (при $m=n$).

Вследствие этого местоположение m -го члена ряда в поле клетчатки вероятности ($m=1, 2, \dots, n$) является нерепрезентативным и неоднородным в смысле охватываемой плотности вероятности, что приводит к ступенчатому графику эмпирической обеспеченности и несовпадению теоретической кривой обеспеченности с эмпирическими данными. Только расходы воды, близкие к медианному члену ряда ($m = \frac{n}{2}$), имеют, как это видно на рис.4-5, надежность, близкую к 50%. Иными словами, формула $P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$ отражает медианные значения обеспеченностей только для расходов воды с порядковым номером, близким к $m = \frac{n}{2}$.

Следствием этого является лучшее совпадение теоретической кривой обеспеченности в ее средней части с эмпирическими данными.

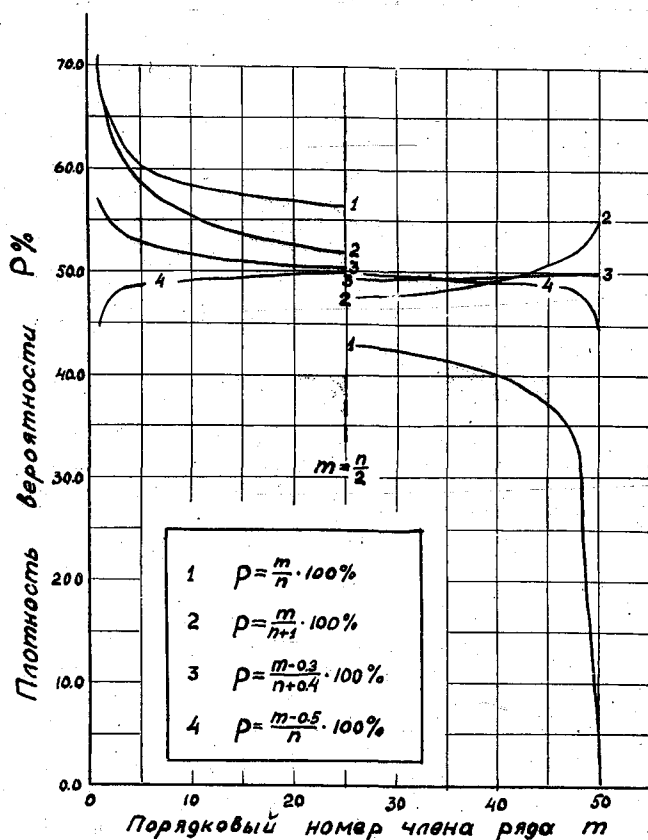


Рис. 4. ПЛОТНОСТЬ ВЕРОЯТНОСТИ НИЖНЕГО ДОВЕРИТЕЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА (в промежутке от $m=1$ до $m=\frac{n}{2}$) И ВЕРХНЕГО ДОВЕРИТЕЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА (от $m=\frac{n}{2}$ до $m=n$) ПРИ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТИ РАСЧЕТА $N=100$ ЛЕТ И ЧИСЛЕ ЛЕТ НАБЛЮДЕНИЙ $n=50$ ЛЕТ

Исходя из вышесказанного, следует признать, что применение формулы $P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$ с принципиальной стороны нецелесообразно в гидрологических расчетах в смысле неоднородности охватываемых ею плотностей вероятности, а также вследствие полного отсутствия надежности в нижнем конце эмпирической кривой обеспеченности ($m=n$).

2. Эмпирическая обеспеченность определяется формулой типа $P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$. Распределение плотности вероятности нижнего доверительного интервала наибольшего расхода воды ($m=1$) аналогично рассмотренному. При нулевой заблаговременности расчета плотность в нижнем интервале также равна 100%, при увеличении заблаговременности она уменьшается (см. табл. 3). При заблаговре-

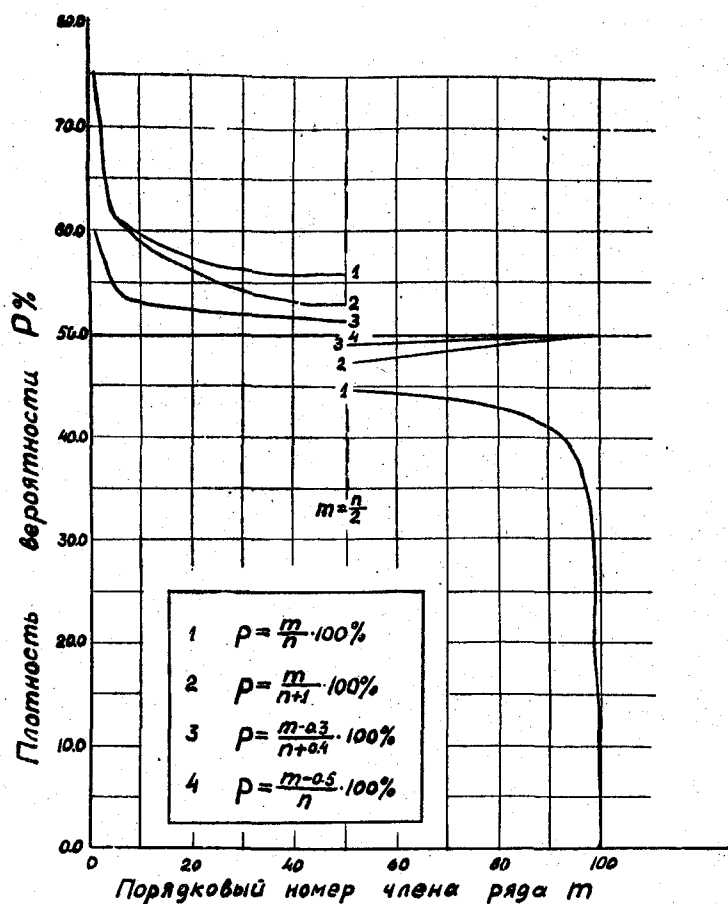


Рис. 5. ПЛОТНОСТЬ ВЕРОЯТНОСТИ НИЖНЕГО ДОВЕРИТЕЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА (в промежутке от $m=1$ до $m=\frac{n}{2}$) И ВЕРХНЕГО ДОВЕРИТЕЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА (от $m=\frac{n}{2}$ до $m=n$) ПРИ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТИ РАСЧЕТА $N=100$ ЛЕТ И ЧИСЛЕ ЛЕТ НАБЛЮДЕНИЙ $n=100$ ЛЕТ

менности расчета, превышающей число лет наблюдений не менее чем в 30 раз, надежность наибольшего расхода воды достигает своего предела, равного примерно. 62%, т.е.

$$P_{(n)} \approx 62\% \quad \text{при } N \geq 30 n.$$

Результаты вычисления плотности вероятности верхнего доверительного интервала наименьшего расхода воды (см.рис.2) показывают, что при равном числе лет наблюдений n надежность составляет 0,1-9,1% при нулевой заблаговременности расчета и повышается с увеличением заблаговременности.

При заблаговременности расчета, превышающей число лет наблюдений n не менее чем в 30 раз, надежность наименьшего расхода воды достигает своего наибольшего предела, примерно равного 62%, т.е.

$$P_{\text{г}} \approx 62\% \quad \text{при } N \gg 30 n.$$

Следовательно, при очень большой заблаговременности расчета $N \gg 30 n$ примерно 62% всех наибольших расходов воды и 62% всех наименьших расходов воды из всех возможных n -летий будут иметь эмпирические обеспеченности, меньшие, чем обеспеченность первого члена ряда, и большие, чем обеспеченность последнего члена ряда, рассчитанные по формуле $P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$. Надежность эмпирической кривой обеспеченности на обоих ее концах в этом случае одинаковая.

Плотность вероятности нижнего доверительного интервала наименьшего расхода воды, очевидно, равна

$$P_{(n)} = 100\% - 62\% = 38\%.$$

Можно отметить, что Г.А.Алексеевым [1] на основе теоремы умножения вероятностей независимых событий получены точно такие же величины "обеспеченностей", т.е.

$$P \approx 62\% \quad \text{и} \quad P_n \approx 38\%.$$

Формула, как указал Г.А.Алексеев, основана на предположении, что рассматриваемый n -летний период среди других n -летних периодов характеризуется повышенной обеспеченностью высоких расходов и пониженной обеспеченностью низких расходов.

Как уже было отмечено, при $N \gg 30 n$ надежность эмпирической кривой обеспеченности на обоих ее концах одинаковая и равна $\approx 62\%$. Что касается всех остальных m -х членов ряда, то надежность их уменьшается к середине ряда, где и достигает примерно 50%.

Таким образом, при заблаговременности расчета $N \gg 30 n$ местоположение m -го члена ряда в поле клетчатки вероятностей является более репрезентативным и однородным, чем по формуле $P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$, особенно в диапазоне изменений m от $m = \frac{n}{2}$ до $m = n$.

Теоретически доказано, что формула $P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$ выражает среднюю величину истинных обеспеченностей частных рядов, т.е. частных n -летий.

Исходя из результатов теории динамических цепей, следует привнести, что это положение справедливо только при очень большой заблаговременности расчета ($N \gg 30 n$).

При заблаговременности расчета $N < 30 n$ надежность эмпирической кривой обеспеченности зависит от числа лет наблюдений n и заблаговременности расчета N (см. рис. 1-2 и табл. 3), а также от порядкового номера члена ряда m (см. рис. 4-5). При уменьшении заблаговременности расчета ухудшается однородность и репрезентативность полученных обеспеченностей; надежность наибольших расходов воды при этом увеличивается, а наименьших - уменьшается, что приводит к эффекту, аналогичному для формулы $P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$.

Таким образом, применение в гидрологических расчетах формулы типа $P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$ может быть признано целесообразным только на очень большой срок будущей эксплуатации гидротехнического сооружения, превышающий число имеющихся лет наблюдений не менее чем в 30 раз, т.е. $N \geq 30n$.

Применение формулы при малой заблаговременности расчета ($N < 30n$) принципиально не оправдано.

3. Эмпирическая обеспеченность определяется формулой

$$P_m = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%.$$

Анализируя графики (1,3-5), видим, что рассматриваемая формула отличается от всех предыдущих меньшей амплитудой изменения надежностей в зависимости от заблаговременности расчета N и числа лет наблюдений n , что делает ее более показательной и более однородной.

Плотность вероятности (надежность) наибольшего расхода воды (рис.1) изменяется в пределах от 70% при нулевой заблаговременности расчета до 50% при заблаговременности расчета, превышающей число лет наблюдений n не менее чем в 30 раз. Другими словами, при очень большом сроке будущей эксплуатации гидротехнического сооружения, превышающем число лет наблюдений n не менее чем в 30 раз, примерно 50% всех наибольших расходов воды, возможных за все другие n -летия, будут иметь эмпирические обеспеченности меньшие и около 50% всех возможных наибольших расходов воды будут иметь эмпирические обеспеченности большие, чем обеспеченность наибольшего расхода воды за рассматриваемый n -летний период, рассчитанная по формуле $P_m = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%$. Такие же условия выполняются и для наименьшего расхода воды (см.рис.3), но при меньшей заблаговременности расчета, равной числу лет наблюдений, т.е.

$$\begin{aligned} P_1 &\approx 50\% && \text{при } N \geq 30n, \\ P_n &\approx 50\% && \text{при } N \geq n. \end{aligned}$$

Поскольку медианный член наблюдаемого ряда при любой заблаговременности расчета имеет плотности вероятности в обоих доверительных интервалах, очень близкие к 50%, то на основании вышесказанного можно утверждать, что при очень большой заблаговременности расчета, превышающей число лет наблюдений n не менее чем в 30 раз, формула $P_m = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%$ выражает медиану истинных обеспеченностей всех возможных расходов воды за все другие n -летия, т.е. $P_1 = P_2 = \dots = P_n \approx 50\%$, и поэтому для данной заблаговременности расчета формула $P_m = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%$ заслуживает предпочтения перед всеми другими формулами.

Отметим, что к такому же выводу приводят исследования С.Н.Крицкого, М.Ф.Менкеля, Н.Н.Чегодаева и Г.А.Алексеева, не ограничивая применение формулы к конкретной заблаговременности расчета и молчаливо предполагая применение полученной кривой обеспеченности к промежутку времени, по существу равному бесконечности.

При уменьшении срока будущей эксплуатации гидротехнического

сооружения от $N \geq 30n$ до $N \gg n$ (см. рис. 1, 3) правая часть эмпирической кривой обеспеченности от $m = \frac{n}{2}$ до $m = n$ по-прежнему отражает медиану истинных обеспеченностей, в то время как левая часть эмпирической кривой обеспеченности от $m = 1$ до $m = \frac{n}{2}$ имеет несколько повышенные обеспеченности, заключающие в своем нижнем доверительном интервале плотности вероятности в пределах от 50 до 62%. Иными словами, от 50 до 62% всех возможных расходов воды за все другие n -летия будут иметь эмпирические обеспеченности меньше, чем обеспеченности рассматриваемого n -летия, вычисленные для левой половины эмпирической кривой обеспеченности по формуле $P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$.

При заблаговременности расчета $N = 0,8n$ надежность наибольшего расхода воды за рассматриваемый n -летний период равна примерно 62% (см. рис. 1), а наименьшего расхода - менее 50% (рис. 3), что в некоторой степени является еще допустимым для гидрологических расчетов.

При дальнейшем уменьшении срока будущей эксплуатации гидротехнического сооружения, т.е. $N < 0,8n$, надежность наибольшего расхода воды еще более увеличивается, имея своим пределом 70% при нулевой заблаговременности расчета, а надежность наименьшего расхода уменьшается соответственно до 30%, что приводит к неоднородности m -х членов наблюдаемого ряда в поле клетчатки вероятности, а следовательно, и к неприменимости формулы $P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$ для малых заблаговременностей расчета.

Таким образом, формула $P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$ отражает медиану истинных обеспеченностей только при очень большой заблаговременности расчета $N \geq 30n$ и, строго говоря, является наилучшей из всех других формул для данной заблаговременности.

При заблаговременности расчета $N < 0,8n$ формула неприменима.

4. Эмпирическая обеспеченность определяется формулой

$$P_m = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100\%.$$

Как уже указывалось, формула перенесена из практики США и широко употреблялась среди советских гидрологов до 1948 г. В настоящее время применение этой формулы считается нецелесообразным, поскольку она дает заниженные обеспеченности. Однако этот вывод основан на предположении, что полученная кривая обеспеченности относится к промежутку времени, по существу близкому к бесконечности.

Теория динамических цепей позволяет значительно уточнить возможность применения формулы в зависимости от предполагаемого срока эксплуатации гидротехнического сооружения N и выявить ее принципиальные преимущества.

Принципиальными преимуществами формулы являются:

а) Плотность вероятности нижнего доверительного интервала в диапазоне изменений m от $m = 1$ до $m = \frac{n}{2}$ равна плотности

вероятности верхнего доверительного интервала парного члена ряда в промежутке от $m = \frac{n}{2}$ до $m = n$. Другими словами, надежность наибольшего расхода воды за рассматриваемый n -летний период равна надежности наименьшего расхода за этот период, надежность второго члена наблюдаемого ряда равна надежности $n-1$ -го члена ряда и т.д.

Согласно формулы (8) верхний предел суммирования переходных вероятностей при определении плотности вероятности нижнего доверительного интервала определяется соотношением

$$K_2 = m'' - 0,5 = \frac{(m - 0,5)(n + N)}{n}.$$

Для наибольшего расхода воды ($m = 1$)

$$K_2 = \frac{0,5(n + N)}{n},$$

а соответствующая сумма переходных вероятностей от $K_1 = m = 1$ до $K_2 = \frac{0,5(n + N)}{n}$ выражает его надежность.

Для наименьшего расхода воды ($m = n$) верхний предел суммирования при определении плотности вероятности нижнего доверительного интервала равен

$$K_2 = \frac{(n - 0,5)(n + N)}{n},$$

а верхний предел суммирования при оценке плотности вероятности верхнего доверительного интервала по зависимости (11)

$$K'_2 = (n + N) - K_2,$$

$$K'_2 = (n + N) - \frac{(n - 0,5)(n + N)}{n} = \frac{0,5(n + N)}{n}$$

выражает надежность наименьшего расхода воды.

Поскольку пределы суммирования для наибольшего и наименьшего расходов одинаковые, то, следовательно, суммы переходных вероятностей равны между собой, т.е. равны их надежности.

Аналогично можно доказать равенство пределов суммирования для любых парных членов ряда, например для $m = 2$ и $m = n - 1$, для $m = 3$ и $m = n - 2$ и т.д.

Рассмотренное свойство формулы $P_m = \frac{m - 0,5}{n} \cdot 100\%$, принципиально отличающее ее от всех других способов расчета эмпирической обеспеченности, придает ей наибольшую однородность в смысле охватываемой плотности вероятности (надежности). Как раз этим обстоятельством и объясняется тот факт, что в поле эмпирических обеспеченностей, определенных по формуле $P_m = \frac{m - 0,5}{n} \cdot 100\%$, легче всего подбирается теоретическая кривая обеспеченности, чем в поле точек, определяемых всеми другими способами расчета эмпирической обеспеченности.

б) Рассматриваемая формула отличается от всех предыдущих способов расчета эмпирической обеспеченности минимальной амплитудой изменения надежностей (плотностей вероятности) в зависимости от благоприятности расчета N и числа лет наблюдений n .

Изменяясь в пределах от 50 до 40% (см.рис. 1), амплитуда плотности вероятности в 2 раза меньше, чем для формулы $P_m = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%$,

и в 3,5 раза меньше, чем для формул типа $P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$ и $P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$. Это свойство формулы $P_m = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100\%$ также придает ей наибольшую однородность вычисленных эмпирических обеспеченностей.

Что касается репрезентативности и показательности рассматриваемой формулы, то это, так же как и для всех предыдущих формул, зависит от соотношения числа лет наблюдений n и заблаговременности расчета N .

Из анализа рис.1 видно, что при очень большой заблаговременности расчета, превышающей число лет наблюдений n не менее чем в 30 раз, надежности наибольшего и наименьшего расходов воды равны примерно 40%. Поскольку надежность последнего члена наблюдаемого ряда выражается плотностью вероятности верхнего доверительного интервала, то плотность в нижнем доверительном интервале будет равна $P_{n(n)} = 100\% - 40\% = 60\%$. Следовательно,

$$\begin{aligned} P_{n(n)} &= 40\%, \\ P_{n(n)} &= 60\%. \end{aligned}$$

Г.А.Алексеевым [1] на основе теоремы умножения вероятностей независимых событий получены точно такие же величины "обеспеченностей", т.е.

$$P \approx 40\% \quad \text{и} \quad P_n \approx 60\%$$

Так как надежность наибольшего и наименьшего расходов воды значительно меньше медианной ($\approx 40\%$), то применение формулы $P_m = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100\%$ при очень большой заблаговременности расчета ($N \gg 30n$) не может быть оправдано. Однако при малом сроке будущей эксплуатации гидротехнического сооружения, не превышающем число имеющихся лет наблюдений n , т.е. при $N \leq n$, согласно рис.1 надежность наибольшего и наименьшего расходов воды равна 50%.

Так как медианный член наблюдаемого ряда ($m = \frac{n}{2}$) имеет плотности вероятности в обоих доверительных интервалах, очень близкие к 50%, то, исходя из вышесказанного, следует заключить, что при $N \leq n$ формула $P_m = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100\%$ отражает медиану истинных обеспеченностей всех других n -летий.

Иными словами, при предполагаемом сроке эксплуатации гидротехнического сооружения, не превышающем число имеющихся лет наблюдений, 50% всех возможных расходов воды среди других n -летий будут иметь эмпирические обеспеченности меньшие и 50% всех возможных расходов будут иметь обеспеченности большие, чем обеспеченности за рассматриваемый n -летний период, вычисленные по формуле $P_m = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100\%$.

Медианный характер формулы при $N \leq n$ для всех членов наблюдаемого ряда m иллюстрируется на рис.5, выражающем надежность при $N = 100$ лет и $n = 100$ лет. Как видно из рисунка надежность одинакова для всех m и равна 50%.

Таким образом, формула $P_m = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100\%$ отражает медиану

истинных обеспеченностей при заблаговременности расчета, не превышающей числа лет наблюдений. При этих условиях рассматриваемая формула является более теоретически обоснованной, чем все другие способы расчета эмпирической обеспеченности.

При большой заблаговременности расчета, превышающей число лет наблюдений, применение формулы теоретически не оправдано.

В связи с этим интересно сопоставить выводы, основанные на теории динамических цепей, с данными эмпирического анализа формул расчета обеспеченностей, выполненным В.Н.Цингером

В основу анализа положена обобщенная формула эмпирической обеспеченности В.Н.Цингера

$$P_m = \frac{m + 0,5Z - 1}{n + Z - 1} \cdot 100\%.$$

При $Z = 1,0$ из данной формулы получаем формулу $P_m = \frac{m - 0,5}{n} \cdot 100\%$, при $Z = 1,40$ получаем формулу $P_m = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%$, а при $Z = 2,0$ - формулу $P_m = \frac{m}{n + 1} \cdot 100\%$.

Для 15 крупных рек СССР, относящихся к разным климатическим зонам, был подсчитан параметр Z за отдельные частные ряды ($n = 5$ и $n = 10$) и за весь период наблюдений. Результаты расчет, приводят к отрицательным выводам относительно возможности применения формулы $P_m = \frac{m - 0,5}{n} \cdot 100\%$, так как не только средними значениями Z , но и данными по отдельным рекам значение $Z = 1,0$ не подтверждается (Цингер).

Однако подобный вывод вызывает сомнение. Так, при анализе параметра Z общее число лет наблюдений на всех рассматриваемых 15 реках СССР составляет 60-75 лет, а для среднегодовых расходов р.Неман у г.Смалининкай даже 145 лет. Поскольку для анализа были взяты частные ряды продолжительностью $n = 5$ и $n = 10$ лет, то, очевидно, при использовании таких коротких частных n заблаговременность расчета составляет 6 - 15 n , а у г.Смалининкай даже до 30 n .

Другими словами, в основу анализа были взяты такие данные, при которых заблаговременность расчета значительно превышала число лет наблюдений, в данном случае продолжительность частных рядов.

В связи с этим вывод В.Н.Цингера следует признать правильным, но только для диапазона $M > n$. При заблаговременности расчета, не превышающей числа лет наблюдений, вывод вызывает сомнение, так как не подтверждается данными анализа. Вместе с тем именно при $M \leq n$, согласно теории динамических цепей, применение формулы $P_m = \frac{m - 0,5}{n} \cdot 100\%$ является наиболее обоснованным.

Применительно к формуле $P_m = \frac{m}{n + 1} \cdot 100\%$ в случае среднегодовых расходов параметр Z получен равным 2,22, а для максимальных расходов - 2,11, что соответственно на 11 и 6% больше, чем по формуле ($Z = 2,0$).

Для формулы $P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$ параметр λ в случае сред-

негодовых расходов получен равным 1,70, а для максимальных - 1,65, что соответственно на 21 и 18% больше, чем по формуле ($\lambda = 1,40$).

Анализируя полученные данные, В.Н.Цингер приходит к выводу, что „в среднем для 15 рек, учитывая вероятные случайные отклонения вследствие коротких статистических рядов, фактические данные подтверждают теоретический смысл формул" [10].

Изложенный анализ формул расчета эмпирической обеспеченности характеризует их со стороны надежности (запаса) эмпирической кривой обеспеченности, а также дает оценку однородности и репрезентативности полученных обеспеченностей. Следует подчеркнуть, что под понятием репрезентативность здесь понимается не истинная обеспеченность, а медиана истинных обеспеченностей

Выводы

1. Все существующие в настоящее время формулы расчета эмпирической обеспеченности не могут дать однозначного решения задачи, так как полученные обеспеченности являются только функцией числа лет наблюдений n и порядкового номера расхода в убывающем ряду m и не зависят от самих величин расходов.

2. Выбор правильного способа расчета эмпирической обеспеченности требует формулировки условий, которым должно удовлетворять проектируемое сооружение. Одним из таких условий является заранее задаваемая заблаговременность расчета, или, другими словами, срок будущей эксплуатации гидротехнического сооружения.

3. Расчет обеспеченностей по формуле $P_m = \frac{m}{n} \cdot 100\%$ в гидрологических расчетах не применим с принципиальной точки зрения из-за неоднородности плотностей вероятности (очень большой запас обеспеченности наибольшего расхода и нулевой запас у наименьшего расхода воды).

4. Формула $P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$ применима только для расчета обеспеченностей при очень большом сроке будущей эксплуатации сооружения, превышающем имеющееся число лет наблюдений не менее чем в 30 раз. При меньшей заблаговременности расчета применение формулы не может быть оправдано теоретически вследствие резкого увеличения запаса обеспеченности у наибольшего расхода воды и резкого уменьшения запаса у наименьшего расхода.

5. Формула $P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$ может быть применена при заблаговременности расчета от $\mathcal{N} = 0,8n$ до $\mathcal{N} = \infty$. При заблаговременности расчета, превышающей число лет наблюдений не менее чем в 30 раз, формула отражает медиану истинных обеспеченностей и поэтому является наиболее теоретически оправданной именно при этих условиях. При уменьшении срока будущей эксплуатации сооружения формула дает более осторожные результаты, так как запас обеспеченности расходов в левой половине эмпирической кривой

обеспеченности несколько повышается (до 62%), в то время как в правой половине кривой формула выражает медианные или очень близкие к ним значения.

6. При заблаговременности расчета, не превышающей имеющееся число лет наблюдений, т.е. $N \leq n$, наиболее теоретически оправданной является формула $P_m = \frac{n-0,5}{n} \cdot 100\%$.

При увеличении срока будущей эксплуатации сооружения применение формулы нецелесообразно вследствие пониженных обеспеченностей на концах эмпирической кривой (40%).

7. Медианный член имеющегося ряда наблюдений независимо от выбора формулы и заблаговременности расчета всегда имеет плотность вероятности, очень близкую к 50%. Следствием этого является наилучшее совпадение теоретической кривой обеспеченности с эмпирическими данными в средней части кривой при всех формулах.

8. Несмотря на некоторую условность всех перечисленных способов расчета эмпирической обеспеченности, характеристика формул является объективной, так как исходит из вполне очевидного факта, что явления превышения или непревышения данного расхода Q являются независимыми событиями.

9. Понятие независимости превышений не отрицает цикличность гидрологических величин, а наоборот, дополняет его, но применительно к иной задаче исследования - к характеристике эмпирической обеспеченности данного расхода воды среди всех других возможных расходов за все другие n -летия.

10. Ни одна из формул не может отразить истинной обеспеченности без учета цикличности гидрологических величин. При группировке маловодных лет, т.е. заниженном коэффициенте вариации, все формулы дают заниженные обеспеченности. В связи с этим изменяется и распределение плотности вероятности по сравнению с вышеприведенными характеристиками: число расходов, имеющих меньшие обеспеченности за все другие n -летия, будет значительно меньше, чем число, характеризующее данную формулу. Ни одна из формул в этом случае не будет отражать медиану истинных обеспеченностей.

При группировке многоводных лет, наоборот, все формулы дают сильно завышенные обеспеченности. При этом плотность вероятности в нижнем доверительном интервале при использовании любой из формул может достигнуть 100%, т.е. все 100% возможных расходов за все другие n -летия будут иметь эмпирические обеспеченности, меньшие, чем обеспеченность данного расхода за рассматриваемый n -летний период.

11. Таким образом, правильный расчет эмпирической обеспеченности возможен по одной из формул в зависимости от заблаговременности расчета, с обязательным учетом цикличности гидрологических величин.

Л и т е р а т у р а

1. Алексеев Г.А. О формулах для вычисления обеспеченности гидрологических величин. Метеорология и гидрология, № 6, 1955.
2. Крицкий С.Н. и Менкель М.Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. Изд-во АН СССР, М., 1950.
3. Крицкий С.Н. и Менкель М.Ф. Водохозяйственные расчеты. Л., 1952.
4. Крицкий С.Н. и Менкель М.Ф. К вопросу об оценке вероятной повторяемости гидрологических величин. Метеорология и гидрология, № 3, 1957.
5. Крицкий С.Н. и Менкель М.Ф. Расчеты речного стока. Госстройиздат, М., 1934.
6. Крюков В.Ф. Вероятностный расчет кривой распределения на срок работы гидротехнического сооружения. Труды ЛГМИ, вып.11, 1961.
7. Крюков В.Ф. Расчет доверительных границ кривой распределения. Труды ЛГМИ, вып.11, 1961.
8. Смирнов Н.В. и Дунин-Барковский И.В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. Физматгиз, 1959.
9. Соколовский Д.Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
10. Цингер В.Н. Расчеты обеспеченности гидрологических величин при проектировании гидроэлектростанций. Известия высших учебных заведений СССР. Энергетика, № 2, 1960.

И. Ф. ГОРОШКОВ

ПРИБЛИЖЕННАЯ СХЕМА РАСЧЕТА МАКСИМАЛЬНОГО ДОЖДЕВОГО СТОКА НА РЕКАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

При расчетах максимальных расходов воды дождевых паводков редкой повторяемости часто встречаются серьезные трудности из-за недостатка натурных данных наблюдений над наиболее высокими паводками и низкого их качества.

Низкое качество исходных данных по максимальному стоку объясняется тем, что наиболее высокие и интересные с точки зрения расчетов и анализа максимальные расходы, как правило, непосредственно не измеряются, а устанавливаются по приближенно и значительно экстраполированной верхней части кривой расходов без должного учета поймы. Кроме того, не всегда учитываются наибольшие значения мгновенных максимумов, которые проходят между сроками наблюдений, а принимаются во внимание срочные или среднесуточные значения максимумов. Ошибки расчетов усугубляются малой продолжительностью наблюдений, неучетом исторических максимумов и малообоснованной экстраполяцией кривой обеспеченности.

Еще больше трудностей и возможностей грубых ошибок в расчетах максимального стока дождевых паводков при отсутствии данных наблюдений, с чем практически чаще приходится встречаться. В этом случае, как известно, используются различные теоретические или полуэмпирические формулы. Многие из таких формул содержат большое количество расчетных параметров, которые мало обоснованы и плохо контролируются материалами наблюдений в данном районе.

Широкое применение при расчетах максимального стока получили редукционные формулы, которые учитывают лишь основные факторы и содержат минимальное количество параметров, легко контролируемых данными гидрологических и метеорологических наблюдений.

Ниже приводится обоснование и методика определения основных параметров редукционной формулы максимального дождевого стока на территории бассейна р. Амура и Южного Приморья по материалам

наблюдений над осадками и максимальным стоком, которая рекомендуется для расчетов максимальных расходов воды неисследованных рек.

В основу расчета положена редукционная формула, выражающая обратную зависимость модуля максимального стока от площади водосбора,

$$q_{\text{макс } p} = \frac{A_{\text{вр}}}{(F+1)^n}, \quad (1)$$

где $q_{\text{макс } p}$ - модуль максимального стока, в $\text{м}^3/\text{сек} \cdot \text{км}^2$, обеспеченности p %; $A_{\text{вр}}$ - элементарный модуль максимального стока или максимальная интенсивность водоотдачи, в $\text{м}^3/\text{сек} \cdot \text{обеспеченности } p$ %; $q_{\text{макс } p} = A_{\text{вр}}$ при $F \rightarrow 0$; F - площадь водосбора, в км^2 ; n - показатель степени редукции максимального модуля стока с увеличением площади водосбора.

Параметры $A_{\text{вр}}$ и n определяются по максимальным расходам воды, измеренным в створах гидрометрических наблюдений или установленным по следам высоких паводков, при построении зависимости $\lg q_{\text{макс}} = f(\lg F)$,

$$A_{\text{вр}} = \frac{q_{\text{макс } p}}{F^n}. \quad (2)$$

Многочисленные исследования параметра n показывают, что его значения являются достаточно устойчивыми для больших физико-географических районов, поскольку он отражает редукцию интенсивности дождей по их продолжительности и зависимость длины водотоков от площади водосборов и численно равен произведению этих двух параметров [9].

Значения же параметра $A_{\text{вр}}$ обычно подвержены изменениям даже в пределах небольших районов, поскольку он определяется не только зональными, но и азональными факторами. К азональным факторам относятся такие индивидуальные характеристики речных бассейнов, как заболоченность, почвенный и растительный покров, залесенность, озерность, характер поймы, рельеф, местные условия распределения характеристик дождей и др.

Эти особенности параметра $A_{\text{вр}}$ практически легко определяемого по максимальному расходу $Q_{\text{макс } p}$ и районному значению n , затрудняют его картирование по территории и перенос с одного створа или водотока на другой, а иногда и сопоставление его величины по соседним рекам.

Представить расчетное значение параметра $A_{\text{вр}}$ в виде достаточно строгой карты изолиний можно было бы в том случае, если бы привести его к величине $A_{\text{вр}}$, свободной от влияния индивидуальных характеристик бассейна:

$$A_{\text{вр}} = \frac{Q_{\text{макс } p}}{F^{1-n} \delta \delta'}, \quad (3)$$

где δ и δ' - параметры, учитывающие снижение максимальных расходов воды вследствие влияния заболоченности, озерности,

растительности, почв, пойм и др.; γ - параметр, учитывающий увеличение максимумов вследствие прорыва заторов в русловой сети и на бассейне.

В таком виде величина $J_{вр}$ отражает только характеристики паводкообразующих дождей и предшествующую увлажненность речных бассейнов.

Массовые вычисления параметра $J_{вр}$ по формуле (3) в настоящее время затруднены ввиду сложности определения δ , δ' и γ и других коэффициентов. Если же учесть еще часто недостаточную точность исходных материалов по максимальным расходам воды, то становится очевидным, что расчетные значения параметра $J_{вр}$ и вычисленные по ним максимальные расходы воды могут оказаться весьма приближенными.

Чтобы избежать грубых ошибок в расчетах максимального дождевого стока, Д.Л. Соколовский [9, 10, 12] рекомендует уточнять максимальную интенсивность водоотдачи $J_{вр}$ по максимальной интенсивности дождей, характерной для данного района,

$$J_{вр} = 0,28 a_{др} p, \quad (4)$$

где $a_{др}$ - максимальная интенсивность дождя, в мм/час, или максимальный часовой слой осадков, обеспеченности $p\%$;

p - максимальный коэффициент стока обеспеченности $p\%$.

В районах муссонных дождей для паводков редкой повторяемости $p \approx 1,0$.

Тогда

$$J_{вр} = 0,28 a_{др}. \quad (5)$$

В последней записи $J_{вр}$ представляет потенциально возможную интенсивность водоотдачи при данном значении максимальной интенсивности дождя $a_{др}$.

Для определения $a_{др}$ можно воспользоваться зависимостью

$$a_{др} = S_p (60)^{1-n_1}, \quad (6)$$

где S_p - мгновенная максимальная интенсивность ливня, в мм/мин; n_1 - показатель редукции интенсивности ливневых дождей по их продолжительности - $a_p = \frac{S_p}{t^{n_1}}$.

Из отношения часового слоя осадков к суточному той же обеспеченности $\frac{a_{др}}{H_{рсут}} = \frac{S_p (60)^{1-n_1}}{24^{1-n_1} S_p (60)^{1-n_1}} = \frac{1}{24^{1-n_1}}$, получим

$$a_{др} = \frac{H_{рсут}}{24^{1-n_1}} \text{ мм/час}, \quad (7)$$

где $H_{рсут}$ - суточный максимум осадков (в мм) обеспеченности $p\%$.

Подставляя значения $a_{др}$ в равенство (5), получим

$$J_{вр} = \frac{0,28}{24^{1-n_1}} H_{рсут} \text{ м}^3/\text{сек}. \quad (8)$$

Равенства (7), (8) представляют особый практический интерес, так как они позволяют использовать вычисленные значения

суточных максимумов осадков $H_{рсут}$ по широкой сети продолжительных наблюдений над осадками для определения максимальной часовой интенсивности осадков $A_{гр}$ и элементарного модуля максимального стока $M_{бр}$ $м^3/сек$. Они позволяют также контролировать максимальную часовую интенсивность осадков, вычисляемую по формуле (6), и максимальную водоотдачу, определяемую по ограниченным данным о максимальном стоке.

Таким образом, для определения или контроля максимальных расходов дождевых паводков рек данного района необходимо установить численные значения расчетных параметров n , n_1 , $H_{рсут}$, $A_{гр}$ и $M_{бр}$.

Данные гидрометрических наблюдений над максимальным стоком и экспедиционные обследования ЛГМИ на малых водотоках по следам высоких паводков [2,3,5,11,13] показывают, что для всей обширной территории бассейна р.Амура и Южного Приморья значение показателя степени редукции максимального модуля стока по площади колеблется в пределах 0,40-0,35 и может быть принято одинаковым и равным 0,40 ($n = 0,40$).

Исследования зависимости средней интенсивности ливней от их продолжительности [1,6,14] дают основания принять показатель редукции интенсивности дождей по их продолжительности равным $n_1 = 0,67$ для всей рассматриваемой территории. Правда, для некоторых пунктов такая величина n_1 несколько завышена [7] и приводит к увеличению мгновенной интенсивности (S) и слоя осадков за короткие продолжительности $t < 1$ часа.

Что касается слоя осадков за продолжительность $t > 1$ часа, то при вычислении его по суточному максимуму при $n_1 = 0,67$ получаются достаточно хорошие результаты и возможное завышение их вследствие принятия $n_1 = 0,67$ не выходит за пределы желаемого запаса.

Тогда, подставляя в равенства (7) и (8) значения $n_1 = 0,67$, получим удобные для практического использования равенства, которые позволяют определять $A_{гр}$ и $M_{бр}$ только по одному суточному максимуму осадков $H_{рсут}$:

$$A_{гр} = 0,35 H_{рсут} \text{ мм/час}, \quad (9)$$

$$M_{бр} = 0,10 H_{рсут} \text{ м}^3/\text{сек}. \quad (10)$$

Наибольшие значения наблюдаемых суточных максимумов осадков и максимумов 1%-ной обеспеченности для рассматриваемой территории представлены в виде карт изолиний (рис.1 и 2). Построены эти карты по материалам 106 метеостанций с продолжительностью наблюдений 10-60 лет с учетом аналогичных карт, ранее построенных другими авторами. Обеспеченные значения суточного слоя осадков для большинства станций получены по биномиальным кривым с использованием одного максимума в году.

На основании карты изолиний $H_{рсут}$ (рис.2) и равенства(9) построена карта изолиний максимальной часовой интенсивности

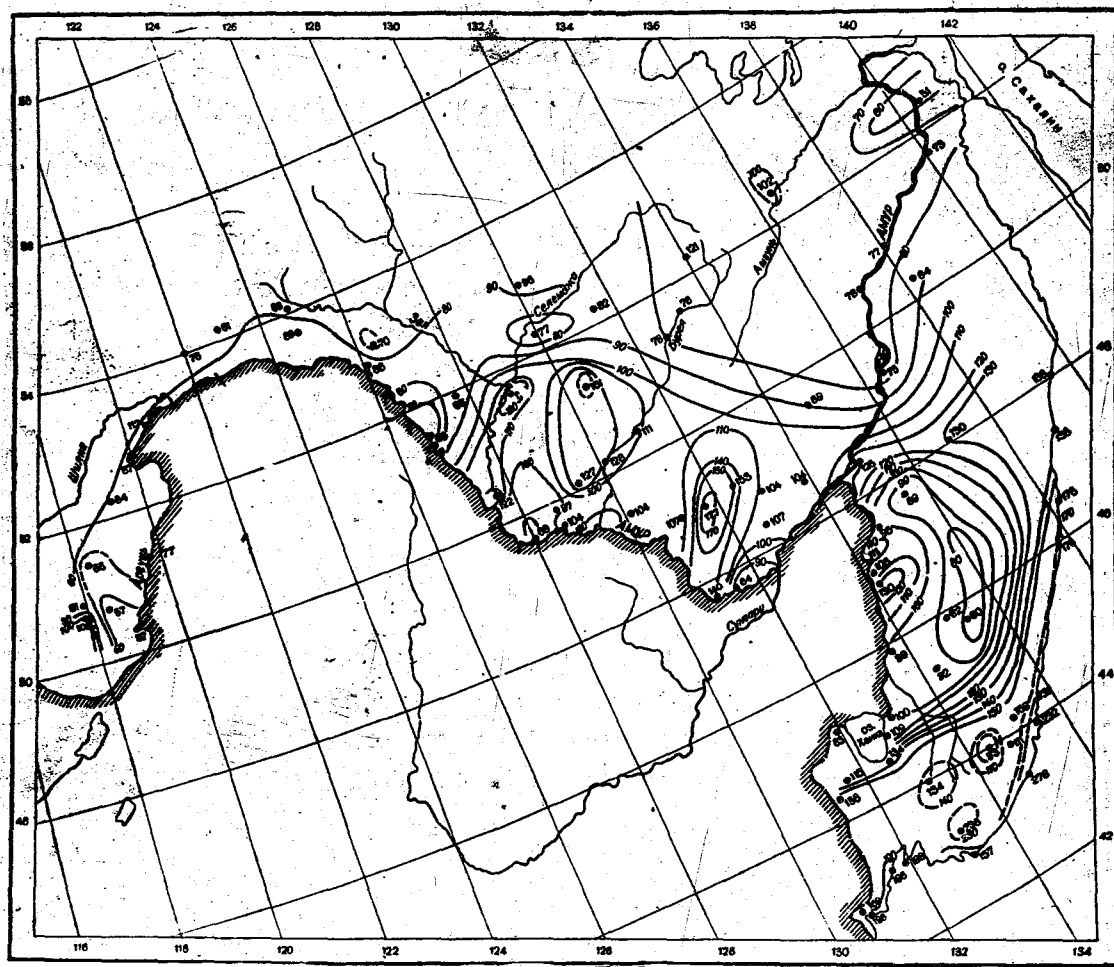


Рис. 1. КАРТА ИЗСЛИНИЙ НАИБОЛЬШИХ НАБЛЮДЕННЫХ СУТОЧНЫХ
ОСАДКОВ (мм)

или максимального часового слоя осадков той же 1%-ной обеспеченности (рис.3).^{1/}

Карты изолиний H_{pcy} и A_{cp} не претендуют на высокую точность распределения этих характеристик по всей огромной территории. Причиной этого является недостаточность исходных данных - редкая и неравномерно распределенная сеть метеостанций, равная продолжительность и неодновременность наблюдений, а также и некоторая условность принятия постоянного для всех станций значения Π , и др. Однако эти карты достаточно хорошо отражают общий характер ливнедеятельности в пределах данной территории и позволяют с приемлемой практической точностью установить возможные значения модулей элементарного максимального стока и вероятную величину максимальной часовой интенсивности выдающихся дождей.

Значения максимальной часовой интенсивности 1%-ной обеспеченности, как это видно из рис.3, колеблются по территории от 25-30 мм/час в бассейнах рек Аргуни и Шилки до 80-90 мм/час на юге Приморья. В пределах Буреинского хребта $A_{91\%}$ достигает 50-60 мм/час, а на юго-восточных склонах хребта Сихотэ-Алинь 70-80 мм/час.

Наблюдаемые величины часовой интенсивности выдающихся дождей по станциям района достигают примерно таких же значений (табл.1)

Таблица 1

Наибольшие часовые интенсивности выдающихся дождей, наблюдаемые по метеостанциям района

Метеостанция	A_{91} мм/час	Год
Могоча	31	1958
Могдагачи	33	1930
Пикан	64	1933
Куйбышевка	60	1940
Гош	40	1938
Архара	66	1932
Облучье	59	1930
Бира	60	1949
Бирское опытное поле	65	1928
Хабаровск	55	1946
Гвасюги	60	1952
Троицкое	63	1951
Сектагли	62	1939
Смидовичи	57	1949

Прежде чем перейти к сопоставлению максимальной интенсивности водоотдачи $A_{91\%}$, заметим, что ее потенциально возможные величины легко установить на основании равенства (10), пользуясь картой изолиний максимального суточного слоя осадков

^{1/} Карты (рис.1, 2 и 3) и расчеты для их построения выполнены в дипломной работе студенткой Ж.Н.Студенниковой.

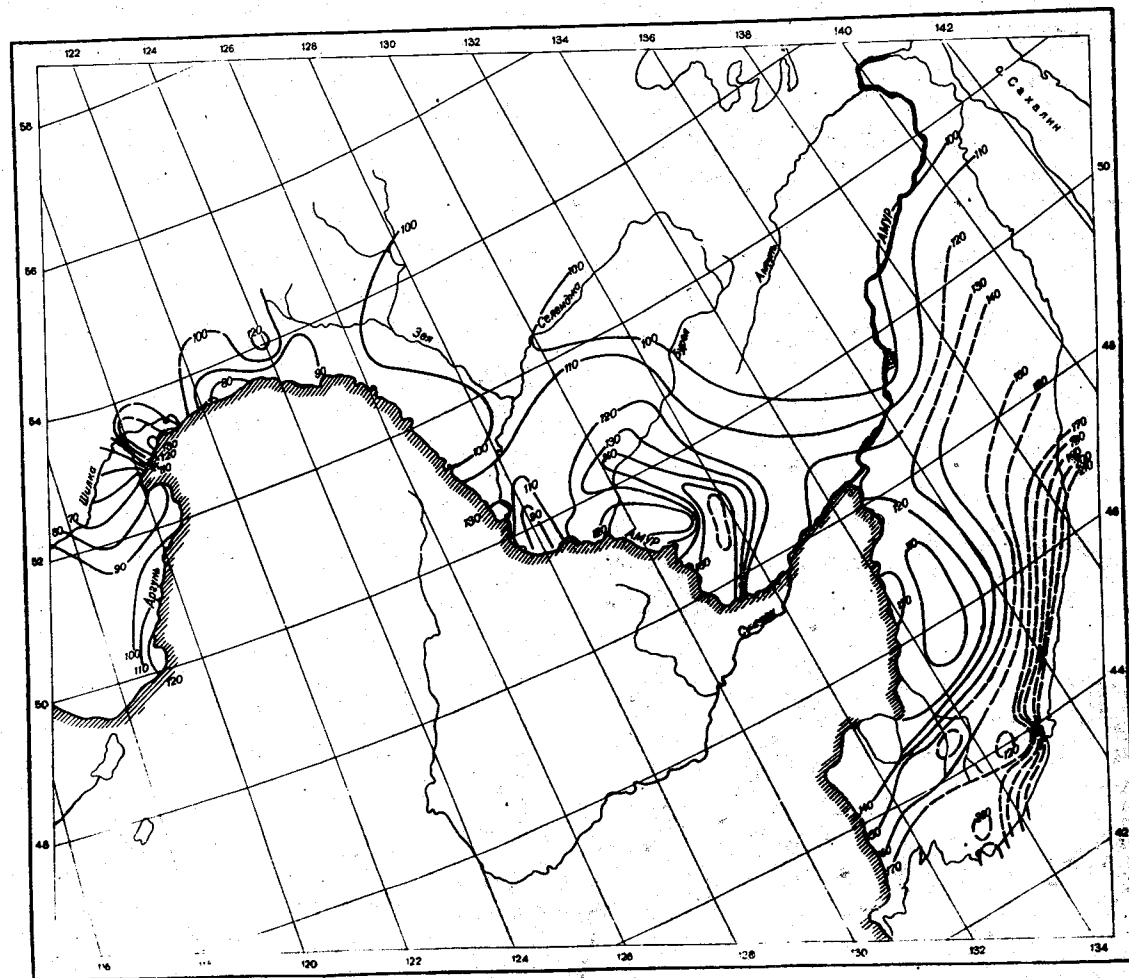


Рис. 2. КАРТА ИЗОЛИНИЙ МАКСИМАЛЬНОГО СУТОЧНОГО СЛОЯ ОСАДКОВ 1%-НОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ (мм)

1%-ной обеспеченности (рис.2).

Следовательно; распределение $\Lambda_{61\%}$ по территории повторяет распределение $H_{1\%сут}$. Изменяется потенциально возможная водоотдача, как это следует из рис.2, от 7-8 м³/сек. в верхней части бассейна р.Амура до 25-28 м³/сек. в Южном Приморье.

Значения максимальной интенсивности водоотдачи Λ_6 , установленные по суточным максимумам осадков, достаточно хорошо соответствуют их величинам, вычисленным по наблюдаемым максимальным расходам воды дождевых паводков $\Lambda_6 = \frac{Q_{макс}}{F}$ (табл.2 и 3) или связям $Q_{г} Q_{макс} = f(Q_{г})$, полученным при полевых обследованиях по следам высоких паводков.

Например, в бассейне верхнего Амура величина $\Lambda_{61\%}$, установленная по (10) и рис.2, составляет 7-13 м³/сек., а по суточным максимумам осадков выдающегося дождя 7/УП 1958 г. (ст.Онон, Борзя) $\Lambda_6 = 8-11$ м³/сек. По максимальным же расходам паводка 1958 г., наблюдаемым на средних и больших реках, значения Λ_6 достигали 5-10 м³/сек. (табл.2) и до 12 м³/сек. для малых водотоков по полевым обследованиям [5]. Обеспеченные значения $\Lambda_{61\%}$ по рекам этого района (табл.3) тоже составляют 5-10 м³/сек.

Интересно также отметить, что, если наблюдаемой в 1958 г. на ст.Могоча часовой интенсивности 31 мм/час соответствует интенсивность водоотдачи 8,7 м³/сек, то интенсивность водоотдачи, вычисленная по максимальному расходу воды на р.Могоча - ст.Могоча, равна 7,2 м³/сек.

Таблица 2

Значения максимальной интенсивности водоотдачи во время выдающегося паводка на реках бассейна верхнего Амура в 1958 г., установленные по наблюдаемым максимальным расходам воды при $\delta_{0.1} = 1.0$

Река	Пункт	F км ²	Q _{макс} м ³ /сек.	$\Lambda_6 = \frac{Q_{макс}}{F}$ м ³ /сек
Аргунь	Олоча	112 000	1800	1,7
"	Урюпинское	153 000	4990	3,9
Амааар	Могоча	1020	214	3,4
"	Амавар	2420	1740	18,2
Чичатка	Амазар	2920	586	4,6
Могоча	Могоча	1260	513	7,2
Ч.Урум	Ксеньевская	3000	661	4,1
Шилка	Усть-Кара	180 000	7800	5,5
"	Часовая	197 000	9740	6,5
Амур	Покровка	371 000	19 400	8,8
"	Джалинда	407 000	21 700	9,7
"	Черняево	442 000	22 200	9,0
"	Кумара	481 000	22 500	9,0
"	Гродеково	730 000	29 600	9,0

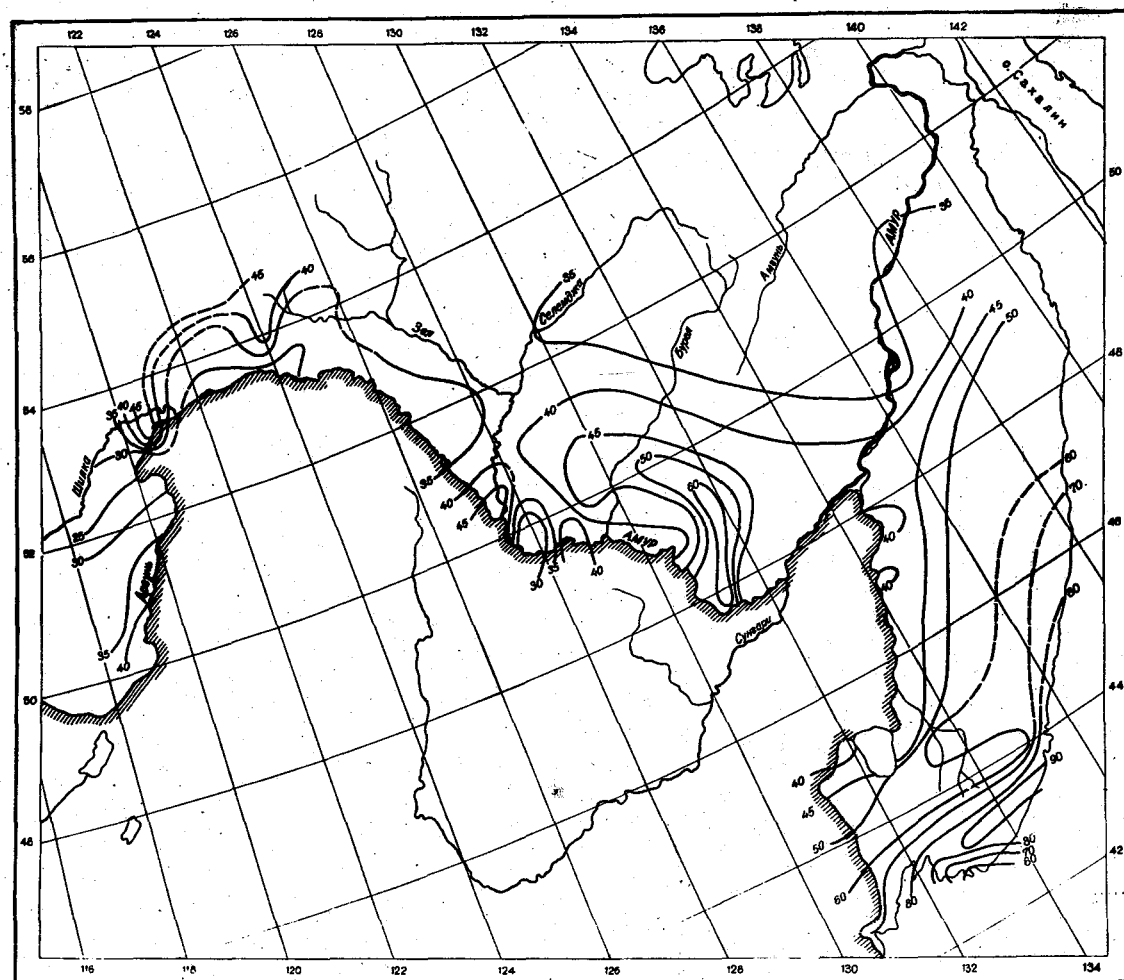


Рис. 3. КАРТА ИЗОЛИНИЙ ЧАСОВОГО СЛОЯ ОСАДКОВ 1%-ной ОБЕСПЕЧЕННОСТИ (мм)

В пределах левобережья Амура от слияния Шилки и Аргуни до г. Хазаровска максимальная интенсивность водоотдачи $J_{61\%}$, соответствующая суточным максимумам осадков 1%-ной обеспеченности (рис.2), изменяется от 8,0-9,0 до 15,0-18,0 м³/сек. Низкие величины $J_{61\%}$ отмечаются в верховье Амура и на участке между впадениями рек Зеи и Буреи; более высокие - на Буреинском хребте.

Параметры $J_{61\%}$, установленные по наблюдаемым максимальным расходам воды рек этого района, также равны 8,0-18,0 м³/сек. (табл.3).

Для малых водотоков этого района по обследованиям ЛГМИ получены значения $J_{61\%} = 12,6-15,0$ м³/сек. [2,3,5].

На территории Приморья максимальная потенциальная интенсивность водоотдачи имеет наибольшее значение и составляет, как видно из рис.2, 11,0-28,0 м³/сек. По наблюдаемым данным на реках этого района $J_{61\%} = 10,0-30,0$ м³/сек. (табл.3). Для малых водотоков принимаются $J_{61\%} = 21,0$ м³/сек.

Сопоставления величин параметра J_6 , вычисленных по суточным максимумам осадков и наблюдаемым максимальным расходам дождевых паводков на реках, прежде всего указывают на их общую близкую сходимость по всей огромной территории. Отдельные случаи значительного несоответствия этих величин могут иметь различные причины.

Прежде всего это низкая точность принимаемых к расчетам наблюдаемых максимальных расходов воды, которые определяются не по фактическим измерениям, а по экстраполированным кривым расходов [4]. Например, по рекам Южного Приморья точность таких расходов не превышает в среднем $\pm 30-40\%$ [8]. Вызывает большое сомнение, например, максимальный расход паводка 1958 г на р.Амазар - Амазар, которому соответствует несвойственно высокое для этого паводка и вообще для района значение $J_6 = 18,2$ м³/сек. (табл.2) ^{1/}

Значительное влияние индивидуальных азовальных характеристик отдельных речных бассейнов, которые снижают или повышают максимальные расходы воды и параметры J_6 .

Некоторое увеличение параметров J_6 , установленных по наблюдаемым максимальным расходам воды, может быть за счет предпаводочных расходов, которые не срезались при расчетах максимумов. Такое увеличение, очевидно, должно быть большим на больших реках по сравнению с малыми и на реках более увлажненных районов.

^{1/} Значению $J_6 = 18,2$ м³/сек. соответствуют $Q = 65$ мм/час и $H_{\text{макс.сут}} = 180$ мм, которые представляются неправдоподобно высокими для этого района.

Таблица 3

Значения максимальной интенсивности водоотдачи 1%-ной обеспеченности, установленные по наблюдаемым максимальным расходам воды дождевых паводков при принятом $\delta \gamma = 1,0$

Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Число лет наблюдений	Значения 1%-ной обеспеченности	
				Q м ³ /сек.	$\frac{Q}{F} \frac{\text{м}^3}{\text{сек.}}$
Бассейны рек Аргуни и Шилки					
Аргунь	Урюпинское	153 000	57	6250	4,9
Шилка	Усть-Кара	180 000	23	6770	4,7
"	Часовая	197 000	63	8840	5,9
Ингода	Атамановка	22 000	20	2100	5,2
р. Амур					
Амур	Покровка	371 000	104	15 300	6,9
"	Джалинда	407 000	104	18 700	7,9
"	Черняево	442 000	104	19 800	8,1
"	Кумара	481 000	104	22 700	9,0
"	Гродеково	730 000	104	32 600	10,0
Бассейны рек Зеи и Буреи					
Зея	Зейские Ворота	82 600	55	13 400	14,4
"	Юбилейный	104 200	55	14 000	13,7
"	Грамотуха	128 000	55	15 500	13,2
"	М. Сазанка	209 000	55	21 400	13,8
Правый Уркан	Заречное	15 300	21	2680	8,3
Деп	Рычково	8440	23	2045	8,9
Брянта	Брянта	14 800	21	3480	9,6
Гилуй	Перевоз	2100	26	5800	14,5
Ток	Николаевский	3960	19	2800	19,5
Селемджа	Усть-Норск	47 200	20	8450	18,2
Нора	Усть-Эльга	9630	20	4560	18,0
Бурей	Усть-Ниман	25 700	11	7020	15,9
"	Каменка	67 400	47	14 500	18,3
Ниман	12 км от устья	14 500	12	6330	20,0
Тырма	Аланап	8730	15	2280	9,8
Архара	Аркадьевка	8160	25	2540	11,3
Район Приморья					
Уссури	Степановский	21 700	20	8450	21,0
Даусихэ	Ново-Гордеевка	2800	14	810	6,9
Иман	Картун	18 500	32	6400	17,6
"	Гоголевка	22 700	29	6300	15,3
Вак	Ракитное	4880	35	2750	16,7
Бикин	Звеньевая	21 400	16	2410	6,2
Авакумовка	Ветка	1740	27	900	10,2
Сучан	Краснополье	2860	15	1670	15,0

Продолжение табл.3

Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Число лет наблюдений	Значения 1%-ной обеспеченности	
				Q м ³ /сек.	$\lambda \frac{Q_{\max}}{T^{0.60}}$ м ³ /сек.
Майха	Майха	894	20	695	11,8
Суифун	Тереховка	15 500	22	9900	30,0

Сказывается здесь и условность допущения для всех районов и речных бассейнов большой территории одинакового значения коэффициента стока, равного 1,0. Если для рек достаточно увлажненных районов Южного Приморья и бассейнов рек Буреи и Зеи, где благодаря частым дождям паводки редкой повторяемости формируются при насыщенных водой почвах, допущение $\lambda \approx 1,0$ не вызывает сомнений, то для рек засушливого Забайкалья (бассейны рек Шилки и Аргуни) следует принимать $\lambda < 1,0$. Этим, видимо, и объясняется то, что наблюдаемые значения параметра $\lambda_{1\%}$ по рекам Аргуни, Шилке, Ингоде и верхнему Амуру оказались более низкими, чем устанавливаемые по суточным максимумам осадков при $\lambda = 1,0$.

Кроме того, значения часового слоя осадков, вычисленные по суточным максимумам, являются несколько заниженными, так как продолжительности дождей, сформировавших суточные максимумы, часто бывают менее 24 час. [6].

Изложенный метод определения потенциально возможного элементарного модуля максимального стока или потенциальной интенсивности водоотдачи $\lambda_{\text{ер}}$ по суточным максимумам осадков $H_{\text{рсут}}$ ставит расчеты максимальных расходов воды дождевых паводков на прочную генетическую основу, исключает возможность грубых ошибок при определении $Q_{\text{макс}}$ по недостаточно надежным данным наблюдений и позволяет контролировать расчеты по другим методам.

Параметр $\lambda = 0,10 H_{\text{сут}}$, как это видно из рис.2, достаточно плавно изменяется по территории, отражая общую географическую закономерность изменения максимального дождевого стока. Это видно не только по рассматриваемой территории Дальнего Востока, но и по другим районам территории СССР, если сопоставить распределение суточных максимумов осадков и элементарного максимального дождевого стока, поскольку суточные максимумы осадков характеризуют общую ливнедеятельность района, интенсивность дождей и слой осадков за продолжительность дождя $t < 24$ или $t > 24$ часов, которые являются основными географическими факторами максимального стока.

Таким образом, формула для определения максимальных расходов воды дождевых паводков заданных обеспеченностей для условий Дальнего Востока может быть записана в виде

$$Q_{\text{макср}} = \lambda_{\text{ер}} \alpha T^{0.6} \delta \delta' \gamma. \quad (11)$$

Ее параметры устанавливаются следующим образом.

Элементарный модуль максимального стока $M_{1\%}$ по карте изолиний суточного максимума осадков $H_{1\% \text{ сут}}$ или максимальной часовой интенсивности дождя (рис.2, 3) и формулам (10), (9). Для перехода к другим обеспеченностям следует устанавливать переходные коэффициенты, исходя из C_v и $C_s = 4 C_v$. Распределение C_v суточных максимумов по территории может быть приближенно принято следующим: 1) верхний Амур - $C_v = 0,30-0,40$; 2) средний Амур - $C_v = 0,30-0,45$; 3) Приморье - $C_v = 0,40-0,50$. Более строгие значения $H_p \text{ сут}$ и их C_v нужно определять по наблюдаемым данным о суточных осадках по метеостанциям, расположенным в рассматриваемом бассейне.

Коэффициент стока $\lambda_{1\%}$ для районов высокого летнего увлажнения, где дожди имеют частую повторяемость, высокую интенсивность и большую продолжительность, можно принимать равным 1,0. Для маловлаженных районов, например верхней части бассейна Амура, λ может быть принят равным 0,40-0,60.

Коэффициент δ , по рекомендации Д.Л.Соколовского [10], определяется по формуле, учитывающей совместное влияние озер и болот,

$$\delta = 1,0 - k \lg(1 + f_o + k_1 f_b), \quad (12)$$

где f_o, f_b - соответственно площади озер и болот в процентах от площади бассейна; коэффициенты $k = 0,7-0,8$; $k_1 = 0,2$.

Коэффициент, учитывающий регулирующее влияние пойм δ' , может быть принят равным 0,5-0,6 для рек с широкими поймами по всей их длине и 0,7-0,8 для рек с умеренными поймами.

Значения коэффициента γ , учитывающего влияние индивидуальных факторов бассейна, увеличивающих максимальные расходы (заторы на бассейне и приточной русловой сети и др.), могут достигать для горных районов 1,5-2,0 [9].

В заключение следует отметить, что при уточнении карт изолиний суточного и часового слоя осадков различных обеспеченностей, зависимостей $\lg q_{\text{макс}} = f(\lg T)$, $\alpha = f(t)$ и методов учета параметров δ и δ' расчеты максимального дождевого стока для неисследованных бассейнов могут обеспечить требуемую практическую точность.

Л и т е р а т у р а

1. Богомазова З.П. и Третьякова М.П. Ливни Дальнего Востока. Труды НИУ ГМС, серия 1У, вып.2, 1941.
2. Георгиевский Ю.М., Горошков И.Ф., Самохин А.А. и Соловьева Н.Н. Методика расчета максимального стока на малых водотоках бассейна р.Амур. Труды ЛГМИ, вып.9, 1960.
3. Георгиевский Ю.М., Самохин А.А. и Шапошникова В.М. Итоги экспедиционных исследований максимального стока на малых водо-

- токах Дальнего Востока, проводившихся ЛГМИ в 1958-60 гг. Тезисы докладов на конференции по проблемам прогнозов и расчетов дождевых паводков на реках Сибири и Дальнего Востока при ДВ НИГМИ, Владивосток, 1961.
4. Г л у б о к о в В.Н. Исследование точности подсчета максимального стока за прошлые годы в бассейне реки Амур. Тезисы докладов на конференции по проблемам прогнозов и расчетов дождевых паводков на реках Сибири и Дальнего Востока при ДВ НИГМИ, Владивосток, 1961.
5. Г о р о ш к о в И.Ф. и С о л о в ъ е в а Н.Н. Наводнение на верхнем Амуре в июле 1958 г. Труды ЛГМИ, вып.9, 1960.
6. Г о р о ш к о в И.Ф. Ливневые осадки на территории Дальнего Востока и методика их расчета. Тезисы докладов на конференции по проблемам прогнозов и расчетов дождевых паводков на реках Сибири и Дальнего Востока при ДВ НИГМИ, Владивосток, 1961.
7. К о ш к а р е в а Л.Д. О расчетах ливневого стока в условиях Приморского края. Труды ДВФ АН СССР, серия техническая, том 1, 1958.
8. С е р п и к Б.И. Водные ресурсы рек Южного Приморья Дальнего Востока. Гидрометеонадат, 1955.
9. С о к о л о в с к и й Д.Л. Речной сток. Гидрометеонадат, Л., 1952.
10. С о к о л о в с к и й Д.Л. Методика оценки физически возможных наибольших расходов воды на основе географических параметров формулы максимального стока. Труды ГГИ, вып.79, 1960.
11. С о к о л о в с к и й Д.Л. О расчетных нормах максимального стока на реках Дальнего Востока. Тезисы докладов на конференции по проблемам прогнозов и расчетов дождевых паводков на реках Сибири и Дальнего Востока при ДВ НИГМИ, Владивосток, 1961.
12. С о к о л о в с к и й Д.Л. О потенциальных максимумах стока и методике их определения. Труды ЛГМИ, вып.11, 1961.

13. С о л о в ь е в а Н.Н. Максимальный сток в бассейне верхнего и среднего Амура и методика его расчета. Тезисы докладов на конференции по проблемам прогнозов и расчетов дождевых паводков на реках Сибири и Дальнего Востока при ДВ НИГМИ Владивосток, 1961.
14. С о л о в ь е в а Н.Н. Анализ и методика расчета осадков в бассейне верхнего и среднего Амура и методы расчета максимальных дождевых расходов воды. Труды ЛГМИ, вып.11, 1961.

Ю. М. ГЕОРГИЕВСКИЙ и В. Г. ОРЛОВ
МАКСИМАЛЬНЫЙ ДОЖДЕВОЙ СТОК РЕК САХАЛИНА
(ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИИ ЛГМИ 1961 ГОДА)

Интенсивное освоение природных богатств нашей Родины и, в частности, Сахалина, строительство новых промышленных объектов, населенных пунктов, железных и шоссейных дорог выдвигает задачу расчета максимального стока рек этого района. Решение этой задачи затруднено слабой изученностью максимального стока и отсутствием каких-либо рекомендаций по его определению.

В связи с этим Ленинградский гидрометеорологический институт, продолжая начатые с 1958 г. экспериментальные работы по натурному исследованию максимального стока малых водотоков, провел в 1961 г. экспедиционные обследования 80 рек Сахалина с площадью бассейнов от 3,8 до 770 км².

Полевые работы проводились на участках железных и шоссейных дорог следующих районов: в северной части острова на участке железной дороги от ст. Ноглики до ст. Паромай; в центральной части острова в районе Тымь-Поронайской равнины по трассе шоссейной дороги от Адотымово до Победино и на участке железной дороги Победино-Поронайск и в южной части вдоль восточного (участки Бошняково-Углегорск; Ильинский-Горнозаводск) и западного (Поронайск-Южно-Сахалинск) побережья.

Обследованные бассейны можно подразделить на две группы, отличающиеся своими орографическими особенностями. Бассейны рек северного Сахалина расположены в пределах Северо-Сахалинской равнины и имеют незначительные уклоны (до 3⁰/100), малые скорости течения, заболоченные поймы. Наибольшие отметки местности не превышают 400-500 м. Для остальных районов характерны реки горного и полугорного характера с весьма значительными уклонами (в среднем 15-25⁰/100), быстрым течением воды, галечно-каменистым ложем. Наивысшие отметки в верхних частях бассейнов достигают 900-1000 м. Долины рек узкие, местами ущельистые, склоны их крутые и изрезанные. По выходе с гор реки протекают по равнине, имея широкие долины и поймы.

Для всей территории характерно преобладание подзолистых почв, сменяющихся на больших высотах горными дерновыми почвами. Пониженные части бассейнов заняты лиственничными лесами: более

высокие склоны до отметок 700-800 м покрыты пихто-еловыми лесами и еще выше они сменяются кедровым стлаником. Вырубки и пожары определяют различную степень залесенности речных бассейнов. Заболоченность водосборов не превышает 10%.

В условиях муссонного климата в летне-осенний период над островом сильно развита циклоническая деятельность, в период которой отмечаются обильные осадки, вызывающие формирование паводков на реках. Количество годовых, месячных, суточных осадков, их интенсивность уменьшается к северной части острова.

Сеть пунктов наблюдений за осадками крайне редка и имеет неравномерное распределение по территории. Большинство пунктов наблюдений расположено на западном и восточном побережьях, в центральной и в особенности горной частях пункты наблюдений единичны. Для анализа использовались данные по 13 станциям, из них наблюдения по осадкомерам за период более 20 лет имелись только по трем станциям (Москальво, Ноглики, Александровск), на остальных станциях периоды наблюдений не превышали 14 лет.

Записи ливней осуществляются на 12 станциях, но только на двух из них (Южно-Сахалинск, Корсаков) имеются данные за 11 лет; на остальных станциях период наблюдений менее 6 лет.

По имеющимся крайне ограниченными данным наибольшие суточные максимумы (100-130 мм) отмечаются в южных и юго-восточных районах, наиболее благоприятно ориентированных по отношению к муссонным ветрам. В западных и северных районах наибольшие суточные максимумы меньше, составляя для станций Холмск 65 мм, Ильинская 66 мм, Александровск 73 мм, Адотымово 66,4 мм, Москальво 96,2 мм.

Дождевые периоды продолжаются в среднем от 2 до 5 суток и за это время количество выпавших осадков достигало 157,9 мм (Ново-Александровск, 23-26/УП 1952 г.) и 167,3 мм (Поронайск, 1-3/IX 1951 г.).

С целью установления повторяемости суточных осадков и их сумм за дождевой период строились соответствующие кривые обеспеченности. Коэффициенты вариации рядов суточных осадков и осадков за период дождей близки и для большинства бассейнов изменяются от 0,4 до 0,6. Меньшая изменчивость осадков отмечается для пунктов, находящихся на западном побережье (Холмск - 0,25, Александровск - 0,30 и 0,40). Значения коэффициента асимметрии во всех случаях соответствовали 4 C_v .

Для построения зависимости интенсивности дождей от продолжительности использовались данные трех станций, имеющих наблюдения свыше 9 лет. Зависимость $Q = f(T)$ 1%-ной обеспеченности в логарифмических координатах выражается прямой линией с величиной показателя редукции интенсивности осадков по продолжительности в пределах 0,56-0,60 (рис.1.)

Гидрометрическая сеть на Сахалине также имеет неравномерное распределение по территории и непродолжительные периоды наблюдений. В районе Тымь-Поронайской долины использовались данные по 9 водотокам с периодом наблюдений от 4 до 23 лет, на западном побережье

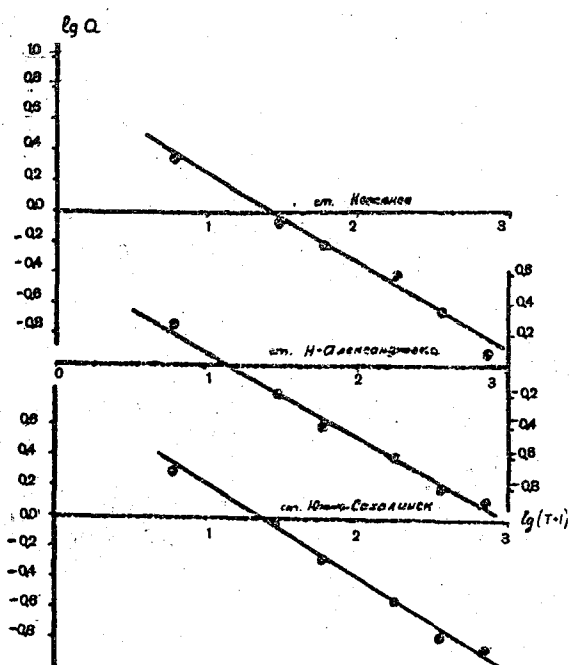


Рис. 1. ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ДОЖДЕЙ 1%-НОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ОТ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ

только по 4 бассейнам (рр.Александровка, Красногорка, Углегорка, Утасу) имеются данные за период более 10 лет, а на восточном побережье материалы наблюдений по 7 водотокам охватывают периоды от 4 до 11 лет.

Обращает внимание и невысокая точность наблюдений максимального стока. На ряде гидрометрических створов нивелировка поперечников не доведена до наблюдавшихся наивысших горизонтов воды (рр.Горянка, Леонидовка, Матросовка). Естественно, что вследствие неучета пойменных расходов максимумы стома оказались заниженными. Произведенные расчеты максимальных расходов по формуле Шези показали, что в случае отсутствия или незначительной поймы вычисленные максимальные расходы близки к опубликованным в гидрологических ежегодниках (рр.Фирсовка 1955, 1956 гг., Леонидовка 1955 г., Нитуи 1955, 1957, 1959 гг.) (табл.1). Наличие значительной поймы и неучет расхода воды, проходящего по ней, приводит к значительному занижению величины максимума. Расчеты показали, что различие в величинах расходов приблизительно равно величине расхода, проходящего по пойме. Так, на р.Утасу максимальный расход 1951 г. по данным ежегодника равен $38,5 \text{ м}^3/\text{сек.}$, расход, вычисленный по формуле Шези, - $65,4 \text{ м}^3/\text{сек.}$, причем в русловой части расход равен $38,0 \text{ м}^3/\text{сек.}$, а в пойме - $27,4 \text{ м}^3/\text{сек.}$. Аналогичные соотношения характерны для рек Холмская (1952, 1956 гг.), Нитуи (1957, 1959 гг.), Утасу (1956, 1957 гг.).

Таблица 1

Сопоставление вычисленных расходов воды по меткам ГВВ и по
данным гидрометслужбы

Река, пункт	F км ²	% заболо- ченности	% залесен- ности	γ	Год	Площадь, м ²		Вычисленный расход, м ³ /сек.		Измеренный расход по данным ГМС
						русло	пойма	русла	с поймой	
Александровка- Корсаковка	171	-	91,6	0,0043	1944	107	1126	350	811	955
					1942	94	253,5	300	362	704
					1955	91,5	198,8	290	333	68,0
Утасу - Парус- ное	100	-	80,0	0,0027	1951	16,7	18,3	38,0	65,4	38,5
					1956	13,0	12,2	26,5	40,8	19,1
					1957	26,7	33,2	74,5	152,0	74,9
Холмская - Пло- дово-ягодная станция	11,8	-	43,0	0,0086	1956	1,52	1,57	1,95	2,64	2,16
					1952	2,12	3,11	3,42	5,66	3,41
Костроминка - Костромское	233	-	80	0,00098	1956	51,0	-	91,4	-	35,6
					1957	77,2	-	157,0	-	69,3
Фирсовка - Фирсово	1,91	-	95,0	0,0025	1956	37,0	0,4	54,0	-	59,7
					1955	22,4	-	24,5	-	25,6
					1959	105	150	330	375,0	-
Леонидовка - Леонидово	456	7,3	30,0	0,0059	1955	39,6	1500	45,3	102,4	87,7
					1959	63,6	3000	109,2	456,6	230,0
Нитуй	535	1,0	80	0,0018	1955	67,0	-	124,0	-	117
					1957	123,0	31,0	360,0	390	379
					1959	140,0	63,8	440,0	477	412

Продолжение табл.1

Река, пункт	F км ²	% заболо- ченности	% залесен- ности	J	Год	Площадь, м ²		Вычисленный расход, м ³ /сек.		Измеренный расход по данным ГМС
						русла	пойма	русла	с поймой	
Опорка ^{1/} Опор	371	2	94,3	0,041	1949			370	522	168
					1947			220	224	88,6
					1958			660	870	

^{1/} Расчетные данные даны как средние из 2 створов.
Площадь поймы составляет 75% площади русла.

На ряде рек (Александровка, Костроминка, Онорка) опубликованные в ежегодниках расходы в 5-6 раз меньше расходов, вычисленных по формуле Шези, что свидетельствует, с одной стороны, о неправомерности выбора створа на участках с широкой поймой и несколькими протоками, а с другой стороны - о возможно подпорных горизонтах высоких вод, так как ряд створов находится в зоне подпора от моря, когда, по образному выражению местных жителей, "море не принимало речную воду".

По данным поперечных профилей 8 рек в створах постов гидрометслужбы установлено, что только на р.Нитуй значения максимумов имеют удовлетворительную точность. Это объясняется крайне незначительной ролью поймы, по которой проходит менее 10% общего расхода воды. При дальнейших полевых работах возникает необходимость проверки точности определения максимального стока на других створах гидрометслужбы.

Несмотря на низкую точность имеющихся данных по максимальным расходам и исходя из того, что занижение максимума каждого года пропорционально расходу, были проведены расчеты максимумов различной обеспеченности по общепринятой методике. При периоде наблюдений менее 10 лет расчет производился с учетом всех дождевых максимумов каждого года. Расчетные данные сведены в табл.2.

Преобладающая часть водотоков имеет значения коэффициентов вариации максимальных расходов в пределах 0,8-1,0. Более низкие значения C_v отмечаются на крупнейших реках Сахалина - Тымь-Адо-тимова - 0,6; Поронай - Победино - 0,3; Поронай - Абрамовка - 0,5. Значение коэффициента асимметрии устанавливалось подбором и оказалось равным 4 C_v .

Значительная изменчивость максимального дождевого стока объясняется главным образом разнообразием характера выпадения осадков, имеющих продолжительность от нескольких часов при высокой интенсивности ливня до нескольких суток при небольшой интенсивности дождя. Ограниченность данных не позволяет установить закономерности изменения редукции интенсивности ливней и дождей во времени и по площади.

В условиях Сахалина характерно преобладание небольших водотоков с площадью бассейна до 500 км². Максимальный сток этих рек наименее изучен. Полевые обследования водотоков и расчет максимальных расходов для установленных горизонтов высоких вод производился в соответствии с рекомендациями Методических указаний [3].

При вычислении максимальных расходов отмечались случаи, когда известен наивысший горизонт высоких вод (по меткам или опросным данным), но отсутствуют данные по уклону водной поверхности для этого горизонта. Возникает вопрос о правомерности использования для высоких горизонтов среднего взвешенного меженного уклона. По этому поводу Д.Е.Скородумов [4] пишет: "Влияние плесово-перекатного характера русла на неравномерность режима движения потока при паводочном состоянии вообще существенно уменьшается: про-

Таблица 2

Расчетные параметры и обеспеченные величины максимальных
дождевых расходов рек Сахалина

Река, пункт	F км ²	C _r	Число лет наблюдений	Q _{ср.макс}	Q _p %				Q _{макс.} изме- ренный	Год максималь- ного расхода
					1	3	5	10		
Тынь-Адотымово	3320	0,60	23	205,1	650	490	420	340	542	1949
Тынь-Кр.Тынь	1340	0,80	10	72,8	292	211	179	138	221	1949
Пиленга-Адотымово	451	1,0	12	30,2	148	103	84	62	110	1958
Усково-Усково	125	0,80	10	7,29	29	21,2	17,8	13,8	17,6	1958
Поронай-Победино	3650	0,3	10	246	480	410	380	340	400	1949
Поронай-Абрамково	2600	0,5	19	145,5	408	310	275	226	264	1958
Александровка- Корсаковка	171	0,7	21	38,4	138	103	87,5	70,0	95,5	1944
Красногорка-Лопатино	296	1,0	10	78,5	382	256	208	154	211	1950
Углегорка-Красно- полье	857	0,5	8	94,0	264	201	178	149	135	1958
Утасу-Парусное	100	1,2	9	23,8	139	91,3	73,0	52,0	74,9	1957
Сусун-Ю.Сахалинск	338	0,94	12	43,1	247	212	166	131	143	1952
Онорка-Оноры	323	0,80	10	38,9	202	150	127	83,3	168	1949
Найба-Быков	679	0,97	8	114	679	542	462	380	473	1957
Лазовая-Лазо	269	0,85	6	70,2	383	316	277	221	203	1956
Рогатка-Ю.Сахалинск	20,2	0,90	9	25,0	147	11,0	82,5	73,0	10,2	1957
Матросовка-Матросо- во	88,5	0,81	7	14,9	79,8	61,1	45,8	40,9	39,5	1954
Нитуй-Новое	523	0,82	5	114	661	501	441	353	379	1957
Макаровка-Макарово	578	0,76	5	94,5	491	385	333	278	319	1957
Фирсовка-Фирсово	189	0,95	4	52,1	339	265	219	177	192	1957
Леонидовка-Леони- дово	447	0,47	4	81,0	255	212	194	168	143	1957

Дольный профиль свободной поверхности воды выравнивается и принимает на участках значительного протяжения более или менее одинаковый уклон, равный среднему уклону дна на данном участке". Это положение было установлено для крупных рек, протекающих в условиях равнинного рельефа.

Малые реки горного и полугорного характера в его исследовании не рассматривались.

В связи с этим были произведены расчеты максимальных расходов воды в двух вариантах. В первом варианте при расчете использовался установленный по меткам высоких вод уклон водной поверхности, а во втором принималось значение среднего взвешенного меженного уклона. Зависимость между максимальными расходами, вычис-

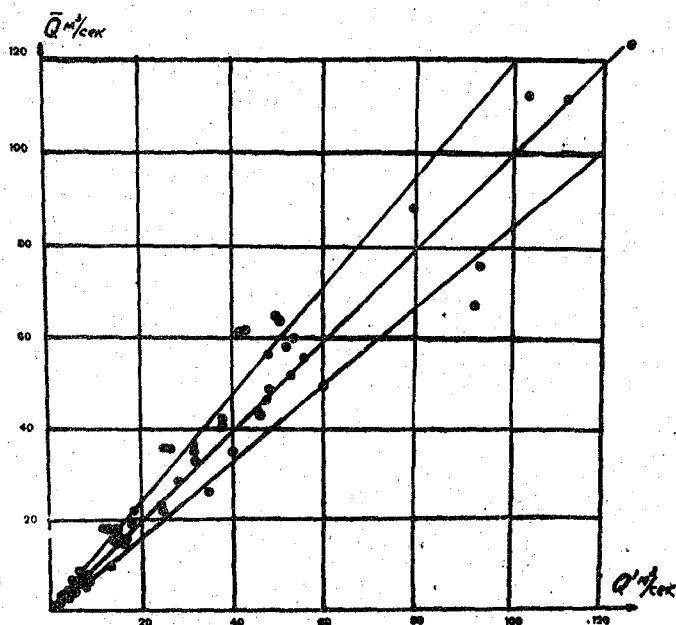


Рис. 2. ГРАФИК СВЯЗИ МЕЖДУ МАКСИМАЛЬНЫМИ РАСХОДАМИ ВОДЫ, ВЫЧИСЛЕННЫМИ ПО ФАКТИЧЕСКИМ И ОСРЕДНЕННЫМ МЕЖЕННЫМ УКЛОНАМ

ленными по фактическим и осредненным меженным уклонам, представлены на рис.2.

Большинство точек не выходит за пределы огибающих, проведенных в диапазоне $\pm 20\%$ от средней линии.

Расчеты подтверждают возможность использования среднего взвешенного меженного уклона для высоких горизонтов, сведения об уклонах которых часто отсутствуют, а при наличии последних имеют

невысокую точность.

Максимальные расходы рек северного Сахалина (участок Ноглики-Паромай) отмечаются в весенний период и имеют снеговое или смешанное снего-дождевое происхождение. В настоящей статье они не рассматриваются.

В остальных районах наивысшие максимумы стока обусловлены дождями и ливнями.

На реках южной части Тымь-Поронайской долины исключительно высокие максимумы отмечались в сентябре 1951 г. По сведениям Дальгипротранса, проводившего обследования водотоков непосредственно после прохождения паводков, и опросу старожилов, прошедшими дождями было снесено часть леса, смыт дерн и вынесен крупнообломочный материал. Перед паводком отмечались сильные дожди в горах, но ввиду отсутствия в горной части станций количество выпавших осадков неизвестно.

В период с 1 по 3/IX количество осадков в г.Поронайске достигало 167,3 мм (по данным Дальгипротранса 175мм).

Юго-восточная часть Сахалина 18-19/IX 1959 г. находилась под воздействием тайфуна, вышедшего с юга Японского моря. За это время выпало осадков в Поронайске 127,2 мм, Долинске 160 мм, Новое 166 мм.

На ст.Новое дождь начался около 20 час. 18/IX, когда было зарегистрировано 0,4 мм осадков, к 8 час. утра 19/IX количество осадков достигло 94,2 мм, к 17 час. - 151,7 мм, к 20 час. - 166 мм. При общей продолжительности дождя в 24 часа наибольшее количество осадков (93,8 мм) выпало за 12 час.

Суточные осадки 1959 г. имеют примерно 1%-ную обеспеченность, обеспеченность осадков 1951 г. не может быть установлена ввиду отсутствия указаний о начале и конце ливня. Отметим, что наблюдения за осадками проводятся в равнинной части бассейнов (по выходе их с гор), в областях же формирования стока сведения по осадкам отсутствуют.

Большинство установленных максимальных расходов воды на реках западного побережья острова имеет примерную обеспеченность в пределах 10-20%.

В основу анализа собранных материалов по максимальному стоку рек Сахалина положена известная редукционная формула, обоснование параметров которой дано Д.Л.Соколовским [5]:

$$q_{\text{макс}} = \frac{0,28 \alpha_{\text{макс}} p\% \alpha}{(F+1)^n} \delta_{\text{кр}}, \quad (1)$$

где $q_{\text{макс}}$ - максимальный модуль стока, в м³/сек. с 1 км²;
 $\alpha_{\text{макс}} p\%$ - максимальная интенсивность осадков, в мм/час, обеспеченности $p\%$; α - элементарный коэффициент стока; F - площадь бассейна, в км²; n - показатель редукции максимального модуля стока по площади; $\delta_{\text{кр}}$ - коэффициент, учитывающий влияние расчлененности рельефа на снижение максимального стока.

Несмотря на то, что рассматриваемые бассейны имеют горный и полугорный характер, расчлененность поверхности бассейнов, уклоны русла и склонов значительно различаются. Это различие естественно скажется и на скорости руслового и склонового стекания. Исходя из общей закономерности формирования максимального модуля стока, установленной Д.Л.Соколовским, можно написать:

$$q_{\text{макс}} = A \frac{1}{1 + \frac{\tau}{t_b}} = A \frac{1}{1 + \frac{\tau_r + \tau_{\text{скл}}}{t_b}}, \quad (2)$$

где $q_{\text{макс}}$ - максимальный модуль стока, A - максимальная интенсивность водостдачи, τ - общее или суммарное время добегания, t_b - продолжительность водостдачи, τ_r и $\tau_{\text{скл}}$ - продолжительность руслового и склонового добегания.

При одинаковой продолжительности водостдачи снижение величины максимального модуля стока будет более значительным для бассейнов с менее расчлененным рельефом и соответственно меньшими скоростями стекания. На слабо расчлененных водосборах на снижение максимумов оказывает влияние и большая аккумуляция воды на поверхности бассейна.

Для учета влияния крутизны рельефа на максимальный сток была установлена зависимость между максимальным модулем стока (M) и 50%-ной обеспеченности и средней крутизной рельефа $j = \frac{\Delta \sum l}{F}$, где Δ - расстояние между горизонталями по высоте, $\sum l$ - сумма длин всех горизонталей, F - площадь бассейна.

Зависимость данного вида представлена на рис.3.

На основании этой зависимости была получена формула для учета влияния крутизны рельефа на максимальный сток.

Формула имеет вид

$$\delta_{kr} \approx 1.0 + 0.005 A, \quad (3)$$

где δ_{kr} - коэффициент, учитывающий крутизну бассейна; A - средняя крутизна бассейна, в градусах

Построенная эмпирическая зависимость максимальных модулей стока примерно 1%-ной обеспеченности от площади водосбора с учетом влияния крутизны рельефа, т.е. зависимость

$$\lg q_{\text{макс}} = f \lg (F + 1), \quad (4)$$

использована для вывода расчетной формулы. При построении зависимости использовались предельные максимальные модули стока 1951, 1959 гг., близкие к 1%-ной обеспеченности, данные Дальгипротранса и максимальные модули той же обеспеченности по изученным рекам рассматриваемой территории.

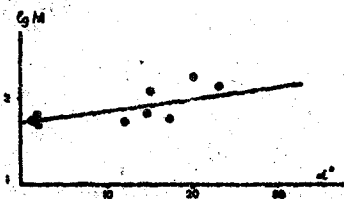


Рис. 3. ЗАВИСИМОСТЬ СРЕДНЕГО МАКСИМАЛЬНОГО МОДУЛЯ СТОКА ОТ СРЕДНЕЙ КРУТИЗНЫ РЕЛЬЕФА

Учет нелинейности логарифмической кривой в зоне малых площадей произведен с помощью добавки к площади бассейна (рис.4.)

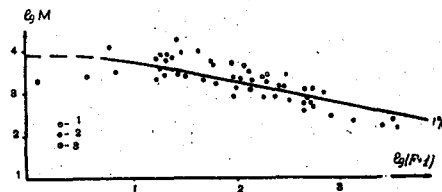


Рис. 4. ЗАВИСИМОСТЬ МАКСИМАЛЬНЫХ МОДУЛЕЙ СТОКА 1%-НОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ОТ ПЛОЩАДИ ВОДОСБОРА С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ КРУТИЗНЫ РЕЛЬЕФА

1—данные экспедиции ЛГМИ, 2—данные Гидромет-службы, 3—данные экспедиции Дальгипротранс.

В окончательном виде формула (1) представлена в следующем виде:

$$q_{\text{макс}} = \frac{0,28 \alpha d \cdot 6^{0,5}}{(F+6)^{0,50}} \int_{\text{кр}} , \quad (5)$$

или, обозначая $0,28 \alpha d \cdot 6^{0,5} = A \cdot 6^{0,5}$, имеем

$$q_{\text{макс}} = \frac{23}{(F+6)^{0,50}} \int_{\text{кр}} . \quad (6)$$

Значение параметра A , установленное по связи вида (4), оказалось равным $10,6 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Согласно обработанным метеорологическим данным максимальная часовая интенсивность слоя дождя 1%-ной обеспеченности составляет $0,63 \text{ мм}$, или часовой слой 38 мм , величина предельного коэффициента стока может быть принята равной $0,9$, что подтверждается наблюдаемыми данными. При этих характеристиках значение параметра A будет равно $0,28 \cdot 38 \cdot 0,9 = 9,5 \text{ м}^3/\text{сек}$, что весьма близко к значению $A(10,6)$, полученному по данным полевых обследований.

Зависимости вида (4) были построены для максимальных расходов 20 и 50%-ной обеспеченности. Эти кривые в основном подобны установленной кривой для 1%-ной обеспеченности, но имеют несколько меньший наклон, т.е. показатель редукции Γ . Это позволяет в первом приближении принять постоянным характер редукции максимальных модулей стока по площади для расходов различной обеспеченности.

Среднее значение коэффициента вариации, установленное по графическим зависимостям максимального стока 1, 20 и 50%-ной обеспеченности, равно $0,8$ при $C_s = 4 C_v$.

Согласно проведенным расчетам для большинства рек Сахалина коэффициент вариации максимального дождевого стока изменяется в пределах $0,8-1,0$.

Для перехода от максимальных модулей 1%-ной обеспеченности к модулям любой другой обеспеченности можно использовать соотношение

$$q_{P\%} = q_{1\%} \frac{K_{P\%}}{K_{1\%}}, \quad (7)$$

где $q_{P\%}$ и $q_{1\%}$ - максимальные модули стока обеспеченности $P\%$ и 1% ; $K_{P\%}$ и $K_{1\%}$ - ординаты кривой распределения для обеспеченности $P\%$ и 1% при $C_y = 0,8$ и $C_y = 4 C_y$.

Для проверки применимости установленной формулы, а также для выяснения возможности применения других методов были проведены расчеты максимальных расходов 1%-ной обеспеченности для 15 водотоков Сахалина по формулам и рекомендациям Д.Л.Соколовского [5], Г.А.Алексеева [1], ЦНИИС МТС [2], Дальгипротранса [6] и формуле ЛГМИ.

Вычисленные максимумы сопоставлялись с максимальными расходами, установленными на основании полевых исследований водотоков по меткам высоких вод. Среднее отклонение вычисленных расходов от наблюдаемых составляет для формулы Соколовского $\pm 59\%$, формулы Алексеева $\pm 75\%$, метода ЦНИИС МТС $\pm 370\%$, метода Дальгипротранса $\pm 91\%$ и формулы ЛГМИ $\pm 36\%$ при максимальных отклонениях соответственно 175, 310, 1110, 300 и 69%.

Расчет максимальных расходов по методу Дальгипротранса производился по нормам, разработанным для условий Приморья (Владивосток).

В дальнейших исследованиях следует проверить точность определения максимальных расходов на всех станциях Сахалинского управления гидрометслужбы, выяснить влияние пойменной аккумуляции, а также других факторов на величину максимального стока.

Л и т е р а т у р а

1. А л е к с е е в Г.А. Расчеты паводочного стока рек СССР. Гидрометеиздат, 1955.
2. Инструкция по расчету максимальных расходов воды с малых водосборов (проект). Изд. Минтрансстрой СССР, 1959.
3. Методические указания управления гидрометслужбы, № 49, 1957.
4. С к о р о д у м о в Д.Е. Гидравлические основы экстраполяции кривых расходов до высоких уровней. Труды ГГИ, вып. 77, 1960.
5. С о к о л о в с к и й Д.Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
6. Ш е р е м е т ь е в И.И. Ливневые дожди и нормы максимального поверхностного стока на территории Приморья и Приамурья. Хабаровск, 1961.

И. Ф. ГОРОШКОВ и В. Ф. ИЗOTOB
КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ НАВОДНЕНИЕ В БАССЕЙНЕ
р. КАН В 1960 ГОДУ
И ЕГО ПОВТОРЯЕМОСТЬ

Наблюдения над режимом стока рек верхнего Енисея до 1960 г. показывают, что максимальные расходы воды весеннего половодья превышают максимумы дождевых паводков и являются расчетными при проектировании водосбросных отверстий гидротехнических сооружений.

Однако прошедший летом 1960 г. дождевой паводок на реках бассейна р. Кан по максимальным расходам превысил максимумы весенних половодий как наблюдавшиеся, так и вычисленные для обеспеченности 5-0,1%.

Паводок 1960 г. является исключительно редким явлением в условиях верхнего Енисея как по величине максимальных расходов, так и по дождям, обусловившим его, и представляет большой научный и практический интерес.

1. Метеосиноптические условия формирования паводка

В конце июня, - начале августа 1960 г. на центральный район бассейна р. Оби произошло мощное антициклональное вторжение с Карского моря. Северо-восточная часть ЕТС и северная часть Западной Сибири в это время были заняты холодным арктическим воздухом. Юг Западной Сибири и Красноярского края и западные районы Иркутской области в это время подвергались воздействию интенсивной циклонической деятельности и были заняты теплой воздушной массой.

При таких условиях фронтальная зона, отделяющая холодный арктический воздух от теплого воздуха умеренных широт, была сильно обострена. В течение длительного периода - с 25/УП по 5/УШ - она была ориентирована с юго-запада на северо-восток и вдоль нее в северо-восточном направлении смещалась серия циклонов.

Прохождение циклонов сопровождалось выпадением очень обильных и продолжительных ливневых дождей, в ходе которых наблюдались небольшие перерывы и сильно изменялась интенсивность. Суммарный слой осадков за период 25/УП - 5/УШ достигал 140-197 мм. Особенно интенсивные дожди отмечались 31/УП-2/ИШ, когда за трое суток выпало 90-151 мм осадков. Суточные максимумы осадков этого дождя

Таблица 1

Характеристика осадков за период 25/УП - 5/УШ 1960 г.

Станция	Слой осадков (в мм) по суткам												Слой (в мм) за		Суточный максимум осадков	
	25/УП	26/УП	27/УП	28/УП	29/УП	30/УП	31/УП	1/УШ	2/УШ	3/УШ	4/УШ	5/УШ	25/УП-5/УШ	31/УП-2/УШ	слой, мм	дата
Петропавловка	5,3	1,7				1,0	33,0	58,0	60,3	1,5	26,2	10,3	197,0	151,0	60,3	2/УШ
Ново-Троицкое	17,5	36,2				2,4	32,7	46,0	14,8		11,6		161,2	93,5	46,0	1/УШ
Ожно-Александровка	1,8	11,7				2,0	47,1	50,8	11,9	1,3	18,2	0,8	145,6	109,8	50,8	1/УШ
Ирбей	9,8	17,0				3,7	30,8	40,8	19,6	0,1	16,6	0,8	139,2	91,2	40,8	1/УШ
Ульё	17,6			0,5	8,0	1,0	40,1	40,8	9,9		0,7	6,0	124,6	90,8	40,8	1/УШ
Ильинка	13,2		0,6				39,1	26,0	32,5		4,9	1,3	119,0	98,0	39,5	31/УП
Старики	18,6	0,2			0,2	4,6	36,9	33,1	23,5	0,5	1,1	1,6	120,3	93,5	36,9	31/УП
Межово	6,4	0,2			1,2	14,2	28,6	46,3	8,2	0,9	2,6		108,6	83,1	46,3	1/УШ
Вознесенка	8,0	1,9			2,6	1,2	39,8	38,9	7,6		2,5	3,6	106,1	86,3	39,8	1/УШ
Канск	3,0	15,0	11,6			3,1	10,6	10,5	19,3	0,1	15,7	0,2	86,2	40,4	19,3	2/УШ

составили 20-60 мм (табл.1).

Слой осадков за весь дождливый период и наиболее интенсивную его часть по некоторым метеостанциям района составляет 45-26% годовой нормы осадков; 270-148% от нормы за август и 820-430% от нормы осадков за третью декаду июля и первую декаду августа (табл.2).

Таблица 2

Сравнение слоя осадков за дождливый период 25/УП-5/УШ 1961 г. с нормой за характерные периоды (в %)

Метеостанция	Слой осадков за 25/УП-5/УШ в % от нормы за				Слой осадков за 30/УП-2/УШ в % от нормы за			
	год	август	3-ю декаду июля	1-ю декаду августа	год	август	3-ю декаду июля	1-ю декаду августа
Петропавловка	45	270	805	820	34	207	615	630
Ирбей	39	227	655	660	26	148	430	435

На карте изогийт осадков за 25/УП-5/УШ 1960 г., построенной по данным наблюдений 35 метеорологических станций и постов (рис.1), выделяется центр дождя со слоем 120-197 мм. Он занимал значительную территорию бассейна р.Кан в районе впадения его правобережного притока р.Агул. Наибольшее количество осадков за этот дождливый период отмечалось в нижнем течении р.Агул и р.Кунгус. Отсутствие станций наблюдений в верховьях этих рек затрудняет анализ формирования здесь паводков, но есть основание полагать, что в этой высокогорной части северо-восточных склонов Восточных Саян выпало еще больше осадков. Второй центр дождя со слоем 100-136 мм отмечен в среднем течении р.Кан.

Аналогичная метеосиноптическая обстановка обусловила большие дожди и высокие дождевые паводки на реках этого района осенью 1958 г.

2. Формирование паводка и характеристика его основных элементов

Дождевой паводок 1960 г. в бассейне р.Кан сформировался при исключительно благоприятных гидрометеорологических условиях. Наиболее интенсивным ливневым дождем 31/УП-2/УШ со слоем осадков 90-150 мм, которые непосредственно и обусловили этот паводок, предшествовали дожди со слоем осадков 25-55 мм, хорошо увлажнившие почвы речных бассейнов. Первые дожди вызвали еще заметные повышения уровней и расходов воды на всех постах рек района. Интенсивные подъемы уровней и приращения расходов воды начались сразу же при выпадении ливневых дождей 31/УП и достигали 50-150 см в сутки (табл.3) и 100 л/сек.км².

Общая продолжительность подъема уровней и увеличения расходов воды составила всего лишь 3-7 суток. Максимальные уровни и расходы воды наблюдались 2-5/УШ и только на р.Кан у с.Подпо-

Таблица 3

Характеристика уровней дождевого паводка 1960 г.
в сантиметрах над нулем графика

Река	Пункт	F км ²	Период наблюдений	Многолетние максимальные уровни				Паводок 1960 г.							
				весеннего половодья		дождевого паводка		начало подъема	продолжительность подъема, суток	максимальная интенсивность подъема		максимальный уровень		высота подъема над предпаводочным уровнем	продолжительность спада, суток
				Нсм	дата	Нсм	дата			см/сут-ки	дата	Нсм	дата		
Кан	Ульё	4350	1958-60	232	19/У 1960	160	9/УП 1959	31/УП	3	55	31/УП, 1/УП	266	2/УП	136	10
"	Ирбей	8900	1936-60	508	8/У 1937	334	11/УП 1949	31/УП	5	54	1-2/УП	405	4/УП	183	9
"	Канск	23 900	1933-60	452	11/У1 1937	397	13/УП 1936	31/УП	6	96	1-2/УП	562	5/УП	342	9
"	Подпорог	37 400	1938-60	627	19/1У 1953	421	3/УП 1944	2/УП	7	115	6-7/УП	636	8/УП	402	20
Кунгус	Ильинка	3600	1957-60	425	21/1У 1958	236	14/УП 1959	31/УП	4	149	2-3/УП	463	3/УП	273	10
Агул	Петропавловка	11 100	1955-60	593	23/1У 1958	502	11/1У 1955	31/УП	5	79	2-3/УП	609	4/УП	239	10
Анжа	Агинское	1340	1954-60	253	14/1У 1956	230	29/1У 1955	31/УП	6	48	1-2/УП	262	5/УП	130	8

ррп 8/УШ, что объясняется более продолжительным временем добегания от зоны формирования паводка до этого створа.

Высота подъема уровня над предпаводочным его стоянием в 4 створах на р.Кан составила 136-402 см, на р.Кунгус - 273 см, на р.Агул - 239 см и р.Анжа - 130 см. На р.Кан у нижнего створа с.Подпорог наибольший подъем уровня при меньшем максимальном расходе по сравнению с верхним створом у г.Канска объясняется узким беспойменным участком реки. Здесь за время подъема паводка ширина русла реки увеличилась всего лишь на 21 м по сравнению с предпаводочной, в то время как в створе у г.Канска соответственное приращение ширины составило 2550 м.

Максимальные уровни воды дождевого паводка 1960 г. на реках Агул, Кунгус и Кан (ниже впадения р.Агул) превысили все ранее наблюдавшиеся максимальные уровни дождевых паводков и весенних половодий (табл.3). Во время этого паводка 3/4 территории г.Канска было затоплено водой, и, как отмечают старожилы, по своей величине он превосшел исторически большой паводок 1912 г. и является наиболее высоким за 100 лет существования г.Канска.

Паводок 1960 г. в бассейне р.Кан, как уже отмечалось выше, сформировался при хорошем предшествующем увлажнении почв и последующем выпадении больших дождей. За время паводка для отдельных речных бассейнов средние значения слоя осадков составили 103-153 мм, слоя стока - 38-94 мм, потери на инфильтрацию и испарение - 27-74 мм и коэффициенты стока 0,37-0,77 (табл.4). Величина потерь стока подтверждается наблюдениями агрометеорологической станции Солянка, которая с 28/УП по 8/УШ зафиксировала увеличение влагосодержания в метровом слое почвы на 49 мм и испарение 10 мм.

Максимальные расходы воды этого паводка на рр.Агул, Кунгус и Кан у г.Канска в 2,8-4,6 раза превышали дождевые максимумы и в 2,2-3,8 раза максимумы весенних половодий за период наблюдений (табл.5).

Таблица 4
Характеристика дождевого паводка 1960 г.

Река	Пункт	F км ²	Начало павод- ка	Конец павод- ка	Продол- житель- ность, суток	Средний слой осадков, мм	Слой стока, мм	Кэф- фициент стока
Кан	Ульё	4350	31/УП	12/УШ	13	127,3	53	0,41
"	Ирбей	8900	31/УП	13/УШ	14	103,2	38	0,37
"	Канск	23 900	31/УП	14/УШ	15	129,0	62	0,48
Агул	Петре- павлов- ка	11 100	31/УП	13/УШ	14	152,6	94	0,62
Кун- гус	Ильин- ка	3600	31/УП	13/УШ	14	118,0	91	0,77

Таблица 5

Наибольшие максимальные расходы воды весенних половодий и
дождевых паводков за период наблюдений

Река	Пункт	F км ²	Период наблюдений	Весеннее половодье		Дождевые паводки				Q макс. паводка 1960 г.	Q макс. паводка 1960 г.
				Q макс. м ³ /сек.	год	Q макс. м ³ /сек.	год	Q макс. м ³ /сек.	год	Q макс. весенне- го поло- водья	Q макс. дождевого паводка
Агул	Петропар- ловка	11 100	1955-60	1060	1958	743	1955	3460	1960	3,26	4,65
Кунгус	Ильинка	3600	1958-60	350	1960	-	-	1320	1960	3,76	-
Кан	Канск	23 900	1933-60	2040	1937	1580	1936	4480	1960	2,19	2,83
"	Подпо- рог	37 400	1938-60	1900	1951	1160	1944	2400	1960	1,26	2,07
"	Ирбей	8900	1937-60	1210	1937	496	1949	879	1960	0,72	1,77

На р.Кан у с.Ирбей максимум дождевого паводка 1960 г. оказался в 1,4 раза меньше наибольшего максимума весеннего половодья 1937 г., что объясняется меньшими осадками в самой верхней части этого бассейна.

3. Повторяемость максимальных расходов воды паводка 1960 г.

Наблюдения над максимальным стоком на реках бассейна р.Кан не продолжительны и поэтому для обоснования оценки повторяемости максимальных расходов воды паводка 1960 г. также привлекаются материалы по выдающимся дождям данного района.

По трем пунктам наблюдений на р.Кан - Ирбей, Канск, Подпорог и р.Агул - Петропавловка вычислены параметры кривых обеспеченности и обеспеченные максимальные расходы воды весеннего половодья и дождевых паводков без учета и с учетом паводка 1960 г. (табл.6). При определении этих параметров для дождевых максимумов произведено удлинение рядов наблюдений до 27-28 лет по графикам связи модулей максимального стока. Опорным пунктом послужил г.Канск на р.Кан, где непрерывные наблюдения имеются с 1933 г. Эти связи оказались хорошими и их коэффициенты корреляции составляют для пунктов Ирбей - 0,84, Подпорог 0,82, Петропавловка 0,97.

Значения коэффициентов вариации и асимметрии дождевых максимумов без учета паводка 1960 г. в рассматриваемых пунктах, кроме с.Ирбей на р.Кан, превышают их значения для максимумов весеннего половодья. Средние за период наблюдений и равнообеспеченные максимумы дождевых паводков получились значительно меньшими соответствующих максимумов весеннего половодья.

Резко изменились соотношения характеристик максимального стока при включении в ряды дождевых максимумов максимальных расходов паводка 1960 г. Из табл.6 видно, что C_v с учетом паводка 1960 г. увеличились с 0,37 до 0,82 на р.Кан - Канск и с 0,40 до 0,91 на р.Агул - Петропавловка, т.е. увеличились более чем в два раза. В этих же створах значительно увеличились даже и средние значения дождевых максимумов - с 762 до 895 м³/сек. и с 548 до 654 м³/сек. Благодаря такому увеличению C_v и $Q_{\text{макс}}$ увеличились в 1,8-3,7 раза и равнообеспеченные максимальные расходы. Например, если при обеспеченностях 5,1 и 0,1% они были равны на р.Кан - Канск 1310, 1520 и 1660 м³/сек. и на р.Агул - Петропавловка 960, 1130 и 1250 м³/сек., то с учетом паводка 1960 г. соответственно увеличились до 2370, 3760 и 5760 и 1840, 2950 и 4680 м³/сек. Относительно максимумов весеннего половодья тех же обеспеченностей они были примерно в 1,5 раза меньше, а при учете паводка 1960 г. стали в 1,2-2,6 раза больше. В створах Ирбей и Подпорог на р.Кан, где паводок 1960 г. был относительно меньшим, включение максимальных расходов этого года в меньшей мере сказалось на увеличении коэффициентов вариации и равнообеспеченных расходов. Здесь максимумы весенних половодий 5 и 1%-ной обеспеченности выше соответствующих максимумов дождевых паводков.

О редкой повторяемости максимальных расходов паводка 1960 г. можно судить по их модульным коэффициентам, которые в створах

Канск на р. Кан и Петропавловка на р. Агул достигают значения 4,98-5,32 и 2,98-3,00 в створах Ирбей и Подпорог. Максимумы этого паводка в первых двух створах в 3,58-4,05 и в 1,87-1,78 раза в двух других створах превышают средние значения максимальных расходов весенних половодий (табл. 6).

Сопоставление максимальных расходов паводка 1960 г. с обеспеченными дождевыми максимумами, вычисленными без учета этого паводка, и нанесение их на соответствующие кривые обеспеченности показывают, что по створам Канск и Петропавловка их обеспеченность менее 0,01%, а в створах Ирбей и Подпорог 0,05-0,04%. По отношению к максимальным расходам весеннего половодья и положению на их кривых обеспеченности максимумы этого паводка имеют обеспеченность в первых двух створах также менее 0,01%, а в двух других 5-1%.

На кривых обеспеченности, построенных при C_v , вычисленных с учетом паводка 1960 г., максимумы этого паводка отклоняются от теоретических кривых и общего расположения наблюдаемых точек вверх. Особенно большое отклонение имеют точки паводка 1960 г. на р. Кан - г. Канск и р. Агул - Петропавловка (рис. 2). Сопоставления максимумов 1960 г. с их обеспеченными значениями, установленными по этим кривым, показывают, что они имеют обеспеченность 0,43-0,75% (табл. 6). Однако, если учесть, что включение максимумов редкой повторяемости в короткие ряды приводит к завышению значения C_v , то их обеспеченности должны быть еще меньшими.

Сделана также попытка оценить повторяемость паводка 1960 г. с помощью формулы Н.С. Крицкого и М.Ф. Менкеля, предусматривающей определение параметров кривой обеспеченности по ряду систематических наблюдений, в состав которого входит исторически высокий максимум:

$$\bar{Q} = \frac{1}{N} \left[Q_N + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^{l=n-1} Q_i \right],$$

$$C_v = \sqrt{\left[\left(\frac{Q_N}{\bar{Q}} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^{l=n-1} \left(\frac{Q_i}{\bar{Q}} - 1 \right)^2 \right] \frac{1}{N-1}}.$$

Значение N неизвестно и при расчетах оно принималось равным 50, 100, 150, 250 и 350 лет.

Анализ формул и расчеты показывают, что с увеличением N уменьшаются $\bar{Q}$ и C_v и при $N \rightarrow \infty$ они приближаются к их значениям, вычисленным без учета исторического максимума (табл. 6). В то же время увеличивается модульный коэффициент исторического максимума и достигает отношения этого максимума к средней величине, полученной без его учета ($\frac{Q_N}{\bar{Q}}$). В результате с увеличением N исторический максимум 1960 г. все больше и больше отклоняется от соответствующей кривой обеспеченности, несмотря на уменьшение его природной обеспеченности (рис. 3). Например, если при включении паводка 1960 г. в общий ряд обеспеченность его максимума на

Таблица 6

Расчетные параметры и обеспеченные значения максимальных
расходов воды, м³/сек.

Река	Пункт	F км ²	Максимум наблюденный	Максимум 1960 г.	Вычисление параметров Q _{макс.}	Q _{макс.}	C _v	C _s	Обеспеченность Q _{макс.}			Обеспеченность Q _{макс.} 1960 г.
									5%	1%	0,1%	
Кан	Канск	23 900	2110 (1937)	4480	Весеннего половодья	1250	0,34	0,68	2020	2310	2450	-
					Дождевых паводков: без учета 1960 г.	762	0,37	1,28	1310	1520	1660	-
					с учетом 1960 г.	895	0,82	2,53	2370	3760	5760	0,43
					N= 50	835	0,69	2,23	1990	2960	4400	0,09
					N=100	800	0,57	1,90	1720	2420	3420	-
					N=150	780	0,52	1,74	1590	2180	3020	-
					Весеннего половодья	852	(0,35)	1,05	1410	1610	1760	-
					Дождевых паводков: без учета 1960 г.	548	0,40	1,27	970	1130	1250	-
					с учетом 1960 г.	654	0,91	2,64	1840	2950	4680	0,50
					N= 50	607	0,77	2,40	1550	2380	3530	0,15
					N= 100	576	0,63	1,94	1300	1880	2680	0,01
					N= 150	567	0,57	1,75	1210	1650	2360	-
					N= 250	560	0,51	1,60	1120	1560	2090	-
					N= 350	557	0,48	1,50	1080	1450	1960	-
Агул	Петропав- ловка	11 100	1060 (1958)	3470	Весеннего половодья	852	(0,35)	1,05	1410	1610	1760	-
					Дождевых паводков: без учета 1960 г.	548	0,40	1,27	970	1130	1250	-
					с учетом 1960 г.	654	0,91	2,64	1840	2950	4680	0,50
					N= 50	607	0,77	2,40	1550	2380	3530	0,15
					N= 100	576	0,63	1,94	1300	1880	2680	0,01
					N= 150	567	0,57	1,75	1210	1650	2360	-
					N= 250	560	0,51	1,60	1120	1560	2090	-
					N= 350	557	0,48	1,50	1080	1450	1960	-
					Весеннего половодья	852	(0,35)	1,05	1410	1610	1760	-
					Дождевых паводков: без учета 1960 г.	548	0,40	1,27	970	1130	1250	-
					с учетом 1960 г.	654	0,91	2,64	1840	2950	4680	0,50
					N= 50	607	0,77	2,40	1550	2380	3530	0,15
					N= 100	576	0,63	1,94	1300	1880	2680	0,01
					N= 150	567	0,57	1,75	1210	1650	2360	-
					N= 250	560	0,51	1,60	1120	1560	2090	-
					N= 350	557	0,48	1,50	1080	1450	1960	-

Продолжение табл.6

Река	Пункт	F км ²	Максимум наблюденный	Максимум 1960 г.	Вычисление параметров Q макс	$\bar{Q}$ макс	C_v	C_s	Обеспеченность Q макс			Обеспеченность Q макс 1960 г.
									5%	1%	0,1%	
Кан	Ирбей	8900	1210 (1937)	879	Весеннего половодья	466	0,42	1,65	850	1000	1130	-
			496 (1949)		Дождевых паводков: без учета 1960 г.	298	0,36	1,30	504	594	645	0,05
					с учетом 1960 г.	319	0,47	1,65	613	836	1130	0,75
Кан	Подпорог	37 400	1900 (1951)	2400	Весеннего половодья	1850	0,31	0,62	2100	2380	2510	-
			1160 (1944)		Дождевых паводков: без учета 1960 г.	752	0,38	1,25	1290	1540	1660	0,04
					с учетом 1960 г.	811	0,52	1,82	1650	2290	3200	0,75

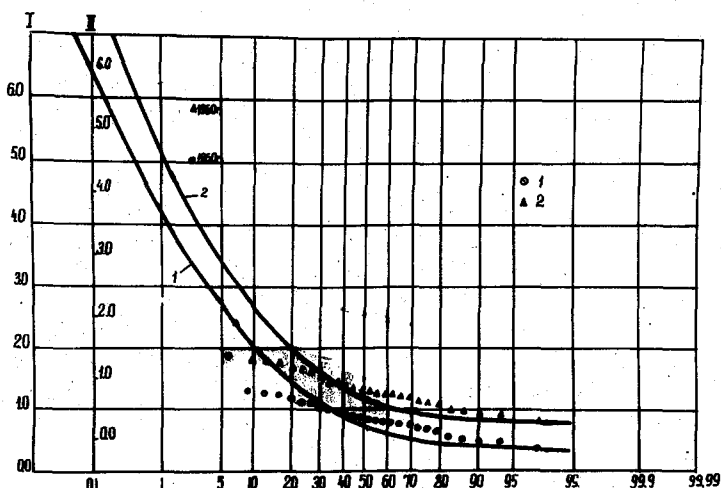


Рис. 2. КРИВЫЕ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ
ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ С УЧЕТОМ ПАВОДКА 1960 г.

1—р. Кан—г. Канск; $\bar{Q}=895$ м³/сек; $C_0=0,82$, $C_s=2,53$; 2—р. Агул—с. Петро-
павловка; $\bar{Q}=654$ м³/сек. $C_0=0,91$, $C_s=2,64$.

р.Кан - г.Канск составляла 0,43%, то при $N = 50$ она равна 0,09 и при $N = 100$ - $< 0,01$. Следовательно, приведенные формулы определения параметров кривых обеспеченности с учетом повторяемости исторического максимума один раз в N лет не позволяют получить теоретическую кривую, приближающуюся к этому максимуму, и дать оценку повторяемости паводка 1960 г.

Повторяемость осадков, обусловивших выдающийся паводок на реках бассейна р.Кан, также нельзя установить непосредственными статистическими расчетами по причине малой продолжительности наблюдений над осадками по метеостанциям, расположенным в центре дождя 1960 г. Метеостанции Канск и Солянка, имеющие наблюдения над осадками 60 и 30 лет, оказались на периферии этого дождя и осадки по ним не являются показательными. Чтобы восполнить этот недостаток, рассмотрены зависимости интенсивности дождей от их продолжительности $a = f(T)$ и установлены их обеспеченности.

С этой целью по данным осадкомеров пяти метеорологических станций (Петропавловка, Южно-Александровка, Ирбей, Ново-Троицкое, Воз-

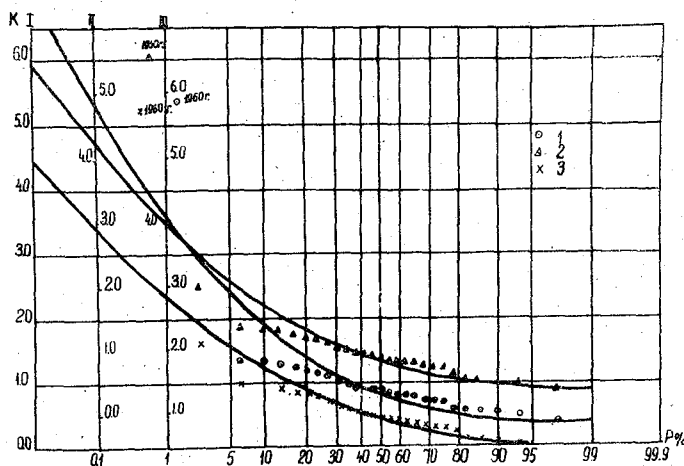


Рис. 3. КРИВЫЕ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ р. КАН — г. КАНСК С УЧЕТОМ ПОВТОРЯЕМОСТИ МАКСИМУМА 1960 г. ОДИН РАЗ В N ЛЕТ

1—N=50 лет, $\bar{Q}=835$ м³ сек, $C_s=0,69$, $C_s=2,23$; 2—N=100 лет, $\bar{Q}=800$ м³ сек, $C_s=0,59$, $C_s=1,90$; 3—N=150 лет, $\bar{Q}=780$ м³ сек, $C_s=0,52$, $C_s=1,74$.

несенка), расположенных в центре дождя, за 25/УП-5/УШ 1960 г. построен график зависимости $a = f(T)$ при $T = 12, 24, 36, 48, 72$ и 120 час. (рис. 4). На этот же график нанесены наибольшие интенсивности дождей за продолжительность от 1 мин. до 12 час., зарегистрированные самописцами метеостанции района — Иланская, Ключи и Солянка в различные периоды с 1936 по 1959 г. Верхняя огибающая этой зависимости проходит по точкам метеостанции Петропавловка, где наблюдались наибольшие осадки при продолжительностях от 12 до 120 час.

Уравнение огибающей зависимости $a = f(T)$ и его параметры для диапазона продолжительности от 1 мин. до 5 суток следующие:

$$a = \frac{36,4}{(T + 1)^{0,67}} \quad \text{мм/час,}$$

или

$$a = \frac{9,6}{(T + 1)^{0,67}} \quad \text{мм/мин.}$$

Для определения обеспеченных значений интенсивностей за различные продолжительности в один ряд объединены разрозненные наблюдения с помощью самописцев трех метеостанций (табл. 7), которые находятся в пределах небольшого района (20 000 км²) с однородными метеорологическими условиями.

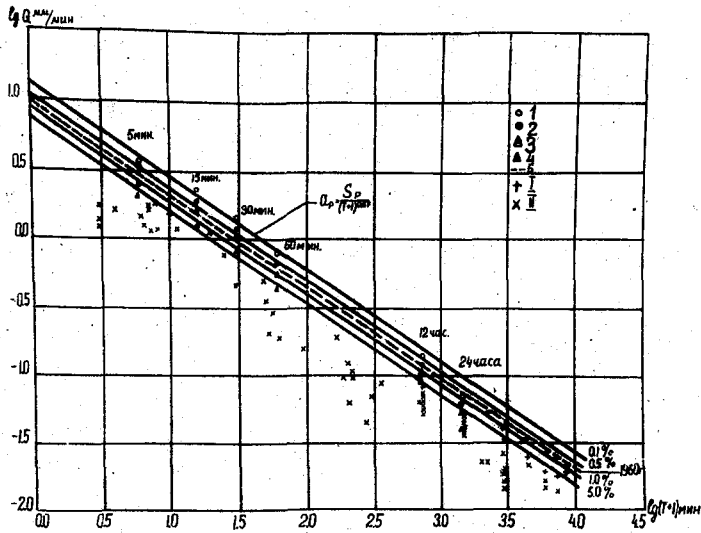


Рис. 4. ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ ОТ ИХ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ

I—1960 г., *II*—прошлые годы.
Интенсивности: *I*—0,1%, $S_{0,1}=13,2$ мм/мин., *2*—0,5%, $S_{1,5}=11,3$ мм/мин., *3*—1,0%, $S_{1,0}=9,5$ мм/мин., *4*—5,0%, $S_{5,0}=1,6$ мм/мин., *5*—верхняя огибающая по наблюдениям дождя, $S=9,6$ мм/мин.

Таблица 7
Продолжительность наблюдений по самописцам дождей на метеостанциях района

Метеостанция	Годы наблюдений
Иланская	1936-1939
Солянка	1936-1939; 1951-1955; 1958
Ключи	1941; 1956-1959

Из наблюдений по этим метеостанциям выбраны наибольшие за каждый год интенсивности при продолжительностях дождей 5, 15, 30 и 60 мин. В результате получены 17-летние ряды, по которым вычислены параметры районных кривых обеспеченности и установлены

обеспеченные значения интенсивностей для каждой продолжительности.

Аналогичные расчеты произведены и для 12-часовой продолжительности, в основу которых положены дождемерные наблюдения метеостанций Ирбей (1951-1960 гг.), Петропавловка (1955-1960 гг.) и Иланская (1936-1939 гг.).

Параметры кривых обеспеченности и обеспеченные значения суточных максимумов осадков вычислены по 60-летнему ряду наблюдений метеостанций г. Канска.

Параметры кривых обеспеченности максимальных осадков и их обеспеченные значения приводятся в табл. 8.

По обеспеченным значениям интенсивностей при различных продолжительностях построены графические зависимости $\alpha = f(T)$ (рис. 4). Здесь же нанесена верхняя огибающая зависимости интенсивности осадков от продолжительности дождя 1960 г., которая имеет одинаковый с другими зависимостями угол наклона или коэффициент редукции. Уравнения зависимостей $\alpha = f(T)$ (рис. 4) имеют общий вид:

$$\alpha_p = \frac{S_p}{(T+1)^{0,67}}.$$

Значения предельных интенсивностей различной обеспеченности составляют: $S_{5\%} = 7,6$; $S_{1\%} = 9,5$; $S_{0,5\%} = 11,9$ и $S_{0,1\%} =$

$= 13,2$ мм/мин. Предельное значение интенсивности дождя 1960 г.

$S_{1960 \text{ г.}} = 9,6$ мм/мин.

Из рис. 4 видно, что верхняя огибающая $\alpha = f(T)$ дождя 1960 г. лежит между соответствующими зависимостями обеспеченности 1,0-0,5%, т.е. по наибольшему слою осадков в центре дождя (метеостанция Петропавловка) при различных продолжительностях его можно отнести к повторяемости один раз в 70-100 лет.

На этом же рис. 4 обнаруживается отклонение вниз точек обеспеченных интенсивностей при продолжительностях 24 и 12 час. от общего направления зависимости $\alpha = f(T)$. Значения этих интенсивностей получены на основании статистических расчетов по суточным и полусуточным максимумам. Исследования этих максимумов показывают, что дожди, которые обусловили их, имеют продолжительность значительно меньше 24 или 12 час.

В действительности, максимальный суточный слой осадков в году обычно формируется во время ливней большой интенсивности и малой продолжительности. В графу "Максимальное суточное количество осадков за год" заносятся осадки, выпавшие за период от 20 до 20 час. следующих суток, в то время как ядро дождя или ливня могло войти частично в одни и частично в другие сутки. Недоучет этого может привести к существенным погрешностям при использовании "суточных максимумов осадков" для установления расчетной интенсивности и слоя осадков за продолжительность 12 и 24 часа в сторону их занижения.

Например, суточный максимум осадков 1960 г. по станции Петропавловка 60,3 мм есть слой осадков части дождя, наблюдавшейся с

Таблица 8

Параметры кривых обеспеченности максимального слоя осадков
за продолжительность 5,15,30,60 мин., 12 и 24 часа

Продолжительность дождя		5 мин.	15 мин.	30 мин.	60 мин.	12 час.	24 часа
Максимальный наблюденный слой, мм		9,9	18,6	24,0	24,9	60,3	72,0
Средний слой, мм		4,4	8,8	11,2	12,8	39,6	26,1
C_v		0,65	0,60	0,58	0,56	0,35	0,55
C_s		$2C_v$	$2C_v$	$2C_v$	$2C_v$	$3C_v$	$3C_v$
Слой осадков обеспеченностью $P\%$	5	9,9	18,9	23,6	26,3	65,0	54,3
	1	13,5	24,5	31,5	35,0	78,8	75,2
	0,5	15,1	28,1	34,8	38,7	84,5	84,5
	0,1	18,6	34,2	42,0	46,5	97,0	104

20 час. 1/УШ до 8 час.2/УШ. Продолжительность этой части дождя менее 12 час. Суточный максимум 1937 г. по станции Иланская 21,4 мм есть часть дождя с общим слоем 24,5 мм и продолжительностью 8 час.34 мин. (табл.9).

Таблица 9
Суточные максимумы осадков и их фактическая продолжительность, слой осадков и интенсивность

Станция	Год	Суточный максимум, мм	Средняя суточная интенсивность, мм/мин.	Фактические значения					Ошибка, %
				начало дождя	конец дождя	продолжительность	осадки за дождь, мм	средняя интенсивность, мм/мин.	
Иланская	1937	21,4	0,015	13 ²⁶	22 ⁰⁰	8 ³⁴	24,5	0,048	320
Солянка	1955	19,4	0,014	2 ⁵³	8 ¹²	5 ¹⁹	20,3	0,064	470
Петропавловка	1960	60,3	0,042	20 ⁰⁰	8 ⁰⁰	12 ⁰⁰	60,3	>0,084	>200

Данные наблюдений и выполненные ГГИ и КУГМС обследования малых водотоков в бассейнах рек Кан, Агул и Кунус по следам высоких вод паводка 1960 г. (табл.10), позволяют установить зависимость модуля максимального стока от площади водосбора

$q_{\text{макс}} = f(F)$ и получить районные параметры максимального дождевого стока редкой повторяемости. Зависимость $q_{\text{макс}} = f(F)$ (рис.5) позволяет достаточно строго провести верхнюю огибающую в диапазоне площадей водосборов от 10-50 до 25 000-50 000 км².

Ее уравнение и параметры следующие:

$$q_{\text{макс}} = \frac{A_b}{(F + 1)^n},$$

максимальный элементарный модуль стока или максимальная водоотдача паводка 1960 г. $A_b = 7,4 \text{ м}^3/\text{сек.км}^2$, показатель степени редукции максимального модуля стока от площади водосбора $n = 0,35$.

Разброс точек по вертикали объясняется неодинаковыми интенсивностями и суммарным слоем осадков в частных бассейнах, определивших максимальные модули стока, т.е. различной их обеспеченностью, факторами подстилающей поверхности и разной степенью точности исходных данных.

Максимальная интенсивность дождя, соответствующая максимальной интенсивности водоотдачи паводка 1960 г. при наибольших значениях вычисленных коэффициентов стока $\alpha = 0,6 \div 0,8$, равна

$q_g = \frac{A_b}{0,28\alpha} = 44,0 - 33,0 \text{ мм/час.}$ Наблюдаемая максимальная интенсивность дождя 1960 г. составляет 36,4 мм/час. Обеспеченность максимальной водоотдачи паводка 1960 г. $A_b = 7,4 \text{ м}^3/\text{сек.км}^2$ составляет 1,0-0,5%.

В результате анализа материалов по максимальному стоку и осад-

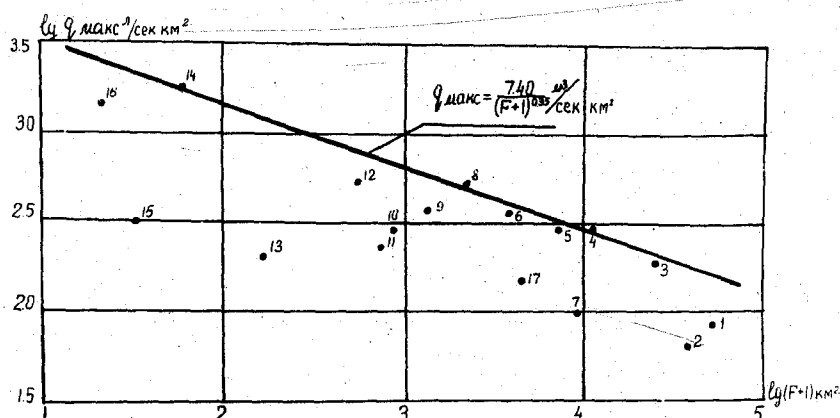


Рис. 5. ЗАВИСИМОСТЬ МОДУЛЕЙ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ПАВОДКА 1960 г. ОТ ПЛОЩАДИ ВОДОСБОРА

кам, статистических расчетов и сопоставления максимальных расходов дождевого паводка и обусловивших его осадков с обеспеченными их значениями можно считать, что повторяемость этого выдающегося паводка на р. Кан в створах Ирбей, Канск и Подпорог и на р. Агул - Петропавловка составляет один раз в 100-150 лет или несколько реже.

Более правильное, хотя и также недостаточно строгое решение этого вопроса можно получить на основании кривых обеспеченности, построенных по параметрам, установленным на основании хронологических рядов наблюдений с включением исторических максимумов. Однако необходимо принимать во внимание, что в этом случае мы получаем завышенные коэффициенты вариации по сравнению с их истинными значениями. Следовательно, фактическая обеспеченность

Таблица 10
Максимальные расходы и модули стока дождевого
паводка 1960 г. в бассейне р. Кан

Река	Пункт	F км ²	$Q_{\text{макс}}$ м ³ /сек.	$q_{\text{макс}}$ л/сек. км ²
Бирюса	Федино	51 000	4430	86,8
Кан	Подпорог	37 400	2400	64,1
"	Канск	28 900	4480	187
Агул	Петропавловка	11 100	3470	313
"	Н. Мариновка	6950	2030	292
Кунгус	Ильинка	3600	1320	367
Кан	Ирбей	8900	879	98,8
Кунгус	Степановка	2150	1180	549
"	Амбарчик	1250	450	360
Пойма	Абакумовка	825	238	289
Игиль	1,5 км от устья	700	160	229
Тайба	200 м ниже р. Линкова	525	283	539
Жидерда	1 км от устья	162	32,7	202
Арангаж	Георгиевка	59,0	107	1810
Б. Ульё	Ульё	31,0	9,35	302
Тоненькая	Покровка	21,0	31,0	1470
Кан	Ульё	4350	661	152

исторических максимумов будет меньшей по сравнению с установленной относительно построенных таким образом кривых обеспеченности.

Исключительно больших размеров дождевой паводок 1960 г. имеет очень редкую повторяемость и вносит существенные изменения в установившиеся представления о соотношении дождевых максимумов и максимумов весенних половодий в бассейне р. Кан при расчетах размеров водосбросных отверстий гидротехнических сооружений.

В расчетах максимальных расходов дождевых паводков и интенсивностей дождей в данном районе могут быть использованы полученные редуционные формулы $Q = f(T)$ и $q_{\text{макс}} = f(F)$ и их параметры соответствующих обеспеченностей. Для перехода от значения максимальной водоотдачи $A_0 = 7,4 \text{ м}^3/\text{сек. км}^2$ 1960 г., обеспеченность которой оценивается в 1,0-0,5%, к другим обеспеченностям можно принимать $C_T = 0,30 \div 0,70$ и $C_S = 3C_T \div 4C_T$.

В. Ф. КРЮКОВ

ДОВЕРИТЕЛЬНЫЕ ГРАНИЦЫ КРИВЫХ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ НА СРОК ЭКСПЛУАТАЦИИ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

При расчетах максимальных расходов на основе кривых обеспеченности весьма важно определить вероятные отклонения принятой в основу расчета эмпирической кривой обеспеченности в период эксплуатации гидротехнических сооружений, или так называемые в статистике доверительные границы кривой. Расчет обеспеченности таких доверительных границ на срок эксплуатации гидротехнических сооружений $N = 50$ лет произведен автором на основе теории динамических цепей и изложен в работе [3].

В настоящей работе произведен расчет доверительных границ эмпирической обеспеченности заблаговременностью 100 лет, иллюстрируемый графиками.

Кроме того, в приложении даны расчетные таблицы доверительных границ эмпирической обеспеченности заблаговременностью 50 и 100 лет, вычисленные на основе матриц переходных вероятностей с вероятностями 99 и 95%.

Пользование графиками не представляет принципиальных затруднений. Расчет доверительных границ по прилагаемым графикам может быть выполнен двумя способами:

1) эмпирические обеспеченности, рассчитанные по формуле $P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$, откладываются на оси абсцисс. Тогда ось ординат показывает доверительные границы эмпирической обеспеченности;

2) иногда бывает удобнее решать обратную задачу - нахождение доверительных границ расходов воды. В этом случае, задавая определенные верхние или нижние доверительные границы, определяют самую эмпирическую обеспеченность. Эмпирическая обеспеченность, имеющая верхней доверительной границей задаваемую обеспеченность, является верхней доверительной границей расхода воды заданной обеспеченности. Эмпирическая обеспеченность, имеющая своей нижней доверительной границей задаваемую обеспеченность, - есть нижняя доверительная граница расхода воды задаваемой обеспеченности.

Такой расчет выполняется по графикам в обратном порядке:

по оси ординат откладываются расходы воды задаваемой обеспеченности, а по оси абсцисс снимаются доверительные границы этих расходов, выраженные также в процентах обеспеченности.

Поскольку доверительные границы эмпирической обеспеченности не зависят от способа ее расчета, в приложении даны таблицы доверительных границ эмпирической обеспеченности с заблаговременностью 50 и 100 лет в зависимости не от самой эмпирической обеспеченности, а от порядкового номера расхода m . Как видно из таблиц, при любом способе расчета эмпирической обеспеченности ее доверительные границы для данного m являются постоянными.

Наличие доверительных границ, или, другими словами, пределов изменения эмпирических обеспеченностей, обусловлено нерепрезентативностью имеющегося ряда лет наблюдений вследствие условности применяемых формул расчета эмпирической обеспеченности и ошибок в определении коэффициента вариации максимальных расходов.

Вследствие цикличности колебаний стока высокие максимумы, наблюдающиеся после маловодного цикла, резко отклоняются от кривой обеспеченности, построенной по параметрам маловодного цикла. Эта особенность кривых обеспеченности годовых максимумов иллюстрируется на рис.1. Как видно из рис.1, при использовании первых 10 лет наблюдений (1901-1910) на р.Зее у г.Зей вследствие маловодности этого периода коэффициент вариации $C_v = 0,12$, при использовании первых 20 лет наблюдений (1901-1920) коэффициент вариации увеличился до 0,20, а при использовании 58 лет наблюдений (1901-1958) - до 0,34, т.е. почти в 3 раза. Соответственно увеличению C_v повышается и обеспеченность расходов. Так, если максимальный расход воды за первое десятилетие имел эмпирическую обеспеченность 6,7%, то за первые 20 лет наблюдений (1901-1920) тот же расход имеет уже обеспеченность 33%, а за 58 лет наблюдений (1901-1958) обеспеченность этого расхода увеличилась даже до 45%.

Теоретическая 99%-ная верхняя доверительная граница максимального расхода воды ($m = 1$) для 10-летнего периода наблюдений ($n = 10$) и заблаговременности расчета $N = 50$ лет согласно табл.1 приложения равна $\sim 35\%$. Это означает, что 99% всех возможных максимальных расходов воды за все другие десятилетия будут иметь обеспеченности меньшие, чем доверительная граница, равная 35%.

Если принять 58-летний период наблюдений (1901-1958) за генеральную выборку, то эмпирические обеспеченности для этого периода будут являться наблюдаемыми доверительными границами эмпирических обеспеченностей для первого десятилетия (1901-1910) с заблаговременностью расчета, примерно равной 50 лет, а для 20-летнего периода наблюдений (1901-1920) - с

заблаговременностью, примерно равной 40 лет.

Сравнивая теоретическую верхнюю доверительную границу наибольшего расхода воды за первое десятилетие, равную 35%, с наблюдаемой, равной 45%, видим, что она даже на 10% меньше действительной.

Другими словами, при маловодном цикле даже 99%-ная верхняя доверительная граница наибольших расходов воды не гарантирует полностью безопасность гидротехнического сооружения. Тем более не гарантирует безопасность сооружения сама кривая обеспеченности, построенная по параметрам этого маловодного цикла.

Как видно из рис.1, 99%-ные верхние доверительные границы довольно хорошо согласуются с наблюдаемой доверительной границей, являющейся кривой обеспеченности за 58-летний период.

Из рис.1 также следует, что если 99%-ная верхняя доверительная граница наибольших расходов за первое 20-летие (1901-1920) гарантирует безопасность сооружения при заблаговременности 50 лет, то этого никак нельзя сказать о самой кривой обеспеченности за эти 20 лет. Иными словами, кривая обеспеченности, построенная даже при 20-летнем периоде наблюдений, не гарантирует безопасность сооружений даже при очень малом сроке будущей его эксплуатации.

В этом заключается физический смысл доверительных интервалов, предостерегающих инженера от слепого применения статистических методов, особенно при очень малом числе лет наблюдений.

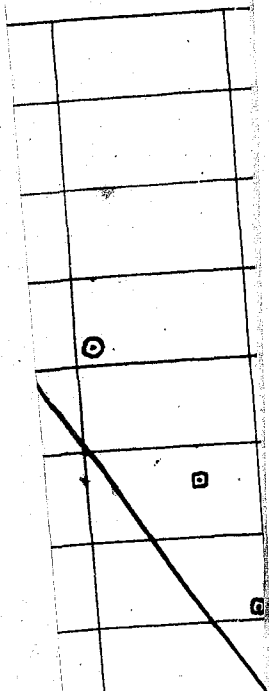
При использовании многоводного цикла, когда встречается максимальный расход, повторяющийся 1 раз за более длинные исторические периоды, эмпирическая обеспеченность максимума, наоборот, очень завышена. Эта особенность иллюстрируется рис.2, на котором представлены кривые обеспеченности максимальных расходов годовых паводков р.Шилки у Сретенска за первые 10 и 65 лет.

Как видно из рис.2, при использовании первых десяти лет наблюдений (1896-1905) вследствие очень высокого исторического максимума 1897 г. коэффициент вариации равен 0,95, для первых 20 лет наблюдений (1896-1915) - 0,66, а при 65-летнем периоде наблюдений он уменьшается до 0,48, т.е. в 2 раза по сравнению с первым десятилетием.

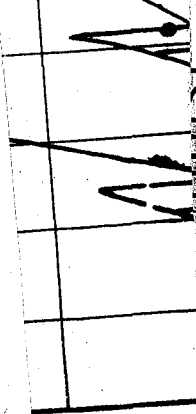
Соответственно уменьшению коэффициента вариации понижается и обеспеченность наибольшего расхода воды. Так, если обеспеченность максимального расхода воды за первое десятилетие составляла 6,7%, то за 65 лет наблюдений она уменьшилась до 1,0%.

Таким образом, в противоположность рассмотренному выше маловодному циклу, имеющему только верхнюю доверительную границу, при наличии исторического максимума обеспеченность этих расходов во многих случаях даже меньше, чем нижняя теоретическая доверительная граница с некоторой заблаговременностью. Наименьшие расходы воды при этом будут находиться в верхнем доверительном интервале.

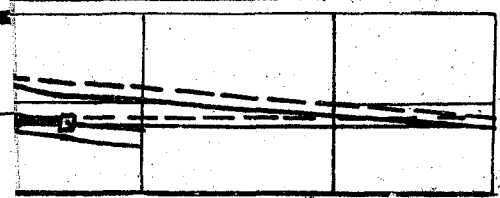
БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



	Q_0	C_v	C_s
● ●	4479	0.12	0.50
● ●	5096	0.20	1.20
□ □	5738	0.34	2.20



температурные границы



1 99 999 9999

ПАВОДКОВ
КРИВЫЕ ОЧЕННОСТИ
ЗЕЯ и 99 $n=20$
БЛАГОВРЕ

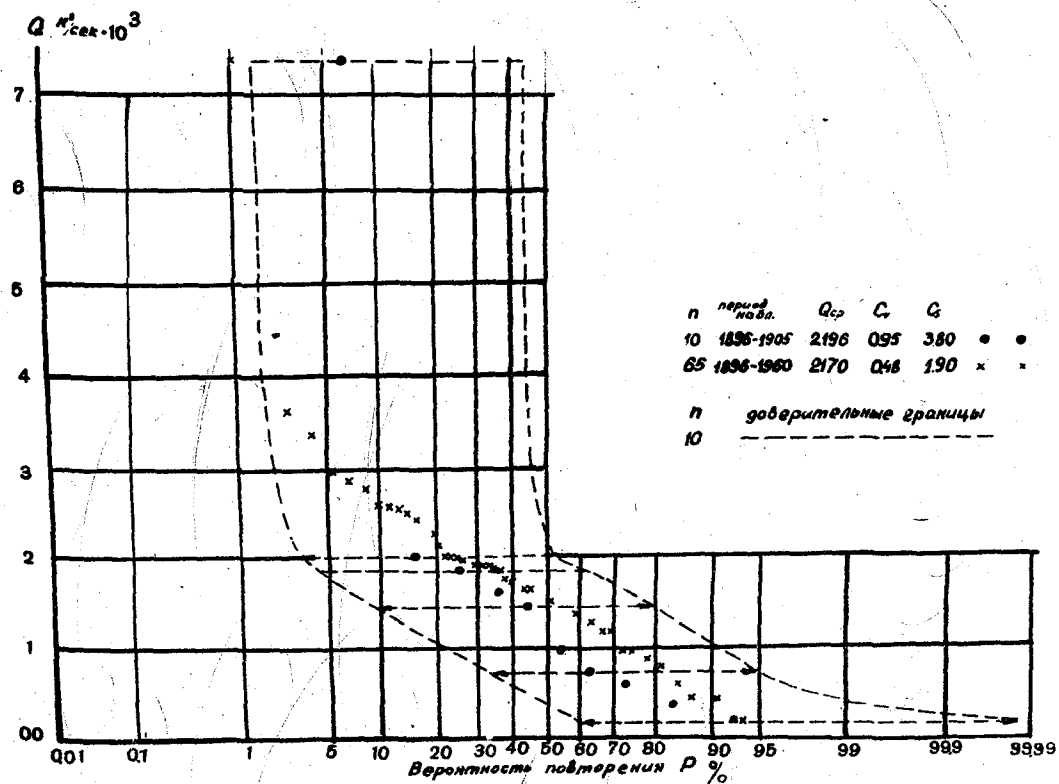


Рис. 2. ЭМПИРИЧЕСКИЕ КРИВЫЕ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ
 ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ р. ШИЛКА—г. СРЕТЕНСК И 99%-ные ДОВЕРИТЕЛЬНЫЕ ГРАНИЦЫ
 ЭМПИРИЧЕСКОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ 50 ЛЕТ ПРИ ЧИСЛЕ ЛЕТ
 НАБЛЮДЕНИЙ $n=10$.

Несовпадение нижней доверительной границы исторического максимума с наблюдаемой доверительной границей объясняется очень малой заблаговременностью, заданной при расчете. Так, из рис.2 видно, что при числе лет наблюдений $n=10$ и заблаговременности расчета $N=50$ лет исторический максимум 1897 г. предполагается повторяющимся 1 раз за 60 лет, т.е. его обеспеченность равна $\sim 1,0\%$. В действительности же его обеспеченность может быть значительно меньшей, так как он может повторяться 1 раз за более длительный период, что при том же десятилетнем периоде наблюдений вызывает необходимость увеличения заблаговременности расчета.

Использование кривой обеспеченности, построенной по многоводному периоду наблюдений, гарантируя безопасность сооружения, вызывает увеличение расчетного расхода, а следовательно, увеличивает стоимость сооружения.

Таким образом, использование малого числа лет наблюдений не гарантирует правильности построения кривой обеспеченности даже на очень малый срок будущей эксплуатации сооружения как при маловодном, так и многоводном циклах.

При очень малом числе лет наблюдений доверительные границы эмпирической обеспеченности являются наиболее неопределенными: в одних случаях отсутствует нижняя граница, а в других - верхняя.

При увеличении периода наблюдений повышается и репрезентативность ряда, что приводит, с одной стороны, к сужению доверительных интервалов, а с другой - к увеличению вероятности наличия любой из доверительных границ, как верхней, так и нижней.

Следует подчеркнуть, что доверительные границы не учитывают цикличности гидрологических величин и поэтому не отражают истинной обеспеченности, а указывают только лишь интервалы, в которых может находиться истинная обеспеченность.

Матрицы переходных вероятностей, рассчитанные на основе разработанной автором теории динамических цепей [3], позволяющие произвести расчет доверительных интервалов эмпирической обеспеченности с любой наперед заданной вероятностью, являются одновременно вероятностями многократного превышения данного расхода Q в зависимости от порядкового номера расхода m и числа лет наблюдений. (Примеры матриц для первого и двадцать пятого члена ряда помещены в приложениях).

Как известно, Ю.А.Тюриным на основе теоремы о повторных испытаниях произведен расчет этих вероятностей. В табл.1 приводятся данные Ю.А.Тюрина при периоде эксплуатации сооружения $n = 100$ лет [4].

Для сравнения матриц переходных вероятностей с данными табл.1 найдем такие матрицы, которые бы отвечали обеспеченностям расходов, выбранным Ю.А.Тюриным, т.е. 0,33; 1,0; 2,0. Если произвести расчет этих обеспеченностей по формуле $P_m = \frac{m-0,3}{n-0,4} \cdot 100\%$, то получим:

$$\begin{aligned} P &= 0,33 \text{ при } m = 1 \text{ и } n \approx 200, \\ P &= 1,0 \text{ при } m = 1 \text{ и } n = 70, \\ P &= 2,0 \text{ при } m = 1 \text{ и } n = 35. \end{aligned}$$

Таблица 1
Вероятность многократных превышений расчетного расхода $Q_p\%$ при $n = 100$ лет

Вероятность однократного превышения (обеспеченность расхода)	Вероятность многократных превышений при $n = 100$ лет						
	ни разу	1 раз	2 раза	3 раза	4 раза	5 раз	6 раз
0,33	71,8	23,8	3,9	0,4	-	-	-
1,0	36,6	37,2	18,4	6,1	0,7	-	-
2,0	13,3	27,1	27,4	18,2	9,0	2,9	1,1

Следовательно, вероятности многократных превышений по теории динамических цепей для обеспеченностей расходов 0,33; 1,0; 2,0 будут являться одновременно матрицей переходных вероятностей первого члена ряда ($m = 1$) для ряда наблюдений $n = 200, 75$ и 35 лет с заблаговременностью 100 лет.

Число превышений данного расхода определяется формулой $j = K - m$, где j - число превышений данного расхода за период заблаговременности M , K - порядковый номер расхода в новом $(n + M)$ -м ряду, m - порядковый номер расхода за рассматриваемый ряд наблюдений n .

Таблица 2
Вероятности многократных превышений расчетного расхода $Q_p\%$ при $M = 100$ лет по теории динамических цепей

Эмпирическая обеспеченность	K=1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Число превышений данного расхода j											
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0,33	66,7	22,3	7,4	2,4	-	-	-	-	-	-	-	-
1,0	41,2	24,4	14,4	8,4	4,9	2,9	1,7	0,96	0,55	-	-	-
2,0	25,8	19,2	14,2	10,6	7,8	5,8	4,3	3,2	2,4	1,6	1,2	0,9

Эмпирическая обеспеченность	K=13	14	15	16	17
	Число превышений данного расхода				
	12	13	14	15	16
0,33	-	-	-	-	-
1,0	-	-	-	-	-
2,0	0,7	0,4	-	-	-

Из сравнения таблиц 1 и 2 видно, что вероятности многократных превышений, вычисленные по теореме повторных испытаний и на основе теории динамических цепей, в общем близки по своей величине. Наиболее близкое совпадение вероятностей наблюдается при малой обеспеченности расходов, т.е. при большом числе лет наблюдений n [так как рассматривается максимальный расход воды наблюдаемого ряда ($m = 1$)], что объясняется увеличением репрезентативности ряда наблюдений с увеличением числа лет наблюдений. Так, при обеспеченности наибольшего расхода воды за 200-летний период наблюдений, равной 0,33%, наблюдается не только наилучшее совпадение вероятностей многократных превышений, а и число превышений данного расхода оказывается одинаковым и равным 3. В этом случае верхние доверительные границы, рассчитанные по таблицам 2 и 1, также равны между собой, а именно:

$$P_k = \frac{k}{n+N} = \frac{m+j}{n+N} = \frac{1+3}{200+100} = 0,0133, \text{ или } 1,33\%.$$

По мере увеличения обеспеченности наибольшего расхода воды, т.е. с уменьшением числа лет наблюдений n , разница в вероятностях многократных превышений по обеим приведенным таблицам увеличивается. При этом вероятности по теории динамических цепей, начиная с первого превышения данного расхода, во всех случаях оказываются меньшими, чем по теореме повторных испытаний, а общее число случаев превышения заданного расхода, наоборот, увеличивается. Это приводит к тому, что P %-ные верхние доверительные границы при меньшем числе наблюдений по теории динамических цепей оказываются большими, чем по данным таблицы Ю.А.Тюрина. Учитывая то, что с уменьшением числа лет наблюдений понижается и репрезентативность их, можно считать, что теория динамических цепей при малом числе лет наблюдений дает более осторожные результаты, чем данные Ю.А.Тюрина. Результаты теории динамических цепей, особенно при использовании маловодных циклов при малом числе лет наблюдений лучше совпадают с наблюдаемыми изменениями эмпирических обеспеченностей (рис.1).

Что касается многоводных циклов, то при наличии в наблюдаемом ряду исторического максимума, последний будет оставаться наибольшим расходом и в новом $(n+M)$ -м ряду, т.е. число превышений его будет равно нулю. Как видно из сравнения таблиц 1 и 2, вероятность нулевого превышения при меньшем числе лет наблюдений ($p=2,0$) согласно табл.2 почти вдвое больше, чем по теореме повторных испытаний. Поскольку вероятность непревышения при малом числе лет наблюдений, исходя из теории динамических цепей, больше, то, следовательно, вероятность j -го превышения становится меньшей, чем по данным табл.1, что является также более обоснованным, так как увеличивает вероятность уменьшения обеспеченности исторического максимума.

Таким образом, при очень большом числе лет наблюдений ре-

зультаты теории динамических цепей и теоремы о повторных испытаниях практически одинаковы. При меньшем числе лет наблюдений теория динамических цепей дает более осторожные и более обоснованные результаты.

Л и т е р а т у р а

1. С о к о л о в с к и й Д.Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
2. К р ю к о в В.Ф. Расчет доверительных границ кривой распределения. Труды ЛГМИ, вып.11, 1961.
3. К р ю к о в В.Ф. Вероятностный расчет кривой распределения на срок работы гидротехнического сооружения. Труды ЛГМИ, вып.11, 1961.
4. Т ю р и н Ю.А. Обоснование некоторых норм проектирования временных мостовых переходов. Труды Военной академии тыла и транспорта, № 10, 1957.

Доверительные границы эмпирической обеспеченности заблаговременностью 50 лет

n	Плот- ность вероят- ности P, %	m = 1		m = 2		m = 3		m = 5		m = 7		m = 10		m = 15		m = 20		m = 25		m = 30	
		P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н
8	99,0	43,1	1,72	58,6	3,44	72,4	6,90	88,0	22,4	98,3	43,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	95,0	31,0	1,72	46,6	3,44	60,4	8,63	82,6	29,4	98,3	55,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	99,0	27,4	1,61	40,3	3,22	53,3	4,84	67,8	12,9	83,2	23,5	96,8	42,0	-	-	-	-	-	-	-	-
	95,0	19,4	1,61	32,3	3,22	43,6	6,47	61,3	17,8	76,2	32,3	95,3	58,1	-	-	-	-	-	-	-	-
16	99,0	22,8	1,52	33,4	3,04	39,5	4,55	54,6	10,6	66,8	19,2	83,0	33,5	98,5	68,3	-	-	-	-	-	-
	95,0	16,7	1,52	24,2	3,04	33,4	6,06	48,5	13,6	60,3	22,7	78,6	40,9	98,5	77,5	-	-	-	-	-	-
20	99,0	18,6	1,43	27,2	2,86	32,9	4,29	44,3	8,58	55,0	15,2	70,0	27,2	89,8	51,4	100,0	83,0	-	-	-	-
	95,0	12,8	1,43	20,0	2,86	25,7	4,29	38,6	10,0	49,4	17,3	64,4	31,5	87,9	58,2	100,0	88,6	-	-	-	-
24	99,0	16,2	1,35	21,6	2,70	27,1	4,16	39,2	8,10	46,0	18,1	60,9	23,0	78,3	40,6	92,8	57,2	-	-	-	-
	95,0	10,8	1,35	16,2	2,70	21,6	4,16	32,5	9,47	41,5	15,5	55,4	25,7	75,6	46,7	91,5	62,8	-	-	-	-
28	99,0	12,8	1,28	18,0	2,56	23,1	3,84	32,0	6,42	40,1	11,0	52,6	19,2	69,2	35,0	84,5	52,6	96,2	73,1	-	-
	95,0	8,98	1,28	14,1	2,56	19,2	3,84	26,9	7,70	34,8	12,6	47,4	21,8	65,1	39,4	82,6	58,0	96,2	78,2	-	-
32	99,0	11,0	1,22	15,8	2,44	20,7	3,66	28,1	6,10	35,3	9,80	47,6	17,1	61,5	31,0	76,2	45,3	88,6	61,9	97,6	80,5
	95,0	7,30	1,22	12,2	2,44	15,8	3,66	24,4	7,30	30,2	11,5	42,7	19,5	57,0	34,4	73,2	50,3	87,2	67,4	97,6	85,3
36	99,0	9,32	1,16	14,0	2,32	17,5	3,49	25,6	5,82	32,2	9,60	41,8	15,1	55,6	27,7	68,8	39,6	81,5	54,0	91,6	69,7
	95,0	6,40	1,16	10,4	2,32	14,0	3,49	22,1	6,98	27,6	10,8	37,8	17,4	50,8	30,6	66,3	44,2	78,8	59,1	90,7	74,3
40	99,0	8,90	1,11	11,1	2,22	15,6	3,34	22,2	5,55	28,1	8,50	37,8	13,3	50,2	24,0	62,3	35,6	74,7	47,8	85,5	60,9
	95,0	5,56	1,11	8,90	2,22	12,2	3,34	20,0	6,67	24,3	9,60	33,9	15,5	46,3	27,5	60,0	38,9	71,0	52,1	83,0	65,8
45	99,0	8,14	1,07	10,6	2,11	14,3	3,17	19,6	5,28	25,2	8,00	34,4	12,6	45,1	22,0	56,6	32,3	67,4	43,2	77,6	54,5
	95,0	6,14	1,07	8,20	2,11	11,1	3,17	17,5	5,84	22,0	8,70	31,0	14,2	41,8	24,5	54,0	35,0	64,5	46,5	75,5	58,4

n	Плот- ность вероят- ности P %	m = 1		m = 2		m = 3		m = 5		m = 7		m = 10		m = 15		m = 20		m = 25		m = 30	
		P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н
50	99,0	7,00	1,00	10,0	2,00	13,0	3,00	17,0	5,00	22,3	7,50	31,0	12,0	40,0	20,1	51,0	29,0	60,0	38,5	69,8	48,1
	95,0	4,50	1,00	7,50	2,00	10,0	3,00	15,0	5,00	19,8	7,80	27,0	13,0	37,4	21,5	48,0	31,0	58,0	41,0	68,0	51,0
60	99,0	5,45	0,91	8,18	1,82	10,9	2,72	14,5	5,46	18,9	6,40	25,4	10,0	34,5	16,7	42,7	24,5	51,0	32,0	60,0	39,1
	95,0	3,63	0,91	6,36	1,82	8,20	2,72	12,3	5,46	16,4	6,80	22,7	10,9	31,5	18,0	40,9	26,4	48,8	33,9	57,3	40,9
70	99,0	5,00	0,83	6,66	1,66	8,32	2,50	12,5	4,16	16,0	5,75	21,7	8,35	30,0	14,5	36,6	20,8	44,2	27,0	51,6	33,3
	95,0	3,33	0,83	5,00	1,66	6,66	2,50	10,4	4,16	13,9	6,20	19,2	10,0	27,1	15,5	35,0	22,5	41,9	28,8	50,0	35,8
80	99,0	3,84	0,77	6,15	1,54	7,70	2,31	10,8	3,84	13,2	5,25	18,4	7,70	25,8	12,7	32,3	18,5	39,0	24,1	45,4	29,2
	95,0	2,70	0,77	4,62	1,54	6,15	2,31	9,23	3,84	12,1	5,50	16,5	8,48	23,5	13,7	30,8	20,0	37,0	25,3	43,8	31,5
90	99,0	3,25	0,72	5,41	1,44	6,85	2,16	9,74	3,58	12,3	4,88	16,5	7,20	23,3	11,6	29,2	16,6	35,6	21,6	41,4	26,3
	95,0	2,35	0,72	3,98	1,44	5,40	2,16	8,12	3,58	10,9	5,12	14,6	7,58	21,2	12,4	27,4	18,0	33,8	22,8	39,6	28,4
100	99,0	2,66	0,67	4,67	1,34	6,00	2,00	8,68	3,33	11,4	4,50	14,6	6,68	20,8	10,5	26,0	14,6	32,3	19,1	37,3	23,4
	95,0	2,00	0,67	3,33	1,34	4,66	2,00	7,00	3,33	9,75	4,75	12,7	6,68	19,0	11,0	24,0	16,0	29,7	20,2	35,3	25,3
150	99,0	2,00	0,50	3,00	1,00	3,50	1,50	5,50	2,50	7,40	3,25	9,50	5,00	14,1	7,25	17,0	10,5	21,7	13,0	25,0	16,0
	95,0	1,20	0,50	-	1,00	3,00	1,50	4,50	2,50	6,25	3,30	8,26	5,00	12,4	8,00	16,2	11,0	19,8	13,4	23,0	17,0
200	99,0	1,20	0,40	2,00	0,80	2,40	1,20	4,00	2,00	5,00	2,50	6,80	4,00	9,70	5,60	12,4	8,02	15,2	10,0	18,0	12,4
	95,0	0,80	0,40	-	0,80	2,00	1,20	3,20	2,00	4,60	2,70	6,00	4,00	9,25	6,20	11,6	8,40	14,6	10,2	17,2	13,2

n	Плот- ность вероят- ности P %	m = 40		m = 50		m = 70		m = n - 69		m = n - 49		m = n - 29		m = n - 19		m = n - 9		m = n - 4		m = n - 3		m = n - 1	
		P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н
8	99,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	80,6	11,8	88,0	22,4	98,3	43,2
	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	72,5	17,0	82,6	29,4	98,3	55,2
12	99,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	53,3	4,84	88,8	33,9	93,6	37,1	98,4	48,4
	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	43,6	6,47	83,8	40,3	90,4	50,1	98,4	69,4
16	99,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	66,8	19,2	91,0	47,1	95,6	53,1	98,5	68,3
	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60,3	22,7	87,9	53,0	92,5	60,7	98,5	77,5
20	99,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18,6	1,43	74,3	31,5	92,8	57,2	95,7	61,4	98,6	74,3
	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,8	1,43	70,0	37,2	91,5	62,8	94,3	68,7	98,6	74,3
24	99,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	39,2	8,10	78,3	40,6	93,3	62,2	96,1	71,7	98,6	79,8
	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32,5	9,47	75,8	46,0	91,9	69,0	94,7	74,3	98,6	85,2
28	99,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	47,9	16,3	82,0	48,8	94,8	69,2	96,2	73,1	98,7	83,3
	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	42,8	18,6	79,5	53,9	93,6	74,4	96,2	78,2	98,7	87,2
32	99,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,7	3,66	58,3	28,2	84,0	53,6	95,2	73,2	96,4	76,8	98,8	85,3
	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15,8	3,66	53,6	31,0	81,7	58,5	93,8	76,8	96,4	81,7	98,8	89,0
36	99,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32,2	9,60	61,6	32,5	86,0	59,8	95,5	75,6	96,5	80,3	98,8	87,2
	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27,6	10,8	57,0	34,9	83,7	63,3	94,3	79,0	96,5	83,7	98,8	90,8
40	99,0	100,0	92,3	-	-	-	-	-	-	-	-	39,5	15,5	65,0	38,1	87,8	63,3	95,7	79,0	96,7	81,0	98,9	90,0
	95,0	100,0	95,6	-	-	-	-	-	-	-	-	35,3	18,2	61,5	42,0	85,6	67,3	94,5	81,2	96,7	85,5	98,9	92,3
45	99,0	93,8	80,8	-	-	-	-	-	-	-	-	45,8	23,1	68,5	44,0	88,4	66,6	95,8	81,5	96,8	83,5	99,0	90,5
	95,0	93,6	84,2	-	-	-	-	-	-	-	-	42,6	25,6	65,8	47,5	86,8	70,6	95,2	83,6	96,8	87,2	99,0	92,6

n	плот- ность вероят- ности P %	m = 40		m = 50		m = 70		m = n - 69		m = n - 49		m = n - 29		m = n - 19		m = n - 9		m = n - 4		m = n - 3		m = n - 1	
		P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н
50	99,0	87,7	69,3	100,0	94,0	-	-	-	-	7,00	1,00	52,0	30,7	72,0	50,0	89,0	70,0	96,0	84,0	97,0	86,0	99,0	91,0
	95,0	87,2	72,7	100,0	96,0	-	-	-	-	4,50	1,00	50,0	33,0	70,0	53,0	88,0	74,0	96,0	86,0	97,0	89,0	99,0	93,0
60	99,0	75,8	56,5	85,2	74,0	-	-	-	-	27,2	11,2	61,8	40,9	76,4	58,2	91,0	75,4	96,3	86,2	97,3	88,2	99,1	92,8
	95,0	73,8	58,8	85,1	77,2	-	-	-	-	24,1	12,3	60,0	43,6	74,5	60,0	90,0	78,1	96,3	88,5	97,3	90,8	99,1	94,6
70	99,0	65,6	48,0	79,6	62,7	100,0	95,8	5,00	0,83	38,9	21,9	67,6	49,2	80,0	64,1	92,6	79,2	96,8	88,3	97,6	90,2	99,2	94,2
	95,0	63,6	50,0	77,5	64,6	100,0	97,6	3,33	0,83	36,1	23,6	65,0	50,8	78,3	65,9	90,9	81,7	96,8	90,5	97,6	92,2	99,2	96,0
80	99,0	57,5	41,8	70,0	54,6	92,0	81,3	20,2	8,70	46,7	31,0	71,5	55,4	82,4	68,5	93,1	82,3	96,9	90,0	97,7	91,7	99,2	94,7
	95,0	55,5	43,4	68,0	56,0	91,3	83,1	18,0	9,50	44,8	32,6	69,2	56,9	80,8	70,0	92,4	84,3	96,9	91,7	97,7	93,2	99,2	96,2
90	99,0	52,5	37,4	63,6	48,3	84,2	72,2	29,2	16,7	52,7	37,2	74,4	59,4	84,2	71,6	93,5	84,2	97,2	91,6	97,9	92,6	99,3	95,4
	95,0	50,3	39,1	61,6	50,3	83,0	74,0	27,0	17,5	50,4	39,0	72,4	61,1	82,8	73,4	93,2	86,2	97,2	92,8	97,9	94,0	99,3	96,8
100	99,0	47,5	33,0	57,3	42,0	76,5	63,2	38,3	24,7	58,7	43,3	77,4	63,3	86,0	74,8	94,0	86,0	97,4	92,0	98,1	93,4	99,3	96,1
	95,0	45,2	34,8	55,3	44,6	74,8	65,0	36,0	25,5	56,0	45,3	75,5	65,3	84,8	76,7	94,0	88,1	97,4	93,8	98,1	94,8	99,3	97,4
150	99,0	31,6	22,2	38,0	28,5	51,5	41,5	59,0	49,0	72,1	62,5	84,5	75,6	90,0	83,6	95,5	91,0	98,2	95,2	98,6	96,2	99,5	97,6
	95,0	30,3	23,3	37,0	30,0	50,5	43,0	57,6	50,0	70,6	63,6	83,5	77,6	89,5	84,3	95,5	92,3	98,2	96,5	98,6	-	99,5	-
200	99,0	23,0	16,6	28,4	21,6	38,7	31,4	69,0	61,7	78,9	72,1	88,0	82,5	92,4	88,0	96,3	93,7	98,4	96,5	98,9	97,2	99,6	98,4
	95,0	22,2	17,5	27,6	22,6	37,6	32,0	68,5	62,8	77,8	72,9	87,3	83,3	92,0	88,0	96,3	94,5	98,4	97,2	98,9	-	99,6	-

Доверительные границы эмпирической обеспеченности заологовременностью 100 лет

n	Плот- ность веро- ятнос- ти Р %	m = 1		m = 2		m = 3		m = 5		m = 7		m = 10		m = 15		m = 20		m = 25		m = 30	
		P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н
20	99,0	20,0	0,83	27,1	1,66	33,7	2,50	47,5	6,67	58,2	11,7	73,3	22,5	91,5	47,2	100,0	80,7	-	-	-	-
	95,0	12,9	0,83	20,4	1,66	27,1	3,33	40,0	9,18	50,7	16,8	65,0	30,3	87,8	55,0	100,0	88,0	-	-	-	-
25	99,0	16,6	0,80	22,8	1,60	28,4	2,40	39,8	5,64	49,4	9,72	62,4	19,0	79,9	37,6	91,5	62,4	100,0	84,0	-	-
	95,0	10,7	0,80	17,1	1,60	22,6	2,82	33,4	7,66	43,1	13,7	56,0	24,8	75,4	36,3	89,6	69,4	100,0	90,2	-	-
30	99,0	13,1	0,77	18,4	1,54	23,1	2,31	32,2	4,61	40,6	7,75	51,5	15,4	68,3	28,0	83,0	44,0	94,3	63,8	100,0	87,8
	95,0	8,46	0,77	13,8	1,54	18,0	2,31	26,9	6,15	35,5	10,6	46,9	19,2	63,0	35,0	79,2	50,7	92,6	69,3	100,0	92,4
35	99,0	11,2	0,74	16,0	1,48	19,8	2,22	28,4	4,44	35,8	7,12	45,8	13,4	61,2	24,2	74,4	37,7	85,9	53,4	93,8	72,4
	95,0	7,44	0,74	11,9	1,48	15,6	2,22	23,6	5,58	31,1	9,35	41,3	16,8	56,2	30,0	70,2	44,0	82,9	59,2	92,5	77,2
40	99,0	9,30	0,71	13,6	1,43	16,4	2,14	24,6	4,28	31,0	6,50	40,0	11,4	54,0	20,5	65,8	31,4	77,5	43,0	87,5	57,0
	95,0	6,43	0,71	10,0	1,43	13,2	2,14	20,4	5,00	26,7	8,10	35,7	14,3	49,5	25,0	61,3	37,2	73,2	49,0	85,0	62,0
45	99,0	8,31	0,69	12,2	1,38	15,0	2,07	22,0	3,80	28,2	6,00	36,6	10,2	49,4	18,5	60,4	28,2	70,8	39,0	80,6	50,2
	95,0	5,54	0,69	9,00	1,38	11,9	2,07	18,2	4,50	24,2	7,35	32,5	13,2	45,2	22,1	56,0	33,0	66,8	43,8	77,6	55,8
50	99,0	7,32	0,67	10,7	1,33	13,7	2,00	19,3	3,33	25,5	5,50	33,3	9,17	44,8	16,5	54,9	25,0	64,0	35,0	73,7	43,3
	95,0	4,66	0,67	8,00	1,33	10,6	2,00	16,0	4,00	21,6	6,60	29,3	12,0	40,8	19,2	50,7	28,8	60,3	38,7	70,1	49,5
55	99,0	6,62	0,65	9,42	1,29	12,4	1,94	17,6	3,22	22,9	5,25	30,0	8,65	41,0	15,3	55,4	23,0	58,9	31,8	68,0	39,9
	95,0	4,36	0,65	7,12	1,29	9,68	1,94	14,7	3,87	19,6	6,10	26,6	11,0	37,5	17,6	46,6	26,3	55,4	35,2	64,6	44,8
60	99,0	5,92	0,62	8,13	1,25	11,2	1,88	15,9	3,12	20,3	5,00	26,8	8,13	37,3	14,2	46,0	21,0	53,8	28,7	62,4	36,5
	95,0	4,06	0,62	5,25	1,25	8,77	1,88	13,4	3,74	17,5	5,60	23,8	10,0	34,2	16,0	42,6	23,8	50,6	31,8	59,0	40,1
65	99,0	5,46	0,61	7,74	1,21	10,3	1,82	15,0	3,03	19,0	4,85	25,2	7,74	35,0	13,4	43,3	19,8	50,4	27,0	58,4	34,2
	95,0	3,65	0,61	5,92	1,21	8,06	1,82	12,6	3,64	16,1	5,30	22,2	9,42	31,7	14,9	39,8	22,0	47,4	29,7	55,0	37,2

n	Плот- ность вероят- ности p%	m = 1		m = 2		m = 3		m = 5		m = 7		m = 10		m = 15		m = 20		m = 25		m = 30	
		P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н
70	99,0	5,00	0,59	7,36	1,18	9,42	1,76	14,1	2,94	17,6	4,70	23,5	7,36	32,8	12,5	40,6	18,6	47,0	25,2	54,4	31,8
	95,0	3,24	0,59	5,58	1,18	7,36	1,76	11,8	3,53	14,7	5,00	20,6	8,83	29,2	13,8	37,0	20,3	44,1	27,6	51,0	34,3
75	99,0	4,72	0,57	6,88	1,14	8,74	1,72	12,9	2,86	16,6	4,50	22,0	7,00	29,5	11,9	38,0	17,6	43,9	23,7	51,4	29,9
	95,0	3,00	0,57	5,16	1,14	6,88	1,72	10,9	3,43	13,9	4,85	19,2	8,80	27,4	13,0	34,8	19,0	41,2	25,7	48,0	32,2
80	99,0	4,45	0,56	6,39	1,11	8,07	1,67	11,7	2,78	15,7	4,30	20,6	6,68	26,2	11,3	35,5	16,5	40,8	22,2	48,4	28,0
	95,0	2,78	0,56	4,73	1,11	6,39	1,67	10,0	3,33	13,0	4,70	17,8	7,79	25,5	12,2	32,5	17,8	38,3	23,8	45,0	30,0
85	99,0	4,06	0,54	6,09	1,08	7,72	1,62	11,0	2,70	14,7	4,25	19,2	6,37	25,4	10,8	33,2	15,5	38,8	21,1	45,6	26,3
	95,0	2,58	0,54	4,47	1,08	5,96	1,62	9,22	2,98	12,2	4,50	16,8	7,45	24,0	11,6	30,6	16,8	36,2	22,4	42,5	28,2
90	99,0	3,68	0,53	5,79	1,05	7,38	1,58	10,2	2,63	13,7	4,00	17,9	6,06	24,6	10,2	31,0	14,5	36,9	20,0	42,7	24,6
	95,0	2,37	0,53	4,21	1,05	5,53	1,58	8,43	2,63	11,4	4,26	15,8	7,11	22,5	10,9	28,7	15,8	34,2	21,0	40,1	26,5
100	99,0	3,50	0,50	5,00	1,00	6,50	1,50	9,25	2,50	11,8	3,80	15,5	5,50	21,6	9,50	27,2	13,3	33,0	18,0	38,5	22,2
	95,0	2,24	0,50	3,75	1,00	5,00	1,50	7,50	2,50	9,70	4,00	14,0	6,50	20,1	10,0	25,8	14,2	30,4	19,0	36,2	23,7
150	99,0	2,00	0,40	3,20	0,80	4,00	1,20	6,00	2,00	8,75	3,00	10,4	4,20	14,2	6,80	18,0	9,50	22,8	12,8	24,9	15,5
	95,0	1,40	0,40	2,40	0,80	3,20	1,20	5,00	2,00	7,00	3,15	9,60	4,80	12,8	7,00	17,5	9,60	20,8	14,0	24,5	15,7
200	99,0	1,33	0,33	2,16	0,67	3,00	1,00	4,34	1,66	5,70	2,25	7,34	3,33	10,7	5,40	13,6	7,25	16,0	9,67	19,0	11,5
	95,0	0,93	0,33	1,66	0,67	2,33	1,00	3,50	1,66	4,25	2,30	6,68	3,67	9,40	5,40	12,4	7,40	15,3	10,3	18,2	11,7

n	Плот- ность вероят- ности P%	m = 40		m = 50		m = n - 49		m = n - 24		m = n - 9		m = n - 4		m = n - 2		m = n - 1		m = n	
		P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н	P _б	P _н
20	99,0	-	-	-	-	-	-	-	-	78,0	26,7	94,1	53,3	98,33	67,2	99,17	73,7	100,0	80,7
	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	70,0	35,2	91,8	60,8	87,50	73,6	99,17	80,5	100,0	88,0
25	99,0	-	-	-	-	-	-	16,6	0,80	81,8	38,0	95,0	60,9	98,40	72,4	99,20	78,1	100,0	84,2
	95,0	-	-	-	-	-	-	10,7	0,80	75,8	44,6	93,3	67,2	97,98	78,2	99,20	83,7	100,0	90,2
30	99,0	-	-	-	-	-	-	36,5	6,10	85,5	49,2	96,0	68,5	98,46	77,7	99,23	82,5	100,0	87,8
	95,0	-	-	-	-	-	-	31,3	8,10	81,6	53,9	94,8	73,7	98,46	82,8	99,23	86,9	100,0	92,4
35	99,0	-	-	-	-	-	-	46,5	14,3	87,4	55,0	96,2	72,3	98,52	81,0	99,25	84,9	100,0	89,6
	95,0	-	-	-	-	-	-	41,6	17,8	84,1	59,4	95,3	77,0	98,52	85,2	99,25	88,8	100,0	93,4
40	99,0	100,0	91,5	-	-	-	-	56,5	22,5	89,2	60,7	96,4	76,1	98,57	84,3	99,28	87,3	100,0	91,5
	95,0	100,0	94,3	-	-	-	-	51,8	27,5	86,6	65,0	95,8	80,4	98,57	87,8	99,28	90,8	100,0	94,3
45	99,0	95,4	78,8	-	-	-	-	61,0	29,6	90,2	64,0	96,8	78,8	98,62	85,7	99,30	88,7	100,0	92,5
	95,0	94,6	82,3	-	-	-	-	56,9	33,9	87,7	68,2	96,3	82,5	98,62	88,8	99,30	91,8	100,0	95,2
50	99,0	90,7	66,2	100,0	93,5	7,32	0,67	65,6	36,7	91,2	67,3	97,3	81,4	98,67	87,1	99,33	90,1	100,0	93,5
	95,0	89,3	70,3	100,0	96,0	4,66	0,67	62,0	40,3	88,8	71,3	96,7	84,7	98,67	90,0	99,33	92,7	100,0	96,0
55	99,0	84,4	59,2	95,8	82,6	12,6	2,34	68,8	41,8	91,9	70,5	97,5	83,0	98,70	88,2	99,35	91,4	100,0	94,2
	95,0	82,4	63,2	95,1	85,4	10,1	2,68	65,4	45,2	89,6	74,2	96,8	86,0	98,70	90,9	99,35	93,6	100,0	96,2
60	99,0	78,2	52,1	91,7	71,6	18,0	4,00	72,0	46,9	92,6	73,8	97,7	84,7	98,75	89,4	99,38	92,6	100,0	94,8
	95,0	75,4	56,1	90,2	74,8	15,5	4,70	68,8	50,0	90,5	77,0	96,9	87,3	98,75	91,8	99,38	94,5	100,0	96,5
65	99,0	73,3	48,4	86,8	65,2	30,0	12,0	74,8	50,2	93,0	75,5	97,7	85,7	98,78	90,8	99,40	92,9	100,0	95,2
	95,0	70,1	52,0	84,6	68,4	27,1	13,2	70,9	53,2	91,2	78,5	97,0	88,1	98,78	92,6	99,40	94,8	100,0	96,9

n	Плот- ность вероят- ности P %	m = 40		m = 50		m = n - 49		m = n - 24		m = n - 9		m = n - 4		m = n - 2		m = n - 1		m = n	
		P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н	P _г	P _н
70	99,0	68,4	44,7	81,9	58,7	41,9	19,9	77,7	53,5	93,3	77,2	97,7	86,7	98,82	91,2	99,41	93,2	100,0	95,6
	95,0	64,8	48,0	79,1	62,1	38,7	21,7	73,0	56,4	91,8	80,1	97,1	88,9	98,82	93,4	99,41	95,0	100,0	97,8
75	99,0	64,4	42,0	77,1	55,2	45,7	24,6	78,0	56,6	93,7	78,6	97,8	87,8	98,85	91,9	99,42	93,7	100,0	95,9
	95,0	61,1	45,0	74,3	58,2	42,4	26,4	74,8	59,4	92,3	81,4	97,2	89,8	98,85	93,8	99,42	95,4	100,0	97,5
80	99,0	60,5	39,4	72,3	51,8	49,5	29,2	78,4	59,8	94,0	80,1	97,8	89,0	98,89	92,6	99,44	94,3	100,0	96,2
	95,0	57,4	42,0	69,5	54,4	46,1	31,2	76,7	62,8	92,8	82,8	97,4	90,6	98,89	94,2	99,44	95,9	100,0	97,8
85	99,0	57,2	37,4	68,3	48,6	52,2	32,8	79,5	61,8	94,3	81,4	97,9	89,6	98,92	93,0	99,45	94,5	100,0	96,6
	95,0	54,3	39,6	65,8	51,2	49,2	34,7	78,2	64,3	93,1	83,8	97,7	91,3	98,92	94,6	99,45	96,2	100,0	98,0
90	99,0	53,8	35,4	64,3	45,5	55,0	36,3	80,6	63,8	94,6	82,6	98,0	90,3	98,95	93,3	99,47	94,8	100,0	96,9
	95,0	51,2	37,2	62,0	48,0	52,2	38,2	79,6	66,4	93,4	84,8	98,0	92,1	98,95	95,0	99,47	96,4	100,0	98,3
100	99,0	48,6	31,6	58,5	41,0	59,6	42,0	82,6	67,5	95,2	85,1	98,0	91,4	99,00	94,0	99,50	95,6	100,0	97,1
	95,0	46,1	33,5	56,5	43,2	57,3	44,0	81,6	70,0	94,2	86,4	98,0	93,2	99,00	95,6	99,50	96,7	100,0	98,3
150	99,0	31,7	21,7	40,9	28,8	71,8	59,7	87,8	77,7	95,7	90,2	98,3	94,5	99,20	96,5	99,60	97,2	100,0	98,4
	95,0	31,5	22,3	39,5	30,4	70,1	60,8	86,8	79,7	95,7	90,8	98,3	95,4	99,20	97,3	99,60	98,0	100,0	99,0
200	99,0	24,4	15,9	29,3	20,6	79,8	71,1	90,8	84,4	96,9	93,1	98,7	96,2	99,33	97,4	99,67	98,2	100,0	99,0
	95,0	23,7	16,6	28,4	21,7	78,6	72,0	90,1	83,4	96,7	93,7	98,7	96,8	99,33	98,1	99,67	98,8	100,0	99,4

Матрица переходных вероятностей первого члена ряда ($m = 1$)

к \ n	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24				
20	[0,1667 0,0123]	0,1401 0,0100	0,1175 0,00817	0,0984 0,00666	0,0823 0,00542	0,0687 0,00440	0,0572 0,00356	0,0476 0,00288	0,0395 0,00232	0,0327 0,00186	0,0270	0,0223	0,0183	0,0150
30	[0,2308 0,0052]	0,1789 0,0038	0,1384 0,0028]	0,1067	0,0821	0,0630	0,0483	0,0369	0,0281	0,0213	0,0161	0,0122	0,0092	0,0069
40	[0,2857	0,2055	0,1474	0,1054	0,0752	0,0535	0,0379	0,0268	0,0189	0,0132	0,0092	0,0064	0,0044]	
50	[0,3333	0,2237	0,1496	0,0997	0,0662	0,0438	0,0269	0,0190	0,0124	0,0081	0,0053]			
60	[0,3750	0,2358	0,1477	0,0922	0,0573	0,0355	0,0219	0,0134	0,0082	0,0050]				
70	[0,4118	0,2437	0,1436	0,0843	0,0492	0,0286	0,0166	0,0096	0,0056]					
80	[0,4444	0,2482	0,1380	0,0764	0,0421	0,0231	0,0126	0,0068]						
90	[0,4737	0,2506	0,1320	0,0691	0,0360	0,0187	0,0096]							
100	[0,5000	0,2512	0,1255	0,0624	0,0309	0,0152	0,0074]							
150	[0,6000	0,2409	0,0964	0,0382	0,0151]									
200	[0,6667	0,2229	0,0740	0,0244]										
300	[0,7500	0,1877	0,0467	0,0115]										
500	[0,8333	0,1385	0,0229]											
700	[0,8750	0,1095]												
1000	[0,9091	0,0826]												
2000	[0,9524	0,0453]												

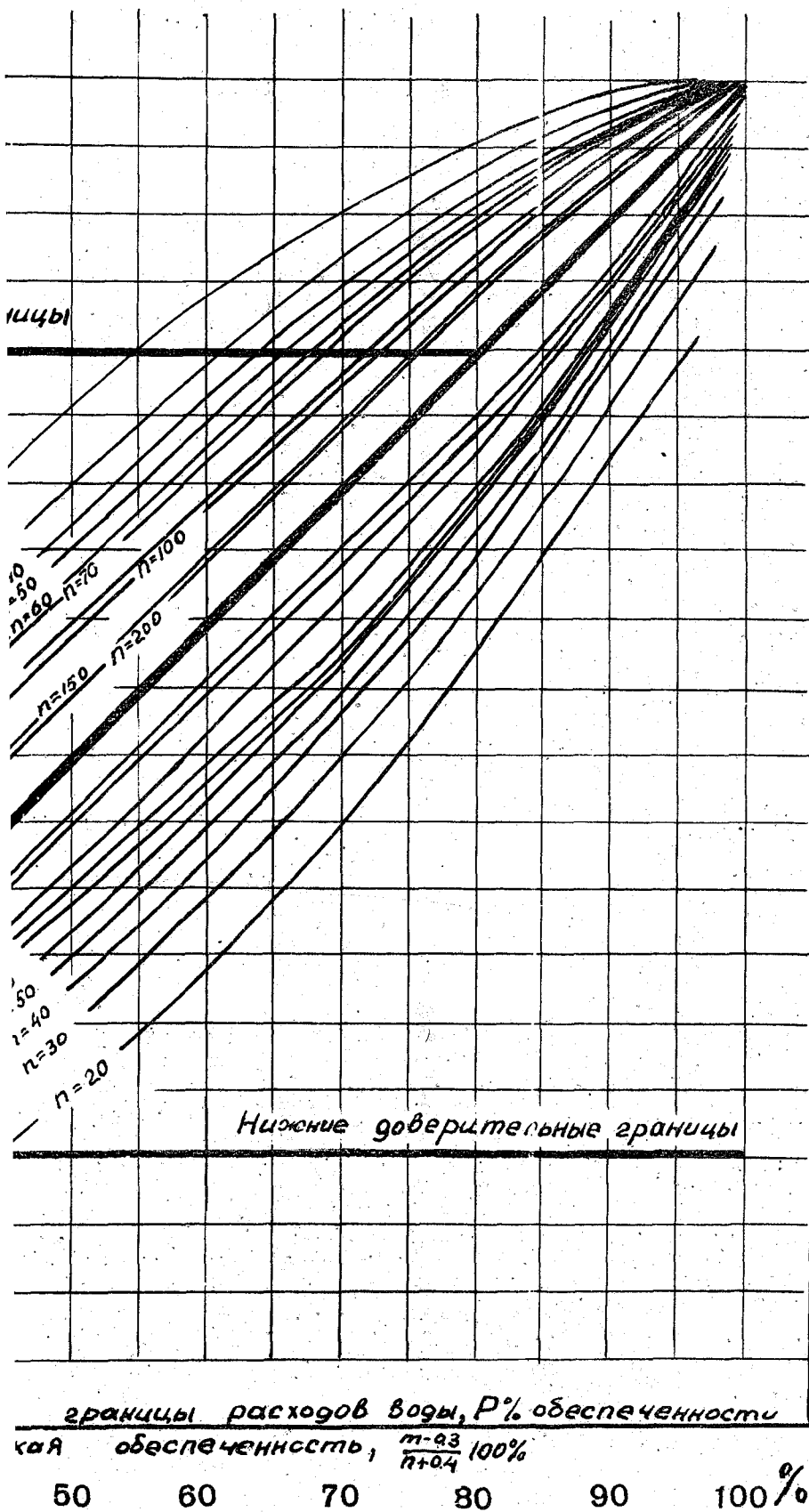
Примечание: Квадратными скобками отмечены 99%-ные границы (сумма вероятностей равна 0,99),
прямыми линиями - 95%-ные.

Матрица переходных вероятностей пятидесятого члена ряда ($m = 50$)

k \ n	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63
	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91
	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105
	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119
	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130			
100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	0,00112	0,00169	0,00248	0,00356	0,00497	0,00679	0,00906	0,01183	0,01510	0,01886	0,02305	0,02760
	0,03237	0,03719	0,04187	0,04620	0,04998	0,05300	0,05511	0,05619	0,05618	0,05508	0,05295	0,04991	0,04613	0,04180
200	0,03712	0,03231	0,02756	0,02303	0,01885	0,01511	0,01185	0,00910	0,00683	0,00501	0,00359	0,00254	0,00174	
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00148	0,00280	0,00501
	0,00832	0,01294	0,01900	0,02602	0,03450	0,04364	0,05279	0,06120	0,06814	0,07257	0,07528	0,07493	0,07205	0,06700
	0,06031	0,05237	0,04430	0,03637	0,02900	0,02248	0,01694	0,01242	0,00886	0,00616	0,00417	0,00275	0,00177	

Матрица переходных вероятностей двадцать пятого члена ряда ($m = 25$)

n \ k	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94
	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105			
50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00110	0,00156
	0,00215	0,00291	0,00387	0,00506	0,00650	0,00820	0,01019	0,01246	0,01500	0,01778	0,02077	0,02394	0,02713	0,03036
	0,03351	0,03649	0,03920	0,04155	0,04347	0,04488	0,04574	0,04602	0,04570	0,04480	0,04335	0,04141	0,03904	0,03633
	0,03336	0,03023	0,02703	0,02384	0,02074	0,01778	0,01503	0,01252	0,01027	0,00830	0,00660	0,00516	0,00397	0,00300
60	0,00224	0,00165	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	0,00115	0,00171	0,00248	0,00350	0,00481	0,00645	0,00846	0,01085
	0,01362	0,01675	0,02019	0,02388	0,02773	0,03162	0,03543	0,03903	0,04228	0,04506	0,04726	0,04880	0,04961	0,04967
	0,04899	0,04760	0,04557	0,04285	0,03985	0,03652	0,03300	0,02938	0,02578	0,02230	0,01900	0,01596	0,01321	0,01077
80	0,00865	0,00685	0,00534	0,00409	0,00309	0,00222	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,00198	0,00315	0,00478	0,00697	0,00978	0,01325	0,01736	0,02204	0,02717	0,03256	0,03799	0,04320	0,04793	0,05193
	0,05500	0,05698	0,05780	0,05742	0,05591	0,05339	0,05002	0,04599	0,04152	0,03681	0,03206	0,02744	0,02308	0,01909
	0,01552	0,01241	0,00976	0,00755	0,00574	0,00430	0,00316	0,00228	-	-	-	-	-	-
100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00213	0,00370	0,00602	0,00925
	0,01348	0,01872	0,02486	0,03167	0,03882	0,04588	0,05241	0,05796	0,06217	0,06477	0,06562	0,06473	0,06224	0,05839
	0,05348	0,04787	0,04190	0,03588	0,03008	0,02470	0,01988	0,01568	0,01213	0,00921	0,00686	0,00501	0,00360	0,00254
200	-	-	-	0,00322	0,00806	0,01656	0,02913	0,04508	0,06257	0,07905	0,09195	0,09936	0,10049	0,09570
	0,08625	0,07389	0,06040	0,04724	0,03546	0,02560	0,01782	0,01198	0,00780	0,00491	0,00300	-	-	-



И. Ф. ГОРОШКОВ

О МЕТОДЕ РАСЧЕТА МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ НА ОСНОВЕ КРИВЫХ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ

В практике расчетов обеспеченных значений максимальных расходов воды дождевых паводков при наличии данных наблюдений используются однопиковый и многопиковый способы построения кривых обеспеченностей.

Однопиковый способ предусматривает включение в статистический ряд по одному наивысшему в году максимуму дождевых паводков. Ряд должен быть достаточным для надежного определения параметров Q_0 , C_v и C_s и аналитической экстраполяции кривой обеспеченности.

При многопиковом способе в статистический ряд включаются максимальные расходы нескольких (или всех) в году дождевых паводков, которые превышают некоторую условно принятую величину [1,2]. Удлинение ряда производится, с целью повышения надежности определения параметров Q_0 , C_v и C_s , построения кривой обеспеченности и расчета максимальных расходов редкой повторяемости.

Обычно считается, что первый способ может быть применен при продолжительности наблюдений более 15-25 лет в зависимости от изменчивости ряда максимальных расходов. Достаточных рекомендаций, подтвержденных необходимыми расчетами, по вопросу применения второго способа нет.

Сопоставления результатов расчета этими двумя способами могут представлять практический интерес и позволяют сделать некоторые выводы. Расчеты максимальных расходов воды дождевых паводков обоими методами выполнены по 21 створу на ряде рек СССР с продолжительностью наблюдений в них 11-55 лет (табл.1).

В расчеты по однопиковому способу включены наивысшие в каждом году максимумы дождевых паводков без срезки предпаводочных расходов грунтового питания. По ним вычислены Q_0 , C_v и C_s и построены биномиальные кривые обеспеченности при $C_s = 2C_v + 5C_v$. Этим способом для некоторых створов выполнены два варианта расчетов - с учетом разной продолжительности наблюдений. При расчетах по многопиковому способу в каждый ряд включались максимальные расходы нескольких в году паводков, которые по своей величине были не меньше самого низкого годового максимума. Такие выбранные паводки отстоят друг от друга на расстоянии не менее времени

Таблица 1

Расчетные значения максимальных расходов дождевых
паводков и параметров кривых обеспеченности

Р. п/п	Река	Пункт	число лет наблюдений	Период наблюдений	Абсолютный Q макс. за период наблюдений	
					Q м ³ /сек.	год
1	Зея	Зейские Ворота	20	1936-55	12 870	1953
			55	1901-55	18 900	1928
2	"	Юбилейный	20	1936-55	(13 400)	1953
			55	1901-55	(14 800)	1928
3	"	Грамотуха	20	1936-55	15 200	1953
			55	1901-55	(16 800)	1928
4	"	М.Саванка	20	1936-55	19 100	1953
			53	1903-55	22 800	1928
5	Правый Уркан	Заречное	21	1937-57	* 1950	1947
6	Ток	Николаевский	11	1947-57	6740	1953
7	Буряя	Усть-Ниман	19	1935-53	2350	1938
8	"	Каменка	23	1935-57	10 880	1953
			47	1911-57	14 800	1917
9	Иман	Картун	32	1925-56	6800	1927
10	"	Гоголевка	29	1928-56	5010	1932
11	Бикин	Звеньевая	16	1941-56	2100	1948
12	Даубиха	Ново-Гордеевка	14	1938-54	619	
13	Селемджа	Усть-Норск	20	1936-55	6490	1953
14	Уссури	Степановский хутор	20	1936-55	7690	
15	Ингода	Атамановка	20	1936-55	1130	
16	Майха	Майха	20	1936-55	428	
17	Икура	Биробиджан	11	1945-55	34,0	1953
18	Чита	Чита	20	1938-57	387	1947
19	Ай	Златоуст	19	1937-55	171	1943
20	Сосьва	Н.Пристань	22	1932-53	1000	1950
21	Стрый	Межиброды	18	1938-55	1750	1941

Продолжение табл.1

№ п/п	Река	Пункт	Однопиковый способ					
			$Q_{\text{ср.}}$ м³/сек.	C_v	C_s	$Q_{1\%}$ м³/сек.	$Q_{5\%}$ м³/сек.	$Q_{10\%}$ м³/сек.
1	Зея	Вейские Ворота	6260	0,37	5C _v	14 400	11 100	9910
			6160	0,34	5C _v	13 400	10 250	8980
2	"	Юбилейный	6510	0,37	5C _v	15 000	11 500	9700
			6560	0,33	5C _v	14 000	10 800	9420
3	"	Граматыха	7480	0,37	5C _v	17 200	13 200	11 100
			7640	0,32	5C _v	15 500	12 600	10 900
4	"	М.Сазанка	9660	0,36	4C _v	21 100	16 400	14 300
			10 600	0,32	4C _v	21 400	17 000	15 200
5	Правый Уркан	Заречное	1380	0,32	4C _v	2680	2120	1870
6	Ток	Николаевский	4250	0,22	4C _v	7020	5960	5420
7	Бурей	Усть-Ниман	1060	0,44	5C _v	2800	2000	1650
8	"	Каменка	6640	0,26	4C _v	11 900	9760	8840
			6670	0,36	4C _v	14 500	11 100	9760
9	Иман	Картун	1640	0,74	4C _v	6400	3860	3120
10	"	Гоголевка	1910	0,62	4C _v	6300	4170	3240
11	Бикин	Звеньевая	1263	0,29	4C _v	2410	1950	1750
12	Даубиха	Ново-Гордеевка	258	0,57	4C _v	810	555	445
13	Селемджа	Усть-Норск	4350	0,30	4C _v	8450	6850	6100
14	Уссури	Степановский хутор	1596	0,99	4C _v	8450	4600	3100
15	Ингода	Атамановка	741	0,50	4C _v	2100	1480	1220
16	Майха	Майха	178	0,76	4C _v	695	437	327
17	Икура	Биробиджан	11,0	0,99	4C _v	53,0	31,0	22,0
18	Чита	Чита	130	0,83	2C _v	500	342	279
19	Ай	Златоуст	71,0	0,61	4C _v	230	150	123
20	Сосьва	Н.Пристань	294	0,67	4C _v	1010	687	542
21	Стрый	Межброды	628	0,61	4C _v	2100	1400	1100

Продолжение табл.1

№ п/п	Река	Пункт	Многопиковый способ						
			$\overline{m}$	Q_0 м³/сек.	C_T	C_S	$Q_{1\%}$ м³/сек.	$Q_{5\%}$ м³/сек.	$Q_{10\%}$ м³/сек.
1	Зея	Зейские Ворота	3,7	4800	0,36	$5C_T$	13 000	10 500	9300
2	"	Юбилейный	2,2	5290	0,35	$5C_T$	13 800	11 000	9800
3	"	Граматуха	2,2	6160	0,35	$5C_T$	15 900	12 000	11 300
4	"	М.Сазанка	2,8	7810	0,33	$5C_T$	19 700	15 500	14 300
5	Правый Уркан	Заречное	3,4	1000	0,35	$5C_T$	2600	2100	1830
6	Ток	Николаевский	2,0	4096	0,19	$4C_T$	6350	5700	5100
7	Бурей	Усть-Ниман	3,0	970	0,42	$5C_T$	2920	2200	1920
8	"	Каменка	6,0	4486	0,37	$4C_T$	12 200	9800	8500
9	Иман	Картун	3,4	1190	0,67	$4C_T$	6000	3870	3180
10	"	Гоголевка	2,6	1420	0,61	$4C_T$	1050	4050	3260
11	Бикин	Звеньевая	3,4	980	0,31	$4C_T$	2250	1850	1720
12	Даубихэ	Ново-Гордеевка	3,0	158	0,69	$4C_T$	750	520	430
13	Селемджа	Усть-Норск	3,8	3570	0,30	$4C_T$	8300	6800	6200
14	Уссури	Степановский хутор	2,2	1100	1,03	$4C_T$	8170	4600	3200
15	Ингода	Атамановка	8,5	380	0,55	$4C_T$	2300	1400	1200
16	Майхэ	Майхэ	1,9	103	1,10	$4C_T$	710	460	330
17	Икура	Биробиджан	3,5	6,1	0,98	$4C_T$	48,0	32,0	22,0
18	Чита	Чита	7,5	55,4	1,02	$3C_T$	438	313	258
19	Ай	Златоуст	5,5	44,8	0,64	$4C_T$	220	158	131
20	Сосьва	Н.Пристань	3,9	222	0,70	$4C_T$	1050	755	605
21	Стрый	Межброды	3,2	429	0,61	$4C_T$	1900	1360	1140

добегания от верхней части водосбора до створа наблюдений. Срезка предпаводочных расходов также не производилась. По каждому створу с общим числом максимумов $\sum m$ за N лет наблюдений вычислены Q_0 и C_p и построены кривые обеспеченности. Значения принятых C_s находятся в пределах $3C_p - 5C_p$. Эмпирическая обеспеченность наблюдаемых максимумов относительно общего числа случаев определялась по формуле $P = \frac{m-0.3}{n+0.4} \cdot 100\%$.

Переход от обеспеченности максимальных расходов по числу случаев P_m к их обеспеченности по числу лет P_w выполнен по равенству

$$P_w = P_m \bar{m}, \text{ или } P_m = \frac{P_w}{\bar{m}},$$

где $\bar{m} = \frac{\sum m}{N}$ - среднее число максимумов в году.

На рис. 1 иллюстрируются примеры совмещенных кривых обеспеченности, построенных двумя способами расчета для всех рассматриваемых створов. Они показывают, что в обоих случаях расчета теоретические кривые одинаково хорошо соответствуют наблюдаемым данным.

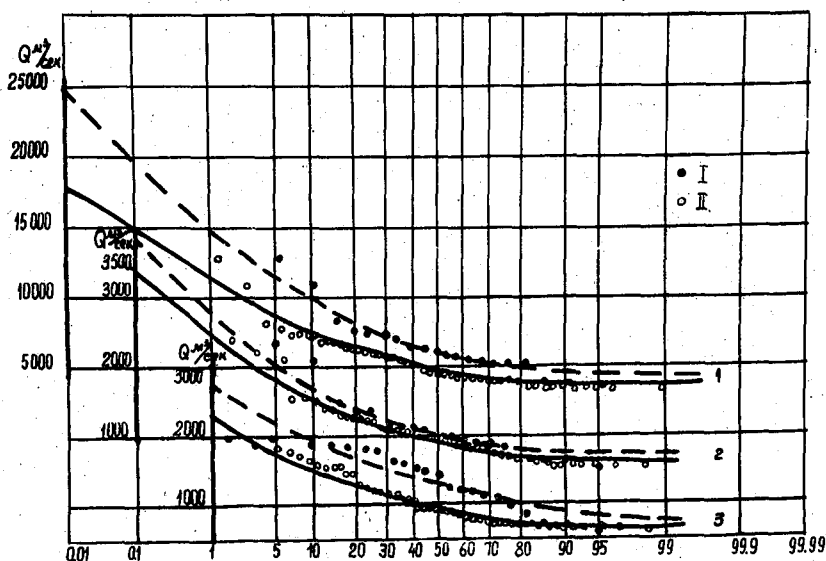


Рис. 1. КРИВЫЕ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ

1—р. Зейя у п. Зейские Ворота; 2—р. Ток у п. Николаевский; 3—р. Правый Уркан у п. Заречное; I—по однопиковому способу; II—по многопиковому способу.

Из табл. 1 видно, что отношение средних величин расходов при учете одного максимума в году к средним значениям при учете нескольких паводков за один и тот же период $\frac{Q_0}{Q_p}$ колеблется в пределах 1,2-2,4 и связано с общей изменчивостью паводочных максимумов по отдельным бассейнам. Например, для больших бассейнов

рек Дальнего Востока, имеющих низкие значения C_v , оно составляет 1,2-1,3, а для р.Читы с высоким C_v достигает 2,4.

Не наблюдается определенной закономерности в отношениях коэффициентов вариации, полученных двумя способами расчета. Казалось бы, уменьшенное значение средней величины Q'_0 при многопиковом способе должно привести к увеличению C'_v по сравнению с C_v . В большинстве же случаев значения C'_v оказались несколько меньшими C_v , что может быть объяснено увеличением общего числа членов каждого ряда. Значения C_v , вычисленные с учетом более длинных рядов наблюдений и более высоких максимумов, почти во всех случаях ниже значений C_v , вычисленных при меньших рядах наблюдений. В широких пределах колеблются соотношения $\frac{C'_v}{C_v}$ и для рассматриваемых створов составляют 2-5. Для одного и того же створа в обоих случаях расчета (кроме р.Читы) эти соотношения приняты одинаковыми.

Сопоставления обеспеченных значений максимальных расходов, например $Q_{1\%}$, полученных двумя способами расчета, показывают, что они достаточно близки между собой и их разница находится в пределах практической точности - 2-10%. Только в двух случаях эта разница больше 10% (р.Чита - 14%, р.Бурей у Каменки - 19%).

В четырех створах р.Зей эти расходы практически одинаковы с расходами, полученными однопиковым способом при использовании более длинных рядов наблюдений, в состав которых вошли исторические максимумы дождевых паводков.

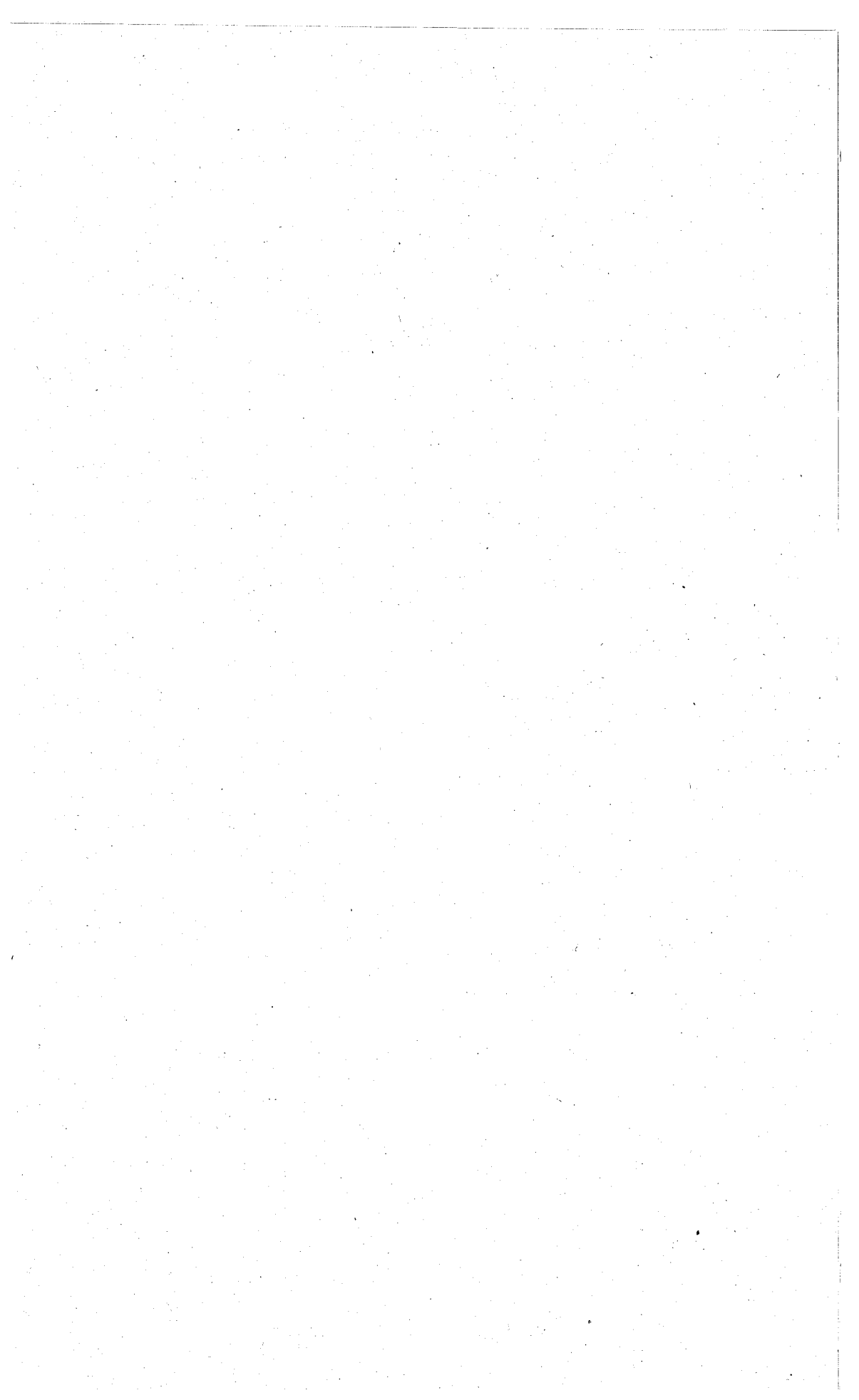
Из произведенного анализа можно сделать вывод, что при рядах наблюдений $N \geq 15-20$ лет определение обеспеченных значений максимальных расходов дождевых паводков возможно однопиковым способом, результаты которого находятся в пределах практической точности и точности исходных данных самих максимальных расходов дождевых паводков, и нет надобности вести расчеты трудоемким многопиковым способом.

Кроме того, нет оснований считать, что многопиковый способ улучшает надежность расчета максимальных расходов, так как при использовании в расчетах нескольких в году максимумов не достигается повышение эмпирической обеспеченности первых членов убывающего ряда относительно числа лет, а следовательно, и не уточняется экстраполяция верхней части кривой обеспеченности.

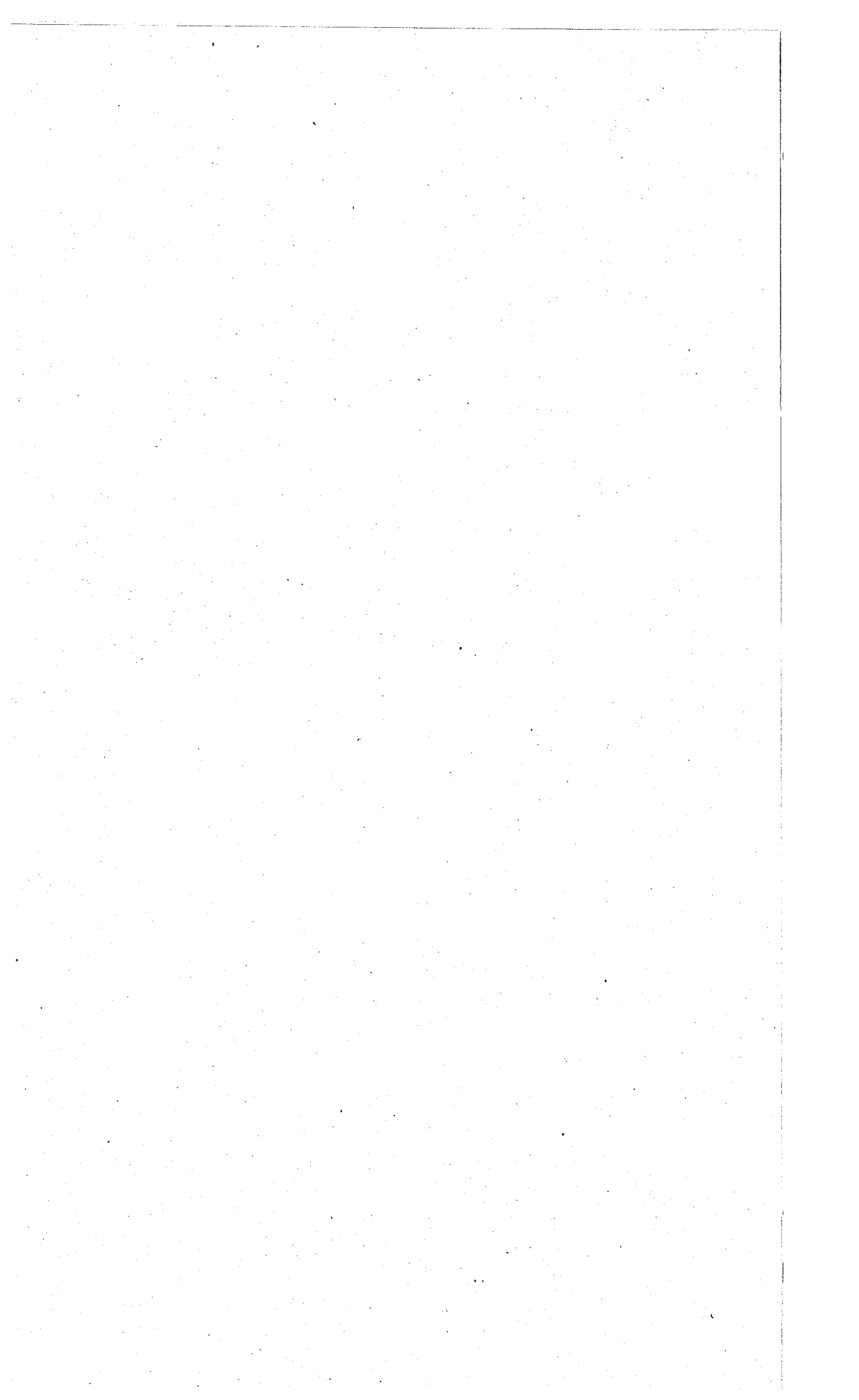
Из изложенного следует, что при коротких рядах наблюдений основное внимание должно быть уделено не механическим расчетам по различным кривым обеспеченности, а анализу катастрофичности и надежности максимумов и приведению их параметров к длинным рядам наблюдений, а также определению возможных максимальных модулей стока в данном бассейне на основании анализа районных географических параметров максимального стока [3].

Л и т е р а т у р а

1. А л е к с е е в Г.А. Расчеты паводочного стока рек СССР.
Гидрометеиздат, Л., 1955.
2. П о л я к о в Б.В. Гидрологический анализ и расчеты.
Гидрометеиздат, Л., 1946.
3. С о к о л о в с к и й Д.Л. Речной сток. Гидрометеиздат,
Л., 1959.



III. ДРУГИЕ ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ, ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ



С. И. ДМИТРИЕВ

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ ВЛАГОПРОВОДНОСТИ ГРУНТОВ

Исследование движения влаги в почво-грунтах необходимо для раскрытия закономерностей формирования их водного режима, а знание последних, как известно, имеет большое практическое значение.

В соответствии с видами сил, действующих в почво-грунте, обычно различают три основные формы почвенно-грунтовой влаги: гравитационную, капиллярную и пленочную (сорбционную). Существенным различием современных классификаций форм почвенной влаги является то, что их авторы указывают различные пределы увлажнения почв, до которых распространяется влияние тех или иных сил на почвенную влагу. Это прежде всего относится к капиллярным и сорбционным силам.

Наиболее противоположных в этом отношении точек зрения придерживаются А.Ф.Лебедев [1] и С.И.Долгов [2].

Согласно взглядам А.Ф.Лебедева, вся удерживаемая почво-грунтом и неспособная просачиваться к капиллярной кайме влага является пленочной. С.И.Долгов считает, что в пленочном состоянии в почво-грунтах может находиться лишь очень небольшое, в пределах величины максимальной гигроскопичности, количество влаги. Всю воду сверх величины максимальной гигроскопичности он относит к капиллярной и гравитационной.

Наиболее обоснованное решение этого вопроса дает А.А.Роде [3]. Занимая промежуточную позицию, А.А.Роде отводит сорбционным силам значительную роль в удержании воды в тонкозернистых (суглинистых и глинистых) почво-грунтах. Он считает, что особенно большое количество пленочной влаги могут содержать микропористые, бесструктурные почво-грунты. А.А.Роде выдвинул предположение о том, что при высоких влажностях в суглинистых грунтах, помимо сорбционной (пленочной), может находиться так называемая "свободная" сорбционно-замкнутая влага, представляющая собой разобщенные друг от друга сорбционными водными пленками микроскопические объемы гравитационной воды.

При оценке значения пленочной влаги в формировании водного режима суглинистых и глинистых почво-грунтов необходимо иметь

ввиду следующие обстоятельства.

Во многих районах СССР (прежде всего в зоне недостаточного, а также и в зоне достаточного увлажнения) в течение одного или нескольких сезонов верхняя часть почвенно-грунтовой толщ водонасыщена и содержит капельножидкую влагу обычно только в пленочной форме.

В зоне достаточного увлажнения это явление, как правило, наблюдается в теплую часть года. В этот период с поверхности почвы происходит интенсивное испарение, причем на испарение тратится большее количество влаги, чем попадает в почву (за это же время) за счет выпадающих атмосферных осадков. Во время выпадения дождей здесь, в верхних слоях почвы, кроме пленочной, может содержаться и находиться в движении также некоторое количество капиллярной и даже гравитационной воды, однако после прекращения дождя эта вода быстро расходуется на образование водных пленок вокруг сухих частиц нижележащих слоев почвы и на испарение с ее поверхности. В промежутках между дождями испарение с поверхности почвы происходит главным образом за счет пленочной влаги, поступающей из нижележащих слоев почво-грунта. При этом подвижность пленочной влаги очень высока [4,5].

В засушливых районах (где ввиду отсутствия выпадения дождей и глубокого залегания грунтовых вод толща почво-грунта с пленочным характером увлажнения очень велика) передвижением пленочной влаги обеспечивается не только испарение с поверхности почвы, но и перераспределение влаги между различными горизонтами грунтовой толщ. И хотя этот вид влагообмена протекает относительно медленно, однако, как показали исследования Л.Р.Струзера [6], он может выражаться за сезон значительными величинами. Ряд исследователей [7] считает, что не исключена возможность передвижения пленочной влаги через так называемый "мертвый" горизонт Высоцкого.^{1/}

Отсюда следует, что в тонкозернистых почво-грунтах в природных условиях пленочное движение влаги имеет широкое распространение.

Знание закономерностей движения пленочной влаги имеет большое значение для изучения проблемы водного режима почво-грунтов и, в частности, таких ее вопросов, как количественная оценка

^{1/} "Мертвым" горизонтом Г.Н.Высоцкий назвал наблюдаемые в природных условиях мощные слои почво-грунта, которые имеют очень низкую влажность и отделяют от капиллярной каймы грунтовых вод влагу, попадающую в верхние слои почвы при искусственном или естественном увлажнении ее поверхности. Влага верхнего слоя почво-грунта, гидравлически не связанная с грунтовыми водами и не способная просачиваться к ним, в рассматриваемом случае классифицируется как "подвешенная".

испарения с поверхности слабоувлажненных почв, выявление закономерностей движения "подвешенной" влаги в почво-грунтах и исследование влагообмена между различными горизонтами почвенно-грунтовой толщи в засушливых районах.

Вместе с тем закономерности движения пленочной влаги изучены еще очень слабо. Предлагаемые рядом исследователей [7,8] методы расчета в достаточной мере не обоснованы и поэтому не используются для решения перечисленных выше задач. В ряде случаев не вполне ясна даже качественная сторона движения пленочной влаги, в частности, это относится к движению пленочно-подвешенной влаги в процессе ее испарения [3,4,9].

Многочисленными отечественными и зарубежными исследователями установлено, что интенсивность влагообмена в почво-грунтах зависит от целого ряда факторов.

Почвенная влага в природных условиях может приходить в движение при наличии в почве градиента хотя бы одной из основных физико-химических характеристик ее состояния (влажности, температуры, концентрации почвенного раствора, плотности). При прочих равных условиях интенсивность передвижения влаги возрастает с повышением величины средней влажности, температуры и объемного веса почво-грунта.

В настоящей работе рассматриваются закономерности движения пленочной влаги (в однородных тонкозернистых почво-грунтах), обусловленного только градиентом влажности.

1. Основные закономерности движения пленочной влаги

Движение капельножидкой влаги в почво-грунтах, как и всякий другой вид движения воды, подчиняется некоторым общим закономерностям.

Одной из них является выражение для расхода воды, которое в общем виде обычно записывается следующим образом:

$$Q = \omega_w \gamma v_{cp}, \quad (1)$$

где Q - удельный расход влаги, $\text{кг/м}^2\text{час}$; ω_w - удельная площадь "живого" сечения потока влаги, $\text{м}^2/\text{м}^2$; v_{cp} - средняя скорость, м/час ; γ - объемный вес воды, кг/м^3 .

Помимо уравнения расхода, вне зависимости от степени водонасыщенности почво-грунта, общие закономерности движения почвенной влаги выражаются также в форме уравнения неразрывности. Последнее применительно к водоненасыщенным почво-грунтам обычно записывается в следующем виде:^{1/}

^{1/} Здесь и в дальнейшем ограничимся рассмотрением линейной задачи, так как в природных условиях в почво-грунтах, как правило, имеет место движение пленочной влаги лишь в вертикальном направлении, т.е. по глубине Z

$$\frac{\partial u_t}{\partial \tau} = - \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (2)$$

где u - объемная влажность почво-грунта, кг/м^3 .

Из уравнения (2) следует, что изменение влагосодержания во времени в любом сечении почво-грунта обусловлено изменением величины расхода влаги в направлении ее движения z .

Исключительно в пленочной форме капельножидкая влага может находиться в почво-грунте только до определенной степени его увлажнения, а именно при влажности почво-грунта, меньшей определенной величины $\Omega_{\text{макс}}$ или равной ей. При влажности почво-грунта, большей указанной величины ($u > \Omega_{\text{макс}}$) наряду с пленочной влагой в почво-грунте имеют место другие формы капельножидкой влаги.

Для случая пленочного состояния и движения влаги в почво-грунте уравнение (2) запишем так:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial \tau} = - \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (2a)$$

где q - расход пленочной влаги, $\text{кг/м}^2\text{час}$; Ω - объемная влажность почво-грунта, соответствующая пленочному состоянию влаги, кг/м^3 .

Соответственно уравнение расхода влаги (1) для случая пленочного характера движения почвенной влаги, согласно работе [10], имеет вид

$$q = \chi \varepsilon_{\text{ср}} \sigma v_{\text{ср}} = \Omega v_{\text{ср}}, \quad (3)$$

где χ - удельный периметр пор в сечении почво-грунта, м/м^2 ; $\varepsilon_{\text{ср}}$ - средняя толщина водной пленки в сечении почво-грунта.

Выразим сомножители, входящие в правую часть уравнения (3), через величины, поддающиеся определению на основе данных стандартных агрометеорологических исследований.

Сопоставляя уравнения (1) и (3), приходим к выражению

$$\omega_w = \frac{\Omega}{\sigma} = \chi \varepsilon_{\text{ср}}, \quad (4)$$

которое позволяет установить соотношение между влажностью и средней толщиной водной пленки следующего вида:

$$\varepsilon_{\text{ср}} = \frac{\Omega}{\chi \sigma}. \quad (4a)$$

Что касается выражения для средней скорости движения пленочной влаги, то оно впервые было выведено М.А.Великановым [11] и в дальнейшем существенным образом уточнено С.В.Нерпиным [12]. С.В.Нерпин показал, что М.А.Великановым при выводе уравнения не были уточнены все силы молекулярного взаимодействия в почво-грунте.

Пренебрегая гравитационной составляющей (так как силы гравитации практически не влияют на движение пленочной влаги), а

также объединяя ряд сомножителей, запишем выражение С.В.Нерпина для средней скорости движения пленочной влаги следующим образом:

$$v = \frac{K_1}{\varepsilon_{cp}^2} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z}, \quad (5)$$

где K_1 - коэффициент пропорциональности - переменная величина, зависящая от характера взаимодействия молекул твердых частиц почвы и жидкости.

С учетом выражения (4а), уравнение (5) принимает вид

$$v_{cp} = K_1 \frac{\delta}{\Omega^2} \chi \frac{\partial \Omega}{\partial z}. \quad (6)$$

При прочих равных условиях характер взаимодействия молекул твердых частиц почво-грунта с молекулами водной пленки, окружающей эти частицы, зависит от величины влажности и температуры. Следовательно, с изменением величины хотя бы одной из этих характеристик почво-грунта изменяется и величина коэффициента K_1 в выражениях (5) и (6). Отсюда следует, что сомножитель Ω , обозначающий в уравнении движения пленочной влаги (6) объемную влажность, целесообразно объединить с коэффициентом пропорциональности.

Учитывая изложенное, после подстановки в уравнение (3) выражения (6) получаем

$$q = -K \frac{\partial \Omega}{\partial z}, \quad (7)$$

где $K = \frac{K_1 \delta \chi}{\Omega}$.

Таким образом, мы приходим к выводу, что выражение для расхода пленочной влаги аналогично по форме уравнению диффузии, но имеет переменный по величине коэффициент пропорциональности (K).

Уравнение вида (7) широко использовалось для изучения движения влаги в водоненасыщенных коллоидных капиллярнопористых телах исследователем в области теории сушки А.В.Лыковым [8,13,14], который считает это уравнение основным законом влагопроводности и, переходя от объемной влажности к весовой ($\Omega = \delta_0 W$), представляет его в виде ^{1/}

$$q = -K \delta_0 \frac{\partial W}{\partial z}, \quad (8)$$

где W - весовая влажность, кг/кг; δ_0 - объемный вес сухого почво-грунта, кг/м³; K - коэффициент влагопроводности (потенциалопроводности), м²/час.

Соответственно дифференциальное уравнение влагопроводности

^{1/} А.В.Лыков считает, что уравнение (8) описывает интенсивность передвижения в дисперсно-пористых телах тех элементов капальножидкой влаги, движение которых происходит под действием молекулярных сил без заметного влияния силы тяжести.

(2 а) после замены в нем объемной влажности на весовую принимает вид

$$\frac{\partial W}{\partial t} = - \frac{1}{\sigma_0} \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (9)$$

Как видно из уравнений (6) и (7), коэффициент пропорциональности K является переменной величиной и изменяется в зависимости от влажности и температуры почво-грунта, что подтверждается также экспериментами и расчетами [13,15]. Отсюда следует, что практическое использование основных закономерностей движения пленочной влаги (8) и (9) невозможно без предварительного определения значений коэффициента влагопроводности (K) в соответствующем диапазоне влажностей и температур. Задача по определению K решается обычно путем постановки лабораторных опытов.

2. Экспериментальные методы определения коэффициента влагопроводности

Наиболее распространенные методы определения коэффициента влагопроводности (потенциалопроводности) описаны в монографии А.В.Лыкова [8]. Все эти методы подразделяются на две группы: методы нестационарного влагообмена и методы стационарного влагообмена. К первой группе методов относится широко известный метод гигротермостатической сушки или просто метод сушки.

Метод сушки. В разработке А.В.Лыкова методика эксперимента состоит в следующем. Из массы однородно увлажненного грунта (глины) отформовываются шары одинаковых размеров (диаметр 5 см), которые взвешиваются на весах и затем помещаются для сушки в камеру с постоянной температурой и влажностью воздуха (постоянный режим сушки). Во время сушки через определенные интервалы времени (Δt) производится очередное взвешивание шаров, что дает возможность оценить скорость сушки грунта.

Исследования А.В.Лыкова подтверждают выдвинутое еще Коссовичем положение о стадийности процесса высыхания почво-грунта. Весь период сушки грунта А.В.Лыков подразделяет на две стадии: стадию постоянной во времени скорости сушки грунта, наблюдаемую в начале периода сушки, и стадию падающей скорости сушки, имеющую место при более низкой влажности грунта. Указанный вывод наглядно иллюстрируется графиками, помещенными в монографии А.В.Лыкова [14, стр.181]. Анализируя их, убеждаемся в том, что при любом, но неизменном во времени режиме сушки убыль влаги из образца глины в единицу времени действительно в первой стадии является постоянной, во второй стадии уменьшается.

Значения коэффициента влагопроводности K А.В.Лыков определяет на основе данных опыта, согласно уравнению (8), по выражению следующего вида:

$$K = \frac{q_{\text{пов}}}{\sigma_0 (\nabla W)_{\text{пов}}}, \quad (10)$$

где $q_{\text{пов}}$ и $(\nabla W)_{\text{пов}}$ соответственно расход влаги и градиент влажности

грунта на поверхности образца в расчетный момент времени.

Расход влаги на поверхности образца определяется по данным взвешивания. Что же касается градиента влажности, то его величина определяется по кривой распределения влаги в образце грунта. Для получения последней методикой выполнения опыта предусматриваются следующие дополнительные наблюдения. При очередном взвешивании шаров глины один из них специальным пробником разрезается на слои, а затем из каждого слоя берутся пробы на влажность. Остальные шары глины оставляют для дальнейшей сушки в гигротермостате до очередного взвешивания.

В своих опытах А.В.Лыков исходит из того, что в момент очередного взвешивания во всех шарах глины распределение влаги такое же, как и в шаре, который используется для анализа влажности. Оценим справедливость этого предположения путем рассмотрения данных опыта.

На рис.1, заимствованном из той же монографии А.В.Лыкова [14], изображены кривые распределения влаги в образце глины в периоды

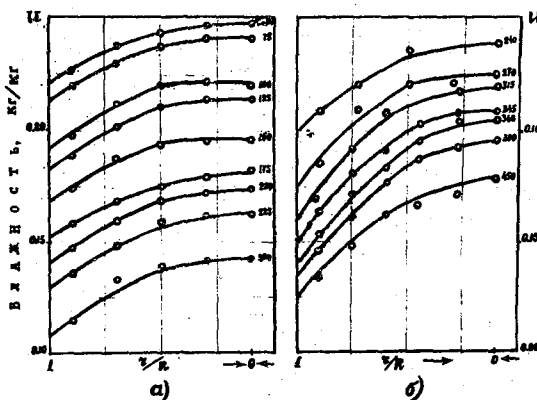


Рис. 1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ ПО ОТНОСИТЕЛЬНОЙ РАДИАЛЬНОЙ КООРДИНАТЕ ПРИ СУШКЕ ГЛИНЯНОГО ШАРА В ТЕРМОСТАТЕ, $t_c=62^\circ\text{C}$ (по А. В. Лыкову)

а—период постоянной скорости, б—период падающей скорости.

Время исчисляется в минутах с момента начала сушки ($\tau_0 = 0$).

постоянной и падающей скорости сушки. Как видно из графиков, для стадии постоянной скорости сушки (рис.1 а) характерно равномерное высыхание образца грунта по всей его глубине, в период убывающей скорости сушки (рис.1 б) грунт сохнет интенсивнее в поверхностных слоях, чем в нижележащих. В теории сушки установлено, что переход от первой стадии сушки ко второй происходит при снижении влажности грунта до определенной (в конкретных условиях) средней влажности образца почво-грунта, называемой критической.

В опыте А.В.Лыкова поле влажности в образцах грунта в период постоянной скорости сушки (рис.1 а) определялось описанным выше способом последовательно через равные интервалы времени ($\Delta t = 25$ мин.) . Следовательно, на графике (рис.1 а) смежные кривые влажности должны быть удалены друг от друга (по всей глубине образца) на одинаковое расстояние, соответствующее определенной величине ΔU_t , так как грунт высыхает по глубине равномерно, а скорость сушки неизменна во времени. Однако мы видим, что для четырех (из восьми) интервалов времени (Δt) периода постоянной скорости сушки величина ΔU_t составляет примерно 1% влажности, для других четырех интервалов времени - примерно 2%, т.е. в два раза больше. При этом не прослеживается никакой закономерности изменения этой величины ни в зависимости от времени, ни от влажности. Последнее свидетельствует о том, что это неравенство величин ΔU_t - чисто случайное явление, обусловленное ошибками, несовершенностью методики эксперимента.

Итак, мы приходим к следующим выводам. Во-первых, эксперименты А.В.Лыкова по сушке образцов грунта в отношении изучения изменения поля влажности в них дают результаты недостаточно высокой точности. Более точное определение поля влажности в образце исследуемого грунта может быть достигнуто путем увеличения их размеров и использования современных методов непосредственного измерения влажности в образце грунта в процессе выполнения опыта.

Во-вторых, в период постоянной скорости сушки ввиду того, что грунт сохнет равномерно во времени и по глубине образца, величину $\frac{\Delta U_t}{\Delta t}$ следует считать для конкретного опыта постоянной. Отсюда, согласно (2), и величина $\frac{\Delta Q}{\Delta Z}$ для этого периода также является постоянной. Действительно, подсчеты баланса влаги в образцах глины, подверженных сушке, показали, что в период постоянной (во времени и по глубине) скорости сушки грунта расход влаги возрастает в направлении поверхности образца по прямолинейному закону.^{1/}

Методы стационарного влагообмена. Сущность методов этой группы сводится к следующему. Образец грунта оформляется в виде цилиндрической колонки, боковая поверхность которой влагоизолируется. Колонка грунта устанавливается на цилиндрический стаканчик, наполненный водой, а место соединения их влагоизолируется. Верхняя торцовая поверхность колонки грунта площадью F открыта для испарения, нижняя постоянно увлажняется из стаканчика с водой посредством водоподводящих фитилей. Установка ставится в эксикатор с определенной влажностью и скоростью движения воздуха.

^{1/}Специфика методики опыта (характер формы и малые размеры образцов) не дает права считать этот вывод вполне строгим. Однако к такому же выводу пришел А.И.Будаговский [9], изучая интенсивность высыхания почв засушливых районов.

Эксикатор в свою очередь помещается в термостат. По истечении некоторого времени с момента начала опыта количество влаги, проходящее через образец в единицу времени, будет сохраняться постоянным.

После достижения стационарного режима движения влаги ($q = \text{const}$) образец разрезается на слои, перпендикулярные к потоку влаги. Затем определяется влажность грунта в этих слоях и строится кривая распределения влажности по оси колонки грунта (z). Коэффициент влагопроводности вычисляется по уравнению

$$K = \frac{q}{\tau_0 \frac{\partial w}{\partial z}} = \frac{\Delta M}{F \Delta \tau \tau_0 \frac{\partial w}{\partial z}}. \quad (11)$$

При этом величина градиента влажности определяется по кривой распределения влаги в образце грунта. О величине расхода q судят по количеству влаги ΔM , испарившейся с открытой поверхности грунта площадью F за расчетный интервал времени $\Delta \tau$, соответствующий установившемуся режиму движения влаги в образце грунта.

Вычислив значения коэффициента влагопроводности для различных слоев колонки, можно затем построить (для исследуемого грунта) зависимость коэффициента влагопроводности от влажности в соответствующем диапазоне влажностей и при заданной в опыте температуре.

В своей монографии [13] А.В.Лыков приводит данные опыта по исследованию установившегося режима влаги в колонке глины. Согласно данным опыта, распределение влаги в колонке глины было близкое к прямолинейному. А.В.Лыков считает его прямолинейным, а коэффициент влагопроводности, согласно (11), постоянным. Условие о постоянстве коэффициента влагопроводности в изотермических условиях он использует при выполнении дальнейшего анализа закономерностей движения влаги под действием молекулярных сил.

Отметим, однако, что опыты А.В.Лыкова в этом отношении не являются вполне показательными, так как исследуемые образцы брались небольших размеров (до 15 см), а перепад влажности, наблюдаемый при этом, составлял всего лишь два процента. В подобных условиях коэффициент влагопроводности действительно можно считать постоянным.

Заканчивая на этом рассмотрение основных из рекомендуемых А.В.Лыковым методов определения коэффициента влагопроводности, отметим следующее.

Рассмотренные выше методы, как и большинство других, не дают возможности судить о природе сил, под действием которых находится влага в грунте. Поэтому при выполнении опытов, предусмотренных этими методами, нет уверенности в том, что вся влага в исследуемом образце грунта передвигается лишь под действием молекулярных сил, а гравитационные силы не оказывают заметного влияния на ее движение.

От указанных выше недостатков в известной степени свободен метод стационарного потока, предложенный С.И.Долговым [2]. Последний применил оригинальное устройство для определения скорости установившегося движения влаги в пористой среде, что позволило ему в своих опытах использовать колонки почвы сравнительно большой высоты (0,5 м).

Использование колонок почвы больших размеров, по нашему мнению [15], является одним из наиболее важных улучшений методики исследования подвижности почвенно-грунтовой влаги, так как данные каждого из этих опытов С.И.Долгова дают возможность: изучить характер распределения почвенной влаги при установившемся режиме ее движения, сделать некоторые выводы о характере сил, действующих на влагу при различных влажностях почво-грунта, и, наконец, получить (для определенных температурных условий) значения коэффициента влагопроводности исследуемого почво-грунта в большом диапазоне влажностей.

Прежде чем перейти к выполнению приближенного анализа данных экспериментов на основе рассмотренных выше закономерностей передвижения влаги в почво-грунтах, нами была предпринята попытка установить характер изменения величины коэффициента влагопроводности в зависимости от влажности почво-грунта.

С этой целью для ряда почв и грунтов были сопоставлены соответствующие друг другу (по данным опыта) значения коэффициента K и влажности. В частности, были использованы данные А.В.Лыкова [8] о значениях коэффициента влагопроводности для глины (каолина) и торфа при различной степени их увлажнения, а также значения коэффициента K для трех почв, подсчитанные нами по уравнению (11), исходя из данных упомянутых выше опытов С.И.Долгова [2].

Выполненный анализ показал, что для всех исследуемых почв и грунтов зависимости $K = f(W)$ в первом приближении могут быть описаны аналитически степенной функцией вида

$$K = A W^n, \quad (12)$$

где A и n - параметры, не зависящие от величины влажности.

Значения параметров A и n определялись для исследуемых почв и грунтов подбором и приведены в табл.1.

На рис.2 для перечисленных выше почв и грунтов представлены графические зависимости $K = f(W)$, построенные нами на основании данных о коэффициентах влагопроводности, подсчитанных по уравнению (12) с использованием значений параметров A и n , указанных в табл.1. На этом же графике (рис.2) отложены точки, отвечающие соответствующим друг другу (по данным опыта) значениям K и W для тех же самых почв и грунтов, для которых были построены графические зависимости $K = f(W)$. Как видно из графика, уравнение (12) вполне удовлетворительно согласуется с данными экспериментов.

Зависимости $K = f(W)$ построены нами в диапазоне влажности от

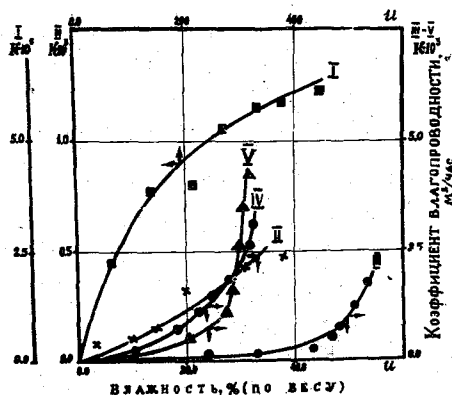


Рис. 2. ИЗМЕНЕНИЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ВЛАГОПРОВОДНОСТИ ПОЧВО-ГРУНТОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИХ ВЛАЖНОСТИ ДЛЯ ТОРФА (I), ГЛИНЫ (II), КРАСНОЗЕМА (III), СЕРОЗЕМА (IV), ТЕМНО-КАШТАНОВОЙ ПОЧВЫ (V).

Таблица 1
Значения параметров уравнения влагопроводности для некоторых почв и грунтов

Наименование почво-грунта	Пределы изменения характеристик в опытах		$A \cdot 10^3$	n	Примечание
	влажность	$K \cdot 10^5$ м²/час			
Торф	0,60-4,50	2-6	0,030	0,50	По данным опытов Лыкова
Глина (каолин)	0,04-0,40	10-50	2,5	1,50	То же
Краснозем	0,06-0,53	1,6-150	250,0	8,00	По данным опытов Долгова
Серозем	0,07-0,33	9,0-302	180,0	3,20	То же
Темно-каштановая почва	0,07-0,32	3,2-500	$150 \cdot 10^3$	9,00	"

Примечание: Значения температуры, при которых выполнялись опыты, авторами исследований не указаны.

нулевого значения до влажности, соответствующей максимальному значению коэффициента влагопроводности (K). Последнее обусловлено тем, что влага, соответствующая более высоким влажностям, при которых значение K начинает уменьшаться, по нашему мнению [15],

подвержена значительному действию сил тяжести и, следовательно, не является целиком пленочной.

Из рис.2 следует, что с увеличением влажности значение коэффициента влагопроводности K для торфа вначале растет быстро, затем медленнее, у почв, наоборот, при низких влажностях K растет медленно, а затем - очень интенсивно. В некоторых интервалах влажности значение коэффициента K в первом приближении может быть принято постоянным.

3. Дифференциальное уравнение влагопроводности и некоторые частные случаи его решения

Используя зависимость (12) в дальнейшем анализе, запишем выражение для расхода пленочной влаги (8) в следующем виде:

$$q = -A W^n \tau_0 \frac{\partial W}{\partial z}. \quad (13)$$

Решая совместно (13) и уравнение неразрывности (9), после выполнения дифференцирования по z , получаем дифференциальное уравнение влагопроводности для изотермических условий следующего вида:^{1/}

$$\frac{\partial W}{\partial \tau} = - \frac{1}{\tau_0} \frac{\partial q}{\partial z} = A W^n \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + A W^{n-1} \left(\frac{\partial W}{\partial z} \right)^2. \quad (14)$$

Или, обращаясь к выражению (12), имеем

$$\frac{\partial W}{\partial \tau} = - \frac{1}{\tau_0} \frac{\partial q}{\partial z} = K \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + K \frac{n}{W} \left(\frac{\partial W}{\partial z} \right)^2. \quad (14a)$$

Дифференциальное уравнение влагопроводности (14) отражает кинетику изменения влагосодержания в почво-грунте и поэтому оно содержит параметры, характеризующие интенсивность движения влаги (A , n). Отсюда следует, что путем решения уравнения (14) представляется возможным установить зависимость между параметрами уравнения кривой влажности и характеристиками интенсивности движения влаги.

Выполним анализ дифференциального уравнения влагопроводности для некоторых частных случаев движения пленочной влаги в почво-грунтах.

^{1/} Отметим, что А.В.Лыков [8] при составлении дифференциального уравнения влагопроводности принимает коэффициент K постоянным и поэтому получим выражение вида

$$\frac{\partial W}{\partial \tau} = K \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}. \quad (15)$$

Выполненная нами на основе данных экспериментов проверка уравнения (15) показала, что использование последнего для расчета поля влажности в ряде случаев связано с большими ошибками [15].

Рассмотрим в первую очередь случай установившегося режима движения пленочной влаги ($\frac{\partial W}{\partial t} = 0$), для которого уравнение (14) принимает вид

$$\frac{d^2 W}{dz^2} + \frac{n}{W} \left(\frac{dW}{dz} \right)^2 = 0. \quad (16)$$

На рис.3 в координатах $\left(\frac{\Delta^2 W}{\Delta z^2} \right)$ и $\left[\frac{n}{W} \left(\frac{\Delta W}{\Delta z} \right)^2 \right]$ отложены точки, отвечающие соответствующим друг другу (по данным опыта) значениям слагаемых уравнения (16).

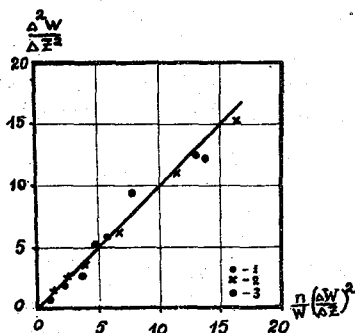


Рис. 3. ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ СЛАГАЕМЫМИ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО УРАВНЕНИЯ ВЛАГОВОДНОСТИ ГРУНТА ДЛЯ СЛУЧАЯ УСТАНОВИВШЕГОСЯ РЕЖИМА ДВИЖЕНИЯ ПЛЕНОЧНОЙ ВЛАГИ.

1—темно-каштановая почва, 2—серозем, 3—краснозем.

Указанные величины были подсчитаны нами в конечных разностях по данным рассмотренных выше экспериментов С.И.Долгова [2]. Для каждой почвы значения влажности и ее производных определялись по соответствующей экспериментальной кривой $W = \varphi(z)$, а значение параметра n было взято из табл.1.

Как видно из графика, точки ложатся на прямую, проведенную под углом 45° к осям координат. Последнее свидетельствует о том, что уравнение (16) хорошо согласуется с данными опытов.

Уравнение (16) с математической точки зрения является однородным дифференциальным уравнением второго порядка и имеет общее решение вида

$$W_z^{n+1} = C_1 z + C_2,$$

которое для слоя почво-грунта толщиной h с учетом граничных условий: $W|_{z=0} = W_0$; $W|_{z=h} = W_h$, может быть записано следующим образом:

$$W_z^{n+1} = W_0^{n+1} + \frac{W_h^{n+1} - W_0^{n+1}}{h} z. \quad (17)$$

Выражение (17) представляет собой уравнение распределения пленочной влаги при установившемся режиме ее движения. Из него следует, что распределение влаги при установившемся режиме ее движения не является прямолинейным.

Этот вывод вытекает также из уравнения (13). Действительно, в уравнении (13) сомножители A , σ_0 , показатель степени n , а при установившемся режиме движения влаги и q для конкрет-

ного опыта являются величинами, не зависящими от z , из остальных двух сомножителей, входящих в уравнение, значение одного (влажности) изменяется с глубиной, следовательно, и значение второго, т.е. градиента влажности, также должно меняться с глубиной, иначе это уравнение не будет тождеством.

Выражение для градиента влажности в слое почво-грунта глубиной h может быть получено из уравнения (17) путем дифференцирования последнего и имеет вид

$$\left(\frac{dw}{dz} \right)_z = \frac{W_h^{n+1} - W_0^{n+1}}{(n+1)h W_z^n} \quad (18)$$

Сопоставляя (13) и (17), видим, что параметр n определяет как интенсивность движения пленочной влаги, так и характер ее распределения в колонке почво-грунта по высоте.

Обратимся к рассмотрению второго частного случая движения пленочной влаги, а именно движения пленочной влаги в стадии постоянной скорости сушки грунта.

Анализируя экспериментальные данные об интенсивности высыхания образцов глинистого грунта в стадии постоянной скорости сушки, мы сталкиваемся с противоречием, смысл которого сводится к следующему.

Согласно уравнению (8), значение коэффициента влагопроводности K изменяется в зависимости от влажности почво-грунта. К такому же выводу приходим, если определим значения коэффициента K для ряда глубин образца почво-грунта по экспериментальным кривым распределения влажности (рис. 1 а), используя при этом уравнения (2) и (8) в форме конечных разностей.

В то же время, если обрабатывать данные этого опыта по выражению (10), как предлагает А.В.Лыков [8], то можно прийти к выводу, что величина коэффициента K не зависит от степени увлажнения последнего. Формально это обусловлено тем, что экспериментальные кривые распределения влаги в образце грунта (рис. 1 а) приблизительно эквидистантны, а расход влаги на его поверхности не изменяется во времени.

Таким образом, в первой стадии сушки грунта, при наличии изменения его влажности и во времени и по глубине образца, значение коэффициента влагопроводности [являющегося, согласно (8), функцией влажности] изменяется лишь с глубиной.

Это противоречие между данными экспериментов и теорией порождает сомнение в справедливости использования уравнения (8) для расчета интенсивности движения влаги в почво-грунте в период постоянной скорости его сушки.

Дальнейший анализ данных опытов, выполненный нами на основе рассмотренных выше уравнений влагопроводности, позволил сделать некоторые предположительные выводы о характере состояния и движения влаги в тонкозернистых почво-грунтах в период постоянной скорости их сушки. С целью достижения простоты и краткости из-

ложения материала один из этих выводов мы используем в качестве предпосылки, а именно, будем исходить из того, что в тонкозернистых почво-грунтах в период постоянной скорости их сушки, помимо пленочной (сорбционной) влаги, также имеется и "свободная" капельножидкая вода, не способная передвигаться под действием молекулярных сил.^{1/}

Имея в виду, что изменение влагосодержания в образце грунта (в рассматриваемом случае) обусловлено передвижением влаги только в пленочной форме, дифференциальное уравнение влагопроводности тонкозернистых грунтов для периода постоянной скорости их сушки, согласно выражению (2), запишем так:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (19)$$

где u - общий объемная влажность почво-грунта, т.е. суммарное количество пленочной и "свободной" воды в единице объема сухого грунта, кг/м³; q - расход пленочной влаги.

При обсуждении данных экспериментов (рис.1 а) было показано, что для периода первой стадии сушки глинистого грунта характерно равномерное его высыхание по глубине и во времени, следовательно, величины $\frac{\partial q}{\partial z}$ и $\frac{\partial u}{\partial t}$ (для конкретного опыта) можно считать постоянными. Отсюда следует, что значение расхода пленочной влаги (q) изменяется по глубине, но не меняется во времени. Последнее означает, что в период постоянной (во времени и по глубине) скорости сушки грунта мы имеем дело с каким-то особым видом установившегося режима движения пленочной влаги. Характер этого движения может быть исследован путем анализа уравнения влагопроводности на основе данных опыта.

Исходя из изложенного, дифференциальное уравнение влагопроводности (19) для периода постоянной (по глубине и во времени) скорости сушки грунта может быть представлено в форме уравнения установившегося режима следующего вида:

$$\frac{dq}{dz} - M = 0, \quad (20)$$

^{1/} Такой "свободной" влагой может быть, например, сорбционно-замкнутая гравитационная вода, гипотезу о существовании которой в микропористых почво-грунтах достаточно обоснованно высказал А.А.Роде [3]. Эта вода не может стекать вниз под действием силы тяжести, так как сила тяжести недостаточно велика, чтобы преодолеть силы молекулярного сцепления в пленках сорбционной воды.

К "свободной" воде, очевидно, следует отнести и ту часть пленочной влаги, которая очень слабо взаимодействует с частицами почвы, а следовательно, практически не способна к интенсивному передвижению под действием сорбционных сил.

где M - приращение расхода влаги на единицу глубины. При постоянном режиме сушки (для конкретного грунта) M - величина постоянная, согласно (19), равна по абсолютному значению величине $\frac{\partial U_c}{\partial t}$.

В теории теплопроводности подобное по форме соотношение (20) выражение может быть классифицировано как уравнение температуропроводности для случая установившегося режима движения тепла при наличии в среде линейного источника (стока) тепла, интенсивность которого неизменна во времени и одинакова по глубине.^{1/}

Вопрос о том, имеют ли эти уравнения только формальное сходство или они аналогичны по существу, может быть решен путем сопоставления существенных особенностей явлений, описываемых этими уравнениями.

Сходство рассматриваемых явлений состоит прежде всего в том, что значение расхода в обоих случаях увеличивается в направлении движения субстанции (тепла, влаги) по линейному закону, но вместе с тем величина расхода на любой глубине остается неизменной во времени. В обоих случаях распределение субстанции (тепла, влаги) в среде отвечает параболическому закону.

Сходство рассматриваемых явлений по этим формальным признакам еще не дает права считать указанные выше уравнения аналогичными. Чтобы доказать существование этой аналогии, необходимо, во-первых, выявить физическую природу линейного "источника" влаги в почво-грунте и, во-вторых, доказать, что движение сорбционной влаги в толще почво-грунта в этом случае подчиняется уравнению (?).

Исчерпывающие ответы на эти вопросы можно будет дать лишь после того, как будет выяснен характер сил взаимодействия между молекулами воды и твердыми частицами почво-грунтов при различной степени их увлажнения. Однако уже изложенные выше данные о режиме движения влаги и характере изменения влажности в почво-грунте в период постоянной скорости его сушки дают основание предполагать, что передвижение влаги в грунте в этот период происходит следующим образом.

Поры самого поверхностного слоя увлажненной толщи грунта в процессе испарения интенсивно теряют воду ("свободную" и сорбционную). После того как из пор этого слоя испарится вся "свободная" вода, испарение осуществляется лишь за счет сорбционной влаги. В результате в этом слое создается значительный градиент толщины сорбционной пленки, что обуславливает возникновение здесь в пленке воды касательных усилий.

Указанные усилия вследствие повышенной вязкости сорбционной воды и непрерывности ее пленки по всему профилю влажной толщи

^{1/} Такое явление при соответствующих условиях может, например, наблюдаться при замерзании влажного почво-грунта. В этом случае в почво-грунте явление теплопроводности сопровождается выделением дополнительного количества тепла вследствие перехода воды из одного фазового состояния в другое.

грунта с постепенным ослаблением передаются по пленке этой влаги в нижележащие по отношению к горизонту испарения слои. Последнее обстоятельство является причиной того, что пленочная влага во всей толще грунта устремляется в направлении горизонта испарения.

В более удаленных от испаряющей поверхности поперечных сечениях пленки действующие усилия меньше (чем в сечениях, более близких к горизонту испарения), поэтому в движение здесь соответственно приходит и меньшее число слоев молекул пленки сорбционной влаги. При этом по мере передвижения сорбционной (пленочной) влаги к горизонту испарения утоньшения пленки сорбционной воды с течением времени не происходит вследствие того, что убыль воды в пленке одновременно восстанавливается (по всей глубине слоя грунта) за счет имеющих в порах грунта микроскопических "ободной" воды (линейный "источник"). "Свободная" вода непосредственно в движении (восходящем или нисходящем) не участвует и расходуется из слоя грунта только после перехода ее в сорбционно-связанное состояние.^{1/}

Согласно этой гипотезе, уравнение (20) можно трактовать следующим образом.

Если из определенного горизонта толщи грунта сорбционная влага передвигается в направлении зоны испарения в количестве, равном q_i , а из нижележащих слоев к этому горизонту приходит лишь $q_i - M$, то образующийся в пленке дефицит влаги M покрывается за счет "свободной" воды.

При таком характере передвижения влаги в каждом элементарном слое грунта изменяется только общее влагосодержание u , в то время как количество пленочной влаги W остается постоянным. Отсюда становится понятным, почему в период постоянной скорости сушки глинистого грунта движение влаги характеризуется своеобразным установившимся режимом $[q_2 \neq \psi(\tau), \text{ но } \frac{\partial q_2}{\partial x} = M]$.

Слагаемое M , согласно (20), представляет собой интенсивность высыхания почво-грунта, для глинистого грунта величина его не зависит ни от координат, ни от времени и поэтому с математической точки зрения оно может рассматриваться как параметр, характеризующий интенсивность расходования линейного "источника" влаги.

Согласно данным экспериментов М.Аллера и С.Хенина [16], в колонках пылеватых почво-грунтов (в период первой стадии сушки) также имеет место особый вид установившегося во времени движения влаги, для которого характерно то, что значение расхода влаги в

^{1/} Так как передвижение влаги происходит только в пленочной форме, то (при определенных условиях) передвижение влаги в грунте может происходить и при отсутствии градиента общей влажности и даже против него. Эти явления наблюдались рядом исследователей [4,9,3] в суглинистых почво-грунтах, содержащих влагу в "подвешенном" состоянии.

каждом слое колонки грунта не изменяется во времени, но в то же время изменяется от слоя к слою по экспоненциальному закону. Что касается интенсивности высыхания пылеватого грунта, то (оставаясь в каждом из горизонтов неизменной во времени) она изменяется от слоя к слою также по экспоненциальному закону, который выражается зависимостью вида

$$\left(\frac{\partial u}{\partial \tau}\right)_z = \left(\frac{\partial u}{\partial \tau}\right)_{\text{пов}} \exp(-\alpha z). \quad (21)$$

Исходя из данных опытов М.Аллера и С.Хенина, а также используя изложенную выше гипотезу о характере движения сорбционной влаги в тонкозернистых почво-грунтах в период первой стадии их сушки, запишем дифференциальное уравнение влагопроводности для рассматриваемого случая, согласно (19) и (21), в следующем виде:

$$\frac{\partial q}{\partial z} + M_0 \exp(-\alpha z) = 0, \quad (22)$$

где M_0 - интенсивность высыхания пылеватого грунта у горизонта испарения, при определенном режиме сушки является для данного грунта величиной постоянной.

Сопоставляя уравнения (20) и (22), видим, что в обоих случаях интенсивность высыхания грунта (интенсивность расходования "источника" влаги) на любой глубине зависит от интенсивности высыхания грунта на поверхности и от характера изменения расхода сорбционной влаги по глубине колонки грунта.

В случае пылеватого грунта высыхание последнего идет не равномерно по глубине, поэтому и интенсивность расходования "источника" изменяется с глубиной.

По-видимому, в колонках различных по своим свойствам почво-грунтов, при прочих равных условиях (влажность, высота колонки, интенсивность испарения с поверхности и т.п.), усилия, создаваемые градиентом сорбционной влаги в зоне испарения, передаются в глубь грунта по пленке сорбционной влаги по-разному. В глинистом грунте ослабление этого усилия с глубиной происходит менее интенсивно, чем в пылеватом.

Изложенные выше сведения о характере движения влаги в почво-грунте в период постоянной скорости его сушки не позволяют еще судить о степени аналогии между этим явлением и явлением теплопроводности в среде, имеющей дополнительный, внутренний источник тепла. Причиной этого является то обстоятельство, что остается не выясненным вопрос о закономерностях передвижения сорбционной влаги в почво-грунте при наличии в ней источника "свободной" воды и, в частности, не ясен вопрос о применимости уравнения влагопроводности (диффузии) к рассматриваемому явлению.

Данных, свидетельствующих в пользу того, что во всей промоченной толще грунта образуется градиент сорбционной влаги, нет. Очевидно, интенсивность перехода "свободной" воды в сорбционное состояние достаточно велика, чтобы в любом слое толщи поч-

во-грунта потери сорбционной влаги в процессе испарения полностью восполнялись.

Следовательно, выполненный анализ данных опытов свидетельствует о том, что в период постоянной скорости сушки почво-грунта в последнем имеет место установившийся во времени режим движения пленочной влаги с переменным значением расхода влаги по глубине. Постоянство режима движения влаги, обеспечивается, по-видимому, за счет имеющихся в порах почво-грунта микроскоплений "свободной" (несорбционной) воды. Движение воды при этом обусловлено градиентом пленочной влаги в зоне испарения, где имеет место и наибольший расход влаги. Экспериментальные кривые изменения влажности почво-грунта, относящиеся к первой стадии сушки, характеризуют только общее влагосодержание в почво-грунте и не могут быть использованы для количественной оценки величины расхода пленочной влаги по выражениям (2) или (8).

Таким образом, в результате анализа основных закономерностей движения пленочной влаги и данных экспериментальных исследований нами выполнено следующее:

1. Составлено дифференциальное уравнение влагопроводности с учетом изменения подвижности пленочной влаги в зависимости от влажности почво-грунта (переменное значение коэффициента влагопроводности).
2. Показано, что дифференциальное уравнение влагопроводности для стадии постоянной скорости сушки почво-грунта аналогично по форме уравнению температуропроводности для случая установившегося режима движения тепла при наличии в среде линейного источника тепла.
3. Путем решения дифференциального уравнения влагопроводности получено уравнение распределения пленочной влаги в почво-грунте при установившемся режиме ее движения.

Л и т е р а т у р а

1. Лебедев А.Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. АН СССР, 1936.
2. Долгов С.И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. АН СССР, М.-Л., 1948.
3. Роде А.А. Почвенная влага. АН СССР, М., 1952.
4. Абрамова М.И. Передвижение воды в почве при испарении. Труды Почвенного ин-та АН СССР, т. 41, 1953.
5. Мельникова М.К. О передвижении влаги в почвах. Сборник трудов АИМ, № 7, 1955.
6. Струвер Л.Р. Результаты исследования водного режима глубоких слоев почв и грунтов в Сальских степях. Почвоведение, № 4, 1957.

7. Дерягин Б.В. и Колясев Ф.Е. Об основных закономерностях движения воды в почве при различном увлажнении. Гидротехника и мелиорация, № 2, М., 1951.
8. Лыков А.В. Явления переноса в капиллярно-пористых телах. ГИТТИ, М., 1954.
9. Будаговский А.И. Зависимость испарения от метеорологических условий и влажности почвы. Труды Арало-Каспийской комплексной экспедиции, вып. У1, АН СССР, 1956.
10. Проскуряков Б.В. и Доманицкий А.П. Проподимость дорог и грунтов в период распутицы. Гидрометеонадат, Свердловск-Москва, 1943.
11. Великанов М.А. Гидрология суши. Гидрометеонадат, Л., 1948.
12. Нерпин С.В. Исследование некоторых вопросов гидротехники с учетом роли молекулярно-связанной влаги. Автореферат диссертации, ЛИИВТ, Л., 1951.
13. Лыков А.В. и Ауэрман Д.Я. Теория сушки. Пищепромиздат, М., 1946.
14. Лыков А.В. Тепло и массообмен в процессах сушки. ГЭИ, М.-Л., 1956.
15. Дмитриев С.И. К вопросу об аналогии закономерностей движения тепла и почвенной влаги в процессе ее испарения. Труды ЛГМИ, вып. 12, 1961.
16. Hallaire M, Henin S. Dessèchement du sol et l'évolution des profils hydriques.
C.r. des séances de l'Acad. des Sc. 1958, t 246
N 14 pp. 2151 - 2153.

Б. Д. РУСАНОВ
О НЕКОТОРЫХ РЕДКИХ ФОРМАХ КАРСТА

К настоящему времени имеется довольно солидная литература, посвященная рассмотрению процессов карста. Известны работы Н.А.Гвоздецкого [1], И.К.Зайцева [2], А.А.Крубера [3,4], Г.А.Максимовича [7], Э.Мартонна [8], И.В.Мушкетова [9], Д.В.Рыжикова [10], И.С.Шукина [11], А.Гейма [12,13] и др. В этой литературе описано значительное количество разнообразных форм карстового рельефа карры, поноры, блюдца, воронки, колодцы, шахты, пещеры, увалы, поля и т.д. Учитывая определения, уже данные в литературе, представляет научный интерес познакомиться с оригинальными формами карстового рельефа, встречающимися на Юннаньском нагорье в юго-восточной Азии, в котором процесс разрушения известняков происходил в условиях, значительно отличающихся от описанных в литературе. Большая относительная глубина местного базиса эрозии, значительная интенсивность осадков, чистота известняковой породы - все это позволило развиваться процессу разрушения в наиболее полной и рельефной форме. В связи с этим карстовый рельеф Юннаньского нагорья представляет не только частный, но и принципиальный интерес.

В мае 1955 г. автору совместно с китайскими товарищами Ван Чао-дун, Лю пришлось весьма кратковременно посетить карстовый заповедник "Каменный лес" в одном из районов карста на Юннаньском нагорье в Китайской Народной Республике. Этот заповедник уже давно известен в Китае своими весьма причудливыми формами рельефа в виде высоких скалистых столбов, производящих иадали впечатление остатков странного сказочного леса.

Заповедник расположен примерно в 120 км от города Куньминь на несколько приподнятом волнистом участке плато и занимает площадь, судя по краткому осмотру, более 1 км². Непосредственно на волнистой платообразной поверхности здесь выступают полого залегающие довольно мощные известняки. Китайскими геологами высказывались предположения о палеозойском возрасте этих известняков. Надо отметить, что выходы тех же известняков наблюдаются по соседству за пределами заповедника. Однако здесь их

ломают для нужд строительства, что значительно отражается на изменении форм рельефа.

Внешние формы карстового рельефа в заповеднике производят исключительно оригинальное, трудно забываемое впечатление. Перед зрителем открывается обширная площадь, занятая возвышающимися известняковыми массивами, подвергшимися длительным процессам интенсивного карстообразования. Относительная высота поверхности известняковых массивов над их общей подошвой составляет 25-30 м, что соответствует видимой мощности известняков. Процессы интенсивного карстообразования разделили отдельные массивы на относительно меньшие расчлененные блоки самой разнообразной формы, вплоть до отдельных столбов. Около подножия известняковых массивов течет небольшая река. Уровень воды в этой реке является местным базисом эрозии подземного стока внутри известнякового массива. Весь массив разбит двумя системами почти вертикальных трещин отдельности, третья система трещин имеет его очень полого. Осадки, выпадающие на поверхности массива, свободно проникают в толщу известняков по многочисленным трещинам и карстовым каналам и дренируются этой рекой. Вода, циркулируя по этим трещинам, за счет растворения стенок обусловила образование систем вертикальных щелевидных карстовых ходов и горизонтальных пещер. Деревья, кустарники, трава имеются лишь у основания массива, где происходит накопление глинистых отложений. Карстовым явлениям способствуют субтропические черты климата с большим количеством осадков и, вероятно, наличием в дождевой воде значительных количеств растворенной углекислоты. По опубликованным в 1954 г. в китайском атласе "Ягуан" ("Свет Азии") [14] данным среднегодовое количество осадков на Юннаньском нагорье составляет 1000-1500 мм, а среднегодовая температура 16-20°.

В морфологическом отношении в рельефе на территории заповедника обращает на себя внимание ряд форм. Прежде всего следует отметить (рис. 1) отдельные крупные известняковые массивы с линейной протяженностью в плане от нескольких десятков до нескольких сот метров. Частое расположение на их вертикальных поверхностях карстовых желобов и наличие в верхней части массы карстовых выступов-гребешков создает впечатление столбчатой отдельности. Иногда поверхность отдельных массивов несколько приподнята или опущена против среднего уровня, что, вероятно, связано с разной скоростью карстового разрушения известняков, а возможно, и с местными нарушениями в их залегании. Иногда между отдельными массивами располагаются пониженные широкие промежутки с задернованной почвой. Вне площадей, занятых такими известняковыми массивами, распространены нагромождения глыб известняка, имеющих округленные очертания, пронизанных многочисленными карстовыми полостями. В местах этих нагромождений скопления глыб известняка выступают из мелкозернистого известнякового глинистого материала с задернованной поверхностью.

Очень характерны формы микрорельефа (рис. 5) поверхности известняковых массивов. Они представляют собой чередование гребней ост-

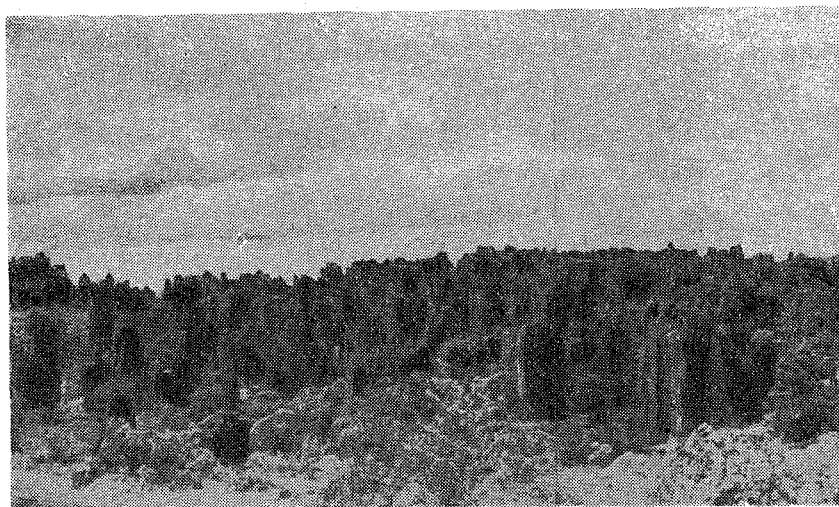


Рис. 1.

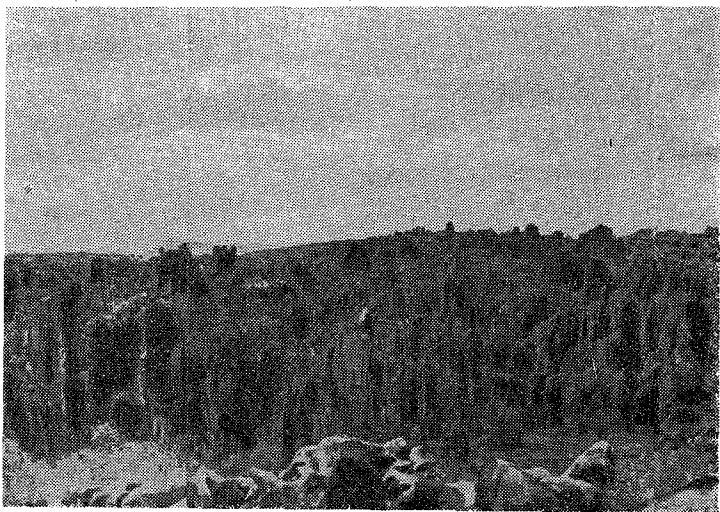


Фото Б. Д. Русанова



Рис. 2. Фото Б. Д. Русанова

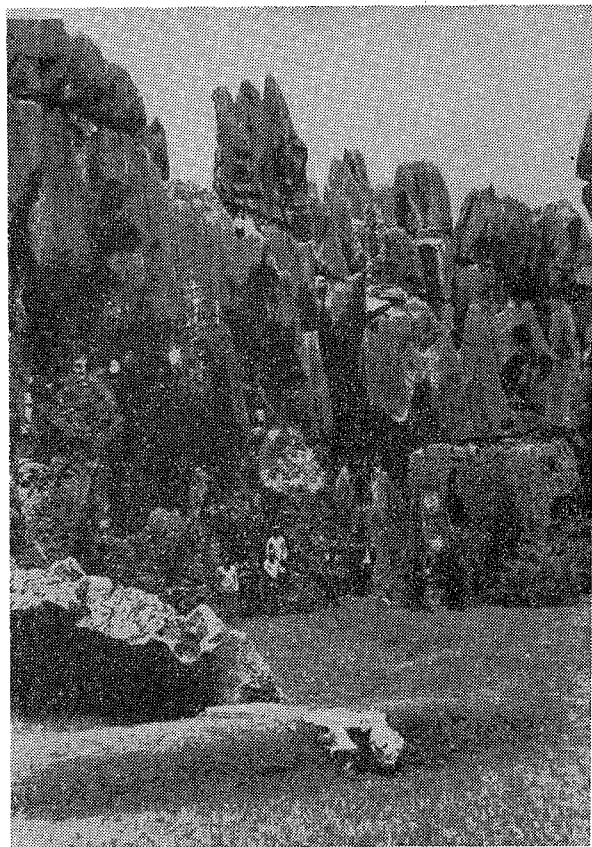


Рис. 3. Фото Б. Д. Русанова

рых и тупых с разделяющими их мелкими бороздами и глубокими щелями. Внешне они очень сходны с каррами. Можно наблюдать отчетливо два линейных пересекающихся направления особенно глубоких щелей, а также борозд и гребней (рис.1,5). На поверхности массивов растительности почти нет, имеет место так называемый голый карст, поэтому формы карров выражены весьма ярко.

Там, где процессы карстового растворения сказались сильнее, на внешних уступах известняковых массивов наблюдаются щелевидные карстовые ходы, горизонтальные карстовые щели, карстовые полосы (рис.3,4). Ширина вертикальных щелевидных ходов книзу увеличивается. На рис.2 ширина щелевидного хода составляет более метра, виден свет, падающий сверху. В нижней части уступа наблюдаются пещеры на двух уровнях - верхнем (рис.3) и нижнем (рис.4).

Местами наличие широких вертикальных щелей повело к начинающемуся выделению отдельных известняковых массивов-столбов с относительно малым диаметром поперечного сечения и большой высотой. Высота карстовых известняковых столбов меньше диаметра поперечного сечения до десяти раз. Столбы показаны на рис.3,4. Однако все они еще не полностью отделились от известнякового массива. Характерным для них является большая глубина карстовых щелей, за счет пересечения которых происходит обособление отдельных столбов. Щели эти образовались из обработанных и расширенных карстовым процессом вертикальных трещин. Они распространяются на глубину 25-30 м, т.е. до уровня современной гидрографической сети, являющейся местным базисом эрозии для подземного стока через известняковые массивы. Распространение карстовых трещин-щелей на всю мощность известняковых массивов до горизонта горизонтальной циркуляции хорошо видно на рис.2,3,4.

Дальнейшее продолжение процесса карстового растворения приводит к превращению крупного известнякового массива в скопление на ограниченном участке отдельных малых массивов (рис.1), групп столбов и отдельных столбов (рис.4,7). На последнем снимке (рис.7) заметно дальнейшее разрушение и этих остаточных столбов, проявляющееся в разрушении их верхних частей.

Внутри известнякового массива наблюдаются пещеры, приуроченные к нескольким горизонтальным уровням. Размеры их обычно невелики. На стенках пещер хорошо заметны карстовые полости и следы горизонтальной циркуляции.

Во впадинах и в пещерах нижнего яруса встречаются небольшие озера (рис.6). Озера эти лежат на уровне современной речной долины, дренирующей массив.

В зависимости от продолжительности процесса растворения водой стенок вертикальных трещин, способности известняков к растворению меняется степень карстового разрушения известняковых массивов, а вместе с тем и формы карстового рельефа. Для рельефа типа "Каменный лес" можно наметить четыре фазы карстового изменения его форм.

Первая фаза, начальная, соответствует выделению на верхних по-

верхностях известняковых массивов карровых форм микрорельефа, а на боковых поверхностях по стенкам вертикальных трещин карстовых желобов. Отдельные массивы еще не теряют внутренней связи между своими частями (рис.1).

Вторая фаза характеризуется усиленной разработкой боковых стенок трещин (рис.2) за счет карстового растворения, превращением их в широкие щели и образованием многочисленных карстовых полос-тей, особенно в нижних частях известнякового массива, в которых преобладает горизонтальная циркуляция воды. Морфологически в рельефе вторая фаза выражается в начинающемся обособлении в пределах известнякового массива отдельных столбов (рис.3,4). Однако эти столбы еще не теряют связи с основным массивом. Растворение стенок горизонтальных трещин в сочетании с системами вертикальных трещин дает местами подчеркнутое выражение матрацевидной отдельности.

Третья фаза характеризуется разделением известнякового массива на отдельные карстовые блоки, группы столбов и столбы, изолированно стоящие друг от друга (рис.1,7). Наличие вертикальных карстовых желобов на боковых поверхностях этих столбов издали создает впечатление продольной штриховки (рис.7). Разделение известнякового массива на группы столбов происходит за счет обрушения свода пещер, образовавшихся при горизонтальной циркуляции. Обособление отдельных столбов происходит только за счет растворения по трещинам.

Четвертая фаза характеризуется полным разрушением известняковых массивов и образованием из их обломков невысоких карстовых нагромождений с редкими кое-где выступающими остатками нижних частей отдельных столбов (рис.1,7). Вероятно, здесь играют роль уже и процессы эрозионного разрушения при обильно выпадающих осадках.

В зависимости от расположения в пределах известнякового массива дренирующих артерий гидрографической сети в отдельных его частях могут наблюдаться разные возрастные фазы развития морфологических форм карстового рельефа. Это обстоятельство и дало возможность запечатлеть их на отдельных photographиях. Однако в основе одновременного наличия в разных частях известнякового массива разновозрастных форм рельефа лежит единый процесс геологического развития этого района.

Китайскими геологами для новейшей истории рельефа в Северном Китае установлено [15] пять циклов эрозии. Недалеко от Юннани геологом Сун-Юн-сен, в Сычуани, в долине Янцзы, установлены [17] пять эрозионных террас. Нами наблюдались 4-5 ярусов горизонтального карста в южных районах Юннаньского нагорья. Отсюда можно считать, что наблюдающиеся ярусы карста массива "Каменный лес" являются наиболее молодыми карстовыми образованиями четвертичного периода.

Интересно обратиться к специальной литературе и ознакомиться с имеющимися определениями форм карстового рельефа.

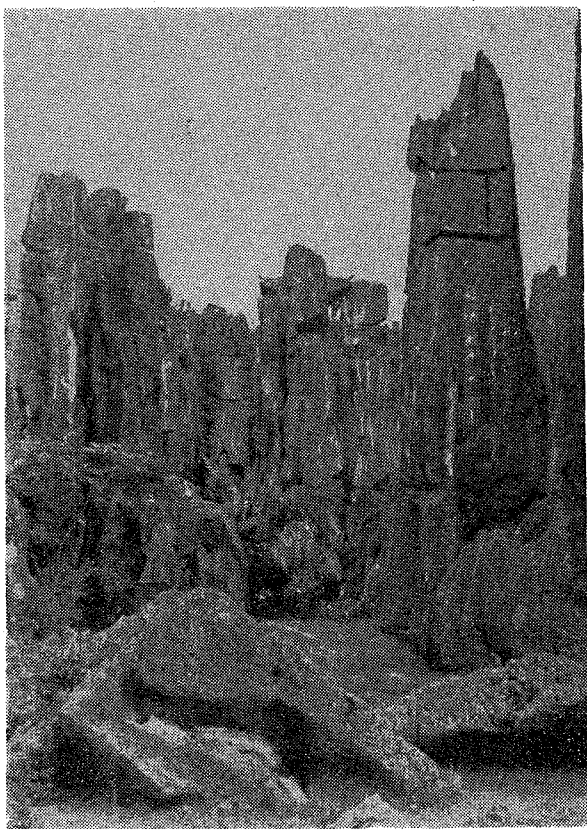


Рис. 4. Фото Б. Д. Русанова

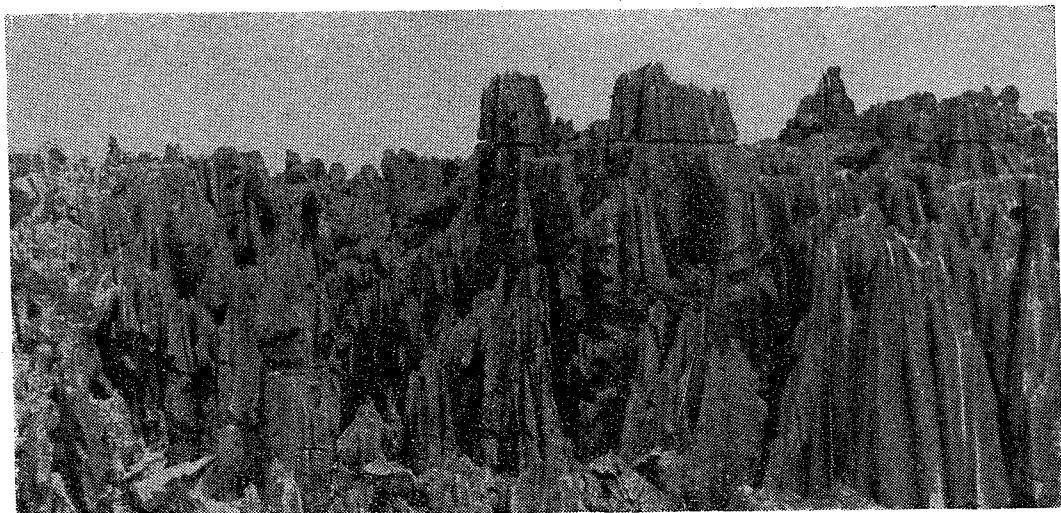


Рис. 5.

Фото Б. Д. Русанова

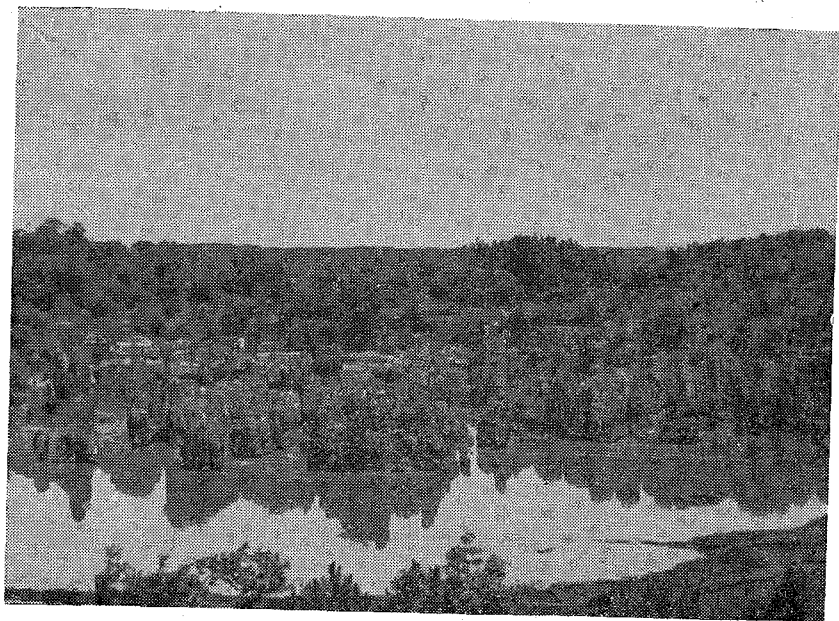


Рис. 6.

Фото Б. Д. Русанова

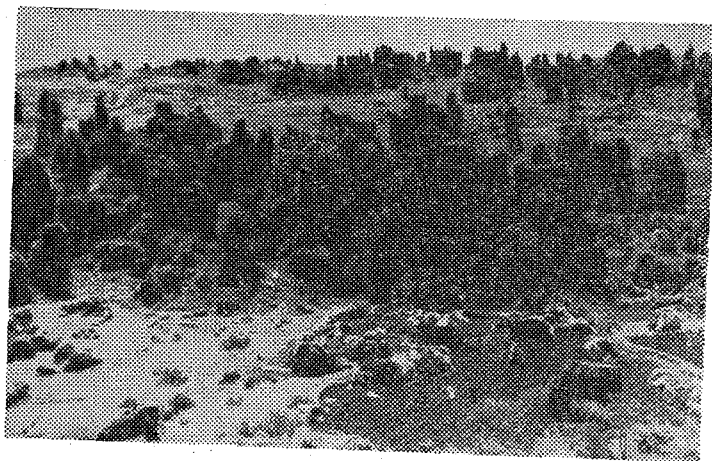


Рис. 7.

Фото Б. Д. Русанова

В известном учебнике И.С.Шукина "Морфология суши" [11] говорится о каррах, что это формы микрорельефа, выраженные чередованием острых гребней и борозд. Глубина последних составляет до 1-2 м и более. О процессах дальнейшего изменения карровых форм в связи с влиянием химического выветривания по тектоническим трещинам ничего не говорится.

Сходные определения карров даны в Большой Советской энциклопедии [5] и Геологическом словаре [6], а также в работе Д.В.Рыжикова [10]. В то же время последний автор ссылается на данные И.В.Мушкетова [9] о том, что отдельные рытвины в карровых полях достигают глубины до 10,0 м.

Э.Мартонн в "Основах физической географии" [8] и позднее, давая сходное определение рельефа карров, при этом указывал на значение тектонических трещин для дальнейшего развития морфологических форм. Альберт Гейм [12, 13], как говорит Мартонн [8], одним из первых указал на роль химического выветривания, направляемого диаклазами.

Ближе других к вопросам развития карровых форм подошел И.К.Зайцев [2]. Им было отмечено, что "при прямом и непрерывном развитии карста карстовый процесс из стадии каррообразования переходит в стадию понорообразования. Понора обычно возникает на месте карровой ложбинки в том случае, если в этом месте имеются трещины, достаточно большие для отвода воды в глубину". Под понорами И.К.Зайцев понимает любой формы полости или каналы, поглощающие воду и отводящие ее в глубину. Им указывалось на возможное закономерное расположение поноров в случае связи их с системами тектонических трещин.

Из этого обзора видно, что описанные в литературе формы рельефа под названием "карры" отличаются от карстовых форм Юннаньского нагорья по крайней мере по двум признакам. Во-первых, в литературе указывается обычная глубина расчленения карров до 2 м. Исключение составляют данные И.В.Мушкетова [9], указывающего для отдельных рытвин глубину до 10 м, а также Э.Мартонна [8] и И.К.Зайцева [2]. На Юннаньском же нагорье глубина расчленения составляет 25-30 м. Во-вторых, в литературе морфология карров характеризуется наличием в микрорельефе гребней, выступов, борозд, впадин. На Юннаньском же нагорье имеет место карстовое расчленение сначала на небольшие по площади глыбы с карровыми микрорельефом. Продолжающийся карстовый процесс приводит в дальнейшем к относительно глубокому расчленению рельефа вплоть до стадии образования отдельных кулис, столбов и, наконец, карстовых нагромождений.

Есть некоторое сходство этих особенностей развития карстового рельефа с данными Э.Мартонна [8]. В описываемом районе также процесс химического выветривания идет по глубоким трещинам диаклавов. Однако глубина этих трещин в три раза больше по сравнению с указанной Мартонном.

Большое сходство процесс развития каррового рельефа на Юннань-

ском нагорье имеет с отмеченной в работе И.К.Зайцева[2] связь карстов с образованием поноров по тектоническим трещинам. На Юннаньском нагорье образование поноров, как это видно из описания, приурочено к двум пересекающимся системам тектонических вертикальных трещин. Следствием этого является образование морфологических карстовых форм в виде большого количества столбов или карстового рельефа типа "Каменного леса".

Ландшафт из карстовых столбов, наблюдаемый в настоящее время в отдельных частях известнякового массива, есть внешнее выражение только одной из фаз развития морфологических черт карстового рельефа. Начальной стадией развития рельефа заповедника, как это показывают приведенные данные, явилось образование карров.

Дальнейшее преобразование морфологических форм явилось следствием специфического сочетания ряда условий: 1) приподнятости известнякового массива, 2) отсутствия глинистых прослоев и примесей в известняках, 3) наличия вертикальных и горизонтальных систем трещин отдельности, 4) влажного субтропического климата, 5) образования продолжительно и устойчиво действующей системы внутреннего стока, 6) выпадения богатых осадков на поверхность голого карста.

Название "Каменный лес", исторически сложившееся в Китае для заповедника, удачно отражает морфологические особенности этого, видимо, довольно редкого типа карстового рельефа.

Генетические особенности и стадии развития форм карстового рельефа типа "Каменный лес" несомненно связаны с общими гидрогеологическими и естественноисторическими условиями Юннаньского нагорья. Как это видно из литературы [15,16,18], для Юннаньского нагорья характерны процессы мезозойского, а затем более молодого поднятия. В процессе мезозойских и более молодых движений, затронувших Юннаньское нагорье как часть Южно-Китайской платформы, вероятно и образовались системы вертикальных и горизонтальных трещин в слагающих его породах.

Можно предполагать, что в этих благоприятных условиях литологии, тектоники, рельефа, климата весь процесс карстового изменения рельефа интенсивно протекал в исторически короткие сроки. Современная фаза характеризует далеко продвинувшийся процесс, с почти полным разрушением первичных форм рельефа и образованием на их месте остаточных форм карстового нагромождения. Эти формы близки к своеобразной поверхности денудации, образующейся на уровне современного базиса эрозии этого карстового района.

Описанный тип карстового рельефа пока не рассматривался в специальной литературе на русском языке. Видимо, целесообразно это сделать.

Л и т е р а т у р а

1. Гвоздецкий Н.А. Карст. 2-е издание, Географгиз, 1954.
2. Зайцев И.К. Вопросы изучения карста СССР. Гостгеолиздат, 1940.
3. Крубер А.А. Карстовая область горного Крыма. "Землеведение", 1915.
4. Крубер А.А. Гидрография карста. М., 1913.
5. БЭС, II издание, том 20, "Карры", 1954.
6. Геологический словарь, том I, "Карры", Гостехгеолиздат, 1955.
7. Максимович Г.А. Типы карстовых явлений. Пермь, 1947.
8. Мартони Эм. Основы физической географии, том II, Геоморфология, Учпедгиз-издат, 1945.
9. Мушкетов И.В. Физическая геология, том II. Денудационные процессы, 1926.
10. Рыжиков Д.В. Природа карста и основные закономерности его развития. Труды Горно-геологического ин-та Уральского филиала АН СССР, М., 1954.
11. Щукин И.С. Морфология суши. М., 1926.
12. А. Нейм. Geologie der Schweiz. Leipzig, 1921.
13. А. Нейм. Über die Karrenfelder. Jb.d.Sch.Alpenclubs, 1878.
14. Географический атлас КНР. Изд-во Ягуан, Шанхай, 1954. На китайском языке.
15. Ли Сы-гуан. Геология Китая. 1939.
16. Хуан Цзи-цин. Основные черты тектоники Китая. Геолиздат, 1952.
17. Сюн Юн-сен. Геология кайнозой в районе Цяолунцзо. Ж. Геологическое обозрение АН КНР, № 3-6, 1951.
18. Белоусов В.В. Основные черты тектоники центрального и южного Китая. Изв.АН СССР, серия геол. № 8, 1956.

И. Н. ЛОБАНОВ

КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ В НИЗОВЬЯХ р. ИНГУЛЬЦА

Освещение вопросов распространения и образования карстовых форм в южной степной полосе Украины имеет большое значение для познания закономерностей залегания и режима подземных вод этой области, что необходимо для выяснения условий возведения различных гидротехнических сооружений. В связи с этим автором в 1934 г по заданию Укргипровода и были произведены исследования в районе предполагавшегося строительства гидротехнических сооружений на Нижнем Днепре на территории площадью 180 км², расположенной между селами Роксандровкой (на р. Ингульце) и Попятовкой и Антоновкой на правом берегу р. Днепра (рис. 1)

Одним из основных вопросов исследования являлось изучение карстовых форм, характера распространения и условий их образования. Детальные полевые исследования сопровождались бурением и инструментальной нивелировкой границ слоев в обнажениях и геоморфологических объектов.

1. Исследованный район расположен в пределах Причерноморской впадины.

Здесь под мощным покровом четвертичных отложений залегают известняки неогенового возраста. Наиболее древние породы, выходящие в исследованном районе на поверхность, относятся к верхнесарматскому, меотическому и понтийскому ярусам, кроме того, выходят верхнеплисценовые красно-бурые глины и четвертичные отложения.

Верхнесарматский ярус сложен известняками, которые у с. Федоровки поднимаются выше уровня р. Ингульца до 4 м. У с. Садового они залегают ниже этого уровня и вскрыты бурением с отметки от -11,30 до -28,80 м. В верхней части изученной толщи сармата общей мощностью 17,50 м известняки плотные светло-зеленоватые с раковистым изломом, а в нижней они выражены белой мелоподобной породой.

Меотический ярус, представленный в основном известняками, общей мощностью от 7 (с. Федоровка) до 12 м (с. Садовое,) по литологическим особенностям разделяется на три горизонта. Нижний горизонт сложен зеленовато-серыми дозиневыми относительно мягкими известняками. Средний горизонт представлен мергелис-

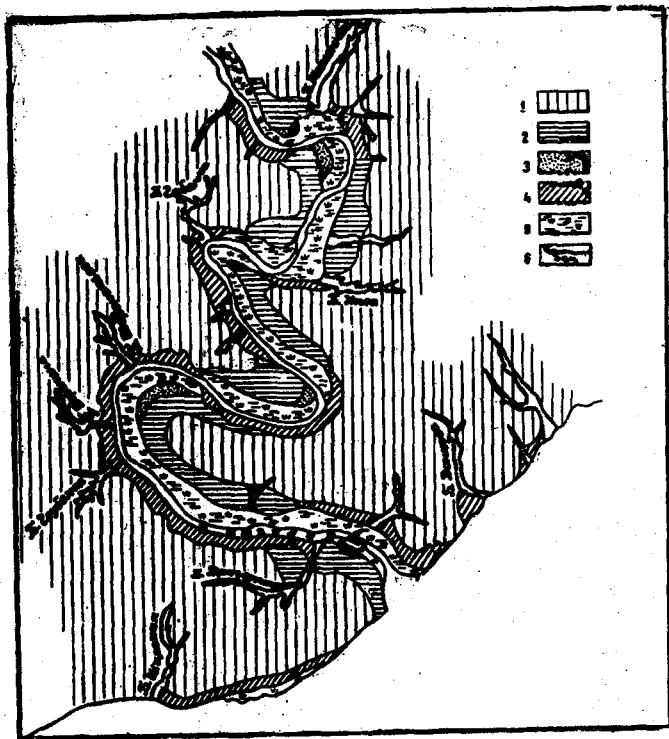


Рис. 1. СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
НИЗОВЬЕВ р. ИНГУЛЬЦА.

1—плато, 2—террасы с лессовым покровом, 3—песчаная терраса,
4—эрозионно-балочные и денудационные террасы, 5—плавневая терраса,
6—балки и овраги.

тыми известняками с прослойками зеленоватых глин и мелкозернистых песков, верхний состоит из желтовато-серых оолитовых известняков, содержащих черитовую фауну. Этот горизонт по текстурным особенностям в свою очередь ясно разделяется на три слоя.

Понтический ярус по текстурно-литологическим признакам разделяется на три горизонта. Нижний горизонт представлен светло-серыми известняками с дрейсенсидами общей мощностью до 4 м, в нем выделяется три слоя (снизу вверх): а) известняки плотные тонкослоистые, б) известняки с неравномерной плотностью и перекристаллизацией, в) известняки мелоподобные.

Средний горизонт сложен желтовато-серыми оолитовыми известняками общей мощностью до 4,0 м, которые в основании горизонта образуют слой, представленный типичным икринным камнем, а в кровле — слой плотного известняка с включением оолитовых зерен.

Верхний горизонт понтического яруса составляют ракушечные известняки общей мощностью до 6 м, переполненные ядрами, отпечатками и раковинами кардид. По степени перекристаллизации раковин и характеру сложения этот горизонт разделяется на три слоя (снизу

вверх) : а) известняк желто-бурый, перекристаллизованный, плитчатого сложения, б) известняк ракушечный буровато-желтый, пористого сложения, г) известняк ракушечный, перекристаллизованный, красно-бурый.

Верхний горизонт понтического яруса, на границе с красно-бурыми глинами, покрыт коркой мощностью 0,20-0,30 м, состоящей из плиток плотного аморфного фарфоровидного известняка. Распространение фарфоровидных известняков связано с развитием карстовых провальных воронок (рис.4).

Общая мощность отложений понтического яруса от 6 до 10 м.

Данные о химическом составе неогеновых известняков сведены в табл.1.

Из приведенных анализов видно, что неогеновые карбонатные породы, имеющие массовое распространение, содержат CaCO_3 от 93 до 99%, т.е. по своему составу относятся к известнякам с нормальным содержанием силикатных примесей. Слои верхнего горизонта меотического яруса и нижнего горизонта понтического яруса, которые наиболее сильно закарстованы, содержат CaCO_3 от 95 до 99%, а нерастворимых силикатных примесей от 1 до 2%, т.е. относятся к химически чистым карбонатным породам. Мергелистые известняки имеют ограниченное распространение, они наблюдаются в слоях среднемеотического горизонта (анализов нет) и в верхнем слое нижнепонтического горизонта. Повышенное содержание нерастворимых примесей в верхнем слое ракушечных известняков понтического яруса (табл.1, анализ № 4) следует объяснить привнесом в него глинистого материала из вышележащих красно-бурых глин.

Повышенное содержание MgCO_3 наблюдается только в нижнем слое верхнесарматского яруса, который состоит из доломитизированных известняков. Все остальные слои карбонатных пород содержат MgCO_3 от 0,23 до 3% и потому относятся к кальцитовым известнякам.

Значительных (доступных наблюдению) тектонических нарушений неогеновых отложений не наблюдается. Неогеновые слои имеют в общем падение на юго-запад, уклоны на один километр достигают 1-2,5 м, или 0,3-0,8 минут в градусных величинах. Элементы залегания отдельных ярусов показывают, что незначительное падение их на юго-запад есть, очевидно, наклон дна морей, в которых отлагались осадки. Наблюдаемые же различные азимуты и различные градиенты падения меотических и понтических отложений указывают, вероятно, на неровности морского дна, на что обращали внимание Н.Соколов [12] и Э.А.Гапонов [4].

На плато понтические известняки покрыты толщей красно-бурых глин (с линзами косослойчатых песков) общей мощностью 10-20 м. Характер распространения, литологические особенности красно-бурых глин и эпигенетическое развитие долины р.Ингульца по отношению к неровной поверхности понтических известняков указывают на то, что терригенный материал яруса красно-бурых глин отлагался в лагунах и озерах верхнепонтического времени, а в киммерийскую

Таблица 1

Химические анализы неогеновых карбонатных пород

№ п/п	Ярус	Горизонт	Слой	Краткое описание образцов	Временное сопротив- ление сжатия, кг/см ²	Химический состав, %				
						нераст- воримый остаток в HCl	в том числе		CaCO ₃	MgCO ₃
1	2	3	4	5	6	7	SiO ₂	Al ₂ O ₃	10	11
1	Понти- ческий	Верхний	Верхний	Белый фарфоровидный известняк с раковис- тым изломом	-	5,31	4,45	2,00	93,53	1,06
2	"	"	"	Красные пятна в нем	-	17,47	12,14	5,28	81,62	1,36
3	"	"	"	Красная плотная корка на поверхности понти- ческих известняков	-	4,58	3,40	1,38	94,12	1,56
4	"	"	"	Красный плитчатый пе- рекристаллизованный ракушечный известняк	-	9,17	7,16	4,08	88,99	1,36
5	"	"	Средний	Буровато-желтый пере- кристаллизованный ра- кушечный известняк	-	1,77	1,20	1,81	97,56	0,75
6	"	"	Нижний	Бурый кристаллический р ракушечный известняк	-	1,99	1,49	0,93	97,05	0,23
7	"	Средний	Верхний	Серовато-желтый плотный оолитовый известняк	64,4	1,95	1,73	0,41	96,68	1,48
8	"	"	Нижний	Серовато-желтый кососло- истый известняк	44,4	1,37	1,10	0,97	97,26	1,27
9	"	"	"	То же	-	2,21	1,30	0,85	96,15	1,27
10	"	Нижний	"	Беловато-серый мерге- листый известняк	-	7,85	6,28	1,56	88,98	2,72
11	"	"	"	Желтовато-серый из- вестняк	-	4,08	3,46	0,54	95,00	1,74

Продолжение табл.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
12	Понти- ческий	Нижний	Верхний	Серый микрозерни- стый известняк	2,05	6,63	4,95	2,52	92,72	2,09
13	"	"	Средний	Серый плотный кавер- нозный известняк	72,0	0,67	0,80	0,68	95,41	1,38
14	"	"	"	То же	38,0	1,36	1,63	1,02	96,12	1,88
15	"	"	"	"	-	3,08	2,49	1,85	95,64	0,90
16	"	"	Нижний	Серый плотный сло- истый известняк	-	0,75	1,18	0,91	97,37	0,77
17	"	"	"	Беловато-серый мик- розернистый извест- няк	-	2,17	1,93	2,20	97,00	1,98
18	Меоти- ческий	Верхний	Верхний	Желтый плотный ооли- товый известняк	52	1,63	2,25	1,34	98,92	1,06
19	"	"	Средний	Желтовато-серый из- вестняк, богатый фауной	61	0,62	0,75	0,76	98,39	1,33
20	"	"	Нижний	Желтовато-серый из- вестняк с церитами	38	1,93	1,41	1,37	97,62	1,38
21	"	Нижний	"	Зеленовато-серый из- вестняк с дозиниями	7,3	3,34	3,75	2,10	93,90	2,11
22	Верхне- сармат- ский		Верхний	Зеленовато-серый плотный известняк	326	4,23	3,67	1,07	93,82	3,02
23	"		Нижний	Белый микрозернист- ый доломитизирован- ный известняк	24	1,21	1,45	0,94	87,19	13,05

эпоху претерпел воздействие процессов выветривания в условиях латеритного типа почвообразования, в результате сформировалась толща яруса красно-бурых глин.

Четвертичные отложения представлены толщей лесса и аллювиальными отложениями речных долин. Лессовая толща плащеобразно покрывает плато, склоны речных долин и балок, а также древние аккумулятивные террасы. Мощность пород лессовой серии на водоразделах достигает 21,5 м, а по склонам речных долин она уменьшается, на денудационных и эрозионно-балочных террасах лесс отсутствует, или он заменяется делювиальными суглинками незначительной мощности. В толще лесса выделяется три горизонта. Нижний горизонт представлен красно-бурыми суглинками мощностью до 6 м. Средний и верхний горизонты, разделенные ископаемой почвой, выражены палевым суглинком мощностью соответственно 4,0 и 10,80 м.

Характеристика аллювиальных отложений будет приведена при рассмотрении аккумулятивных террас.

П.Исследуемый район представляет собой степную равнину, слегка наклоненную на юго-запад в соответствии с общим наклоном коренных пород. Высоты водораздельных плато до 50-60 м над уровнем моря, юго-западнее нашего района (хутора Музыковка, Мирошниковка, Чернобаевка и др.) высоты плато понижаются до 45-55 м. Кроме незначительного уклона, который незаметен для глаза, рельеф степной равнины не имеет никаких характерных черт, а все разнообразие его составляют речные долины Ингульца и Днепра и впадающие в них балки. В описываемом районе к правому берегу р.Днепра непосредственно подходит коренное плато, густо изрезанное оврагами и балками.

Долина р.Ингульца на значительном протяжении создает врезанные меандры, извилистости которой следуют изгибы реки. Ширина долины достигает 1,5-2,5 км. Склоны ее, как обыкновенно в долинах с врезанными меандрами, пологие на выпуклых и крутые на вогнутых частях. В местах, где долина р.Ингульца образует изгибы, она имеет асимметричный поперечный профиль; там же, где река не образует излучин, ее долина симметрична. Река Ингулец (от устья до с.Галагановки) представляет собой лиман, образовавшийся в результате подпора Ингульца водами Днепровского лимана.

На участках склонов, вдающихся мысами в долину и огибаемых рекой, развит комплекс аккумулятивных террас, прислоненных к плато. В связи с тем, что долина р.Ингульца представляет врезанные меандры, аккумулятивные террасы развиты в виде разобщенных клочков, что затрудняет их изучение. Ступенчатый рельеф террас выражен слабо. По данным нивелировки и бурения в низовья долины р.Ингульца можно выделить четыре разновозрастных террасы (на это же указывал А.К.Алексеев [1]).

Первая терраса - пойменная или плавневая, поднимается над уровнем реки до 1-1,50 м и сложена песчано-илистым ал-

лювием, налегающим на известняки верхнего сармата, последние размыты примерно до отметки - 30 м. Глубина размыва в низовьи долины р. Ингульца, исчисляемая от высот водораздельного плато до поверхности коренных пород в русле, достигает 87-90 м. Плавневая терраса имеет сравнительно ровную поверхность, она, как и более древние, развита и приключена к выступающим мысам, огибаемым меандрирующим руслом реки.

Вторая, или песчаная, терраса выражена слабо. А.К.Алексеев указал на наличие этой террасы и установил ее высоту у с.Федоровки 4,82 м, в с.Тарасовке, в 15 км выше с.Федоровки 7,95 м. Нивелировкой установлено, что в с.Федоровке поверхность песчаной террасы имеет высоту от 5 до 7 м. На Дарьевско-Никольском мысу она выражена довольно ясно и имеет здесь отметки поверхности также от 5 до 7 м, в с.Садовом обрывок этой террасы имеет абсолютные высоты 10,84 м. Поверхность песчаной террасы слабо холмиста, к плавневой террасе она спускается полого, незаметно сливаясь с ней.

Рассматриваемая терраса сложена желто-бурыми, серыми и белыми разнозернистыми и пылеватými песками с прослойками илистых глин, которые залегают на известняках верхнесарматского яруса, размытого в с.Садовом до отметки -27,26 м.

Третья терраса с поверхности покрыта одним ярусом лесса, который выражен песчаным лессовидным суглинком мощностью от 2 до 3 м. Аллювиальные отложения здесь представлены желтыми и серыми разнозернистыми пылеватыми песками мощностью до 15 м. Пески налегают на размытую поверхность нижнего меотиса и верхнего сармата. Третья - однолессовая терраса имеет отметки поверхности от 10 до 25 м и прослеживается на всех обследованных террасовых мысах.

Четвертая терраса покрыта двумя ярусами лесса, которые в с.Садовом разделены пылеватыми песками с обломками пресноводных раковин мощностью до 3 м. Верхний ярус лесса в с.Садовом имеет мощность 2,50-3 м, нижний (второй) - до 2 м, в овраге правого склона б.Дрепачихи верхний ярус мощностью 2,50 м, а нижний 4,00 м, здесь они разделены мергелистым суглинком. Аллювиальные отложения четвертой террасы выражены желтыми, белыми и серыми слоистыми песками с прослойками песчанистого мергеля, а также песчанистых и илистых глин. В нижней части аллювиальных отложений описываемой террасы очень часто встречаются гальки известняков, окатанные обломки кварца, полевого шпата и криворожских кристаллических сланцев. Эти отложения залегают на размытой поверхности среднего и нижнего горизонтов понтического яруса, их мощность от 4 до 10 м. Поверхность данной террасы имеет отметки 20-35 м.

В аллювиальных отложениях террас низовьев р.Ингульца не встречено определенных палеонтологических остатков, поэтому их возраст можно установить только путем сопоставления с террасами Среднего Днепра [6]. Так, плавневую террасу р.Ингульца и Нижнего Днепра

можно сопоставлять с поймой Среднего Днепра и его притоков. Песчаную (вторую) террасу - со второй (боровой), а возраст ее - послевюрмский. Как указывалось, песчаная терраса в низовьях р. Ингульца развита слабо и совершенно незаметно переходит в плавневую; вполне вероятно, что она частично подтоплена ингулецким лиманом и перекрыта плавневыми отложениями. На подтопление второй песчаной террасы на Нижнем Днепре указывают И. Левинский [8] и др. Третью - однолессовую террасу следует сопоставлять с однолессовой террасой Среднего Днепра, Черкасской по Д. Н. Соболеву [13], а возраст ее принимать как рис-бюрмский. Наконец, террасу, покрытую двумя ярусами лесса, можно сопоставлять с четвертой террасой, самой древней на Среднем Днепре, а возраст ее принимать как миндельрисский.

Наряду с аккумулятивными террасами в долине р. Ингульца и исследованной части правого берега р. Днепра широко развиты денудационные и эрозионные террасы. На наличие эрозионной террасы в долине р. Ингульца указывал А. К. Алексеев [1], он называл ее террасой размыва, а образование связывал с речной эрозией. Нашими исследованиями установлено, что типичное развитие эрозионных террас приурочено к балкам, впадающим в речные долины Ингульца (балки Глубокая, Шереметьевка, Чабанка, Каменная, Утла, Безымянная восточнее с. Никольского) и Днепра (балки Донцова и Широкая) (рис. 1). Овражно-балочная система в исследованном районе террасирована и обнаруживает трехфазное развитие; ступенчатость склонов особенно ясно выражена в среднем течении балок. Остатки самого древнего тальвега из среднего течения балок к низовьям полого понижаются и незаметно переходят в ровные площадки эрозионных террас, которые к устьям балок расширяются и имеют треугольную форму (рис. 2). В эрозионные террасы

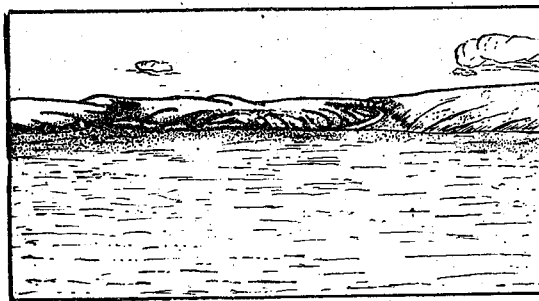


Рис. 2. РАВНИНА ЭРОЗИОННО-БАЛОЧНОЙ ТЕРРАСЫ.
НА ЗАДНЕМ ПЛАНЕ БАЛКА, СЛЕВА ОВРАГ, ВРЕЗАННЫЙ
В ТЕРРАСУ. БАЛКА ВОСТОЧНЕЕ с. НИКОЛЬСКОГО

справа или слева, врезаны глубокие овраги, представляющие собой вторую фазу развития балок. Из морфологической характеристики эрозионных террас видно, что в своем происхождении они связаны с ба-

лочной эрозией, а поэтому их лучше называть эрозионно-балочными террасами. Площадки этих террас имеют отметки 15-22 м, с поверхности они покрыты делювиальными суглинками небольшой мощности или элювиальной каменистой почвой, развитой на понтических известняках. По возрасту эрозионно-балочные террасы могут сопоставляться с однолессовой рис-вюрмской аллювиальной террасой.

Кроме эрозионно-балочных террас, берега рек Днепра и Ингульца в большей своей части окаймляются неширокими площадками (ширина 20-100 м и более) денудационных террас (рис.1), образовавшихся при длительном сносе рыхлых пород со склонов речных долин. Поверхность площадок денудационных террас совпадает с верхней поверхностью понтических известняков. Это говорит о том, что образование этих террас обусловлено различной устойчивостью пород, слагающих склоны речных долин, против процессов поверхностного смыва. Слои красно-бурых глин и лесса благодаря своей меньшей сопротивляемости под влиянием смыва отступили выше по склонам, обнажив часть поверхности лежащих ниже более прочных понтических известняков; таким образом, образование денудационных террас прямо не связано с развитием овражно-балочной системы. Но поскольку склоны речных долин довольно густо изрезаны оврагами и балками, иногда трудно отличить, где эрозионно-балочные, а где денудационные террасы. Процессы образования эрозионно-балочных и денудационных террас местами накладываются на аккумулятивные террасы и от последних остаются только нижние аллювиальные песчаные толщи. Поэтому площадки, покрытые с поверхности песками, встречаются и на более высоких уровнях, чем вторая песчаная терраса.

Ш.Колодцы и источники, зарегистрированные при исследовании, расположены в прибрежной зоне и уровень вод в последних незначительно превышает меженный уровень рек: на 0,30-0,60 м, а в колодцах, удаленных от берега до одного километра, - на 1 м. Благодаря такому условию грунтовые воды дренируются речными долинами; на это указывают многочисленные источники в подошве береговых уступов по правому берегу р.Ингульца от б.Глубокой до б.Дрепачихи и по правому берегу р.Днепра от с.Садового до г.Херсона.

Сопоставление наших наблюдений с литературными данными приводит к заключению о том, что в исследованном районе имеется единый горизонт грунтовых вод, залегающий в неогеновых известняках, уровень которого обусловлен горизонтом воды в дренирующих его речных долинах. Уклон уровня рек выражен чрезвычайно малыми величинами, на что указывает зависимость направления их течения от направления и силы ветра. По данным однодневной нивелировки, проведенной Укргидэпом осенью 1935 г., падение уровня р.Днепра на отрезке от Никополя до Херсона равняется в среднем 0,0072 м на 1 км. Примерно такая же величина падения р.Ингульца в его нижнем течении. Эти данные пока-

зывают, что слои неогеновых отложений имеют падение в 140-340 раз больше уклона рек. В общем направление течения рек совпадает с направлением падения неогеновых пород, но последние имеют значительно больший уклон, нежели уровень речных вод. Вследствие этого довольно водопроницаемые известняки верхнесарматского, меотического и понтического ярусов вниз по течению поочередно уходят под уровень рек, насыщаются грунтовыми водами и становятся водоносными.

Данные о водопроницаемости различных известняков неогена по исследованию Укргидепа в 1934 г. приводятся в табл.2.

Таблица 2

№ п/п	Описание пород	Коэффициент фильтрации, см/сек.
1	Красноватый плитчатый перекристаллизованный ракушечный известняк, закальматирован красной глиной	0,0021
2	Буровато-желтый перекристаллизованный ракушечный известняк	0,016
3	Желто-бурый плитчато-кусковатый кристаллический ракушечный известняк	0,036
4	Серовато-желтый оолитовый известняк с горизонтальными и вертикальными кавернами	0,036
5	Серый слабосцементированный известняк с дрейсенсидами	0,000096
6	Серый плотный кавернозный известняк с дрейсенсидами	0,68
7	Серовато-желтый плотный оолитовый меотический известняк	0,00019
8	Серовато-желтый слоистый известняк, богатый отпечатками меотической фауны	0,16
9	Серовато-желтый слоистый известняк с отпечатками церитов	0,00063
10	Зеленовато-серый известняк с дозиниями	0,00063

Как видно из таблицы, коэффициенты фильтрации достигают $A \cdot 10^{-2}$ - $A \cdot 10^{-3}$, т.е. водопроницаемость известняков понтического и меотического ярусов близка к водопроницаемости песчано-гравелистых пород. Приведенные данные не только не противоречат характеру регионального залегания грунтовых вод в известняках неогена, а, наоборот, объясняют его.

О характере взаимосвязи грунтовых и речных вод дают представление результаты наблюдений за уровнем воды в колодцах, проведенные Укргидепом в 1934 г. по профилю в глубь плато правого берега р.Днепра через села Княдийку, Проценково, Мирошниковку и Шкурниковку. Расстояние от р.Днепра: с.Княдийка колодец № 1 - 200 м и колодец № 2 - 550 м, х.Проценково - 7,20 км, с.Мирошниковка - 15,50 км и с.Шкуриновка - 23,70 км. Только в колодцах с.Княдейки, находящихся на расстоянии 200 и 550 м от р.Днепра, зеркало

грунтовых вод несколько реагировало на колебания горизонта реки во время паводка, что видно из табл.3.

Таблица 3

Пункт наблюдения	Расстояние от Днепра, м	№ колодез	Минимальный уровень		Максимальный уровень		Амплитуда колебаний, м
			дата	отметка, м	дата	отметка, м	
с.Киндийка	200	1	10/III	0,65	23/IV	1,02	0,37
"	550	2	10/III	0,57	23/IV	0,82	0,25
р.Днепр	-	-	12/IX	0,13	23/IV	2,45	2,32

Влияние паводкового подпора в 2,32 м на грунтовые воды сказалось на расстоянии вряд ли больше 1 км. В х.Проценково в течение года колебания уровня грунтовых вод были в пределах отметок от 0,68 до 0,73 м, амплитуда равна 0,05 м; т.е. они здесь совершенно не реагировали на подъем воды в Днепре, в с.Мирошниковке предельные отметки уровня грунтовых вод были 1,34-1,45 м, т.е. амплитуда колебания 0,11 м.

В с.Шкуриновке, на расстоянии от р.Днепра 23,70 км и от р.Ингульца 15 км, уровни воды в колодцах реагировали с запозданием на паводочный подъем воды в реке. В колодце № 1 горизонт грунтовых вод имел колебания в пределах отметок от 1,24 до 1,92 м, амплитуда колебания равна 0,68 м, в колодце № 2-в пределах от 1,48 до 2,75, с амплитудой колебания 1,27 м, перекрыв пик Днепра на 0,30 м. Это как будто бы парадоксальное явление совпадения подъема грунтовых вод в колодцах с.Шкуриновки с весенним паводком р.Днепра можно объяснить питанием здесь грунтовых вод снеговыми водами, стекающими по балке, поскольку оба колодца расположены в балке Веревчиной (колодец № 2 почти в самом ее тальвеге).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что грунтовые воды питаются за счет атмосферных вод в области бессточных равнин, и, кроме того, это питание происходит по балкам, заходящим своими вершинами далеко в глубь плато, где лесс и толща малопроницаемых красно-бурых глин значительно редуцированы или совсем отсутствуют.

В весенние паводки колебание грунтовых вод в прибрежной полосе шириной не более 1 км нужно объяснить в первую очередь гидростатическим подпором паводковыми водами потока грунтовых вод и лишь в самой прибрежной зоне взаимодействием паводкового подъема и грунтового потока; здесь образуется как бы два противоположных потока, один в сторону реки, другой от нее; у самого стыка противоположных потоков в первое время имеется впадина поверхности зеркала грунтовых вод, которая затем выравнивается, и как следствие повышается уровень грунтовых вод, который при окончании паводка сравнительно быстро спадает под влиянием того же дренирования рекой. В этой прибрежной зоне шириной около километра под влиянием колебания уровня речных и грунтовых вод происходят коррозионные подземные процессы и образование кавернозности в неогеновых из-

вестняках.

1У. Из карстовых форм в исследованном районе наблюдаются блюдца и провальные воронки, кавернозность, трещины и пещеры.

Б л ю д ц а распространены по поверхности эрозионно-балочных террас. Они имеют округлую форму и пологие склоны, их размер в поперечнике от 5 до 20 м, а глубина от 0,5 до 1,50 м.

На площадках террас блюдца приурочены к местам, где отсутствуют делювиальные наносы, а только развита каменистая элювиальная почва, которой покрыты также склоны и дно блюдца. Образование блюдца следует объяснить выщелачиванием известняков с поверхности. Кроме эрозионно-балочных террас, блюдца встречаются также и на размытых древнеаккумулятивных террасах. Так, в полукилометре севернее с. Дарьевки с водораздельного склона спускается неглубокий пологий сухой водосток, который на террасовой площадке слепо кончается блюдцем округлой формы диаметром 10 м и глубиной 1 м. На дне блюдца прикопкой глубиной 0,50 м вскрыт крупнозернистый песок.

В береговом обрыве р. Ингульца высотой до 9 м здесь прослеживался такой разрез: 1) бурый крупнозернистый песок, внизу с галькой известняка, мощность до 2 м, 2) серый плотный кавернозный понтический известняк с дрейсенсидами, мощность 1,4 м, 3) меотические известняки с прослойками буро-зеленой глины, видно 3 м. Ниже до уровня реки закрыто осыпями 2,6 м. Можно считать, что блюдца в таких условиях образуются выщелачиванием известняков водами, проникающими через водопроницаемые пески. Здесь одновременно с образованием углубления в известняках происходит оседание песков и проявление углубления на поверхности.

Провальные воронки распространены по правому берегу р. Ингульца между балками Глубокой и Дрепачихой. Они образовались путем провалов и просадки вышележащих толщ известняков вследствие выщелачивания и вымывания нижележащих слоев (рис. 3).

В геоморфологическом отношении район распространения провальных воронок является денудационной террасой, густо изрезанной оврагами и небольшими балками.

Данные о мощности залегания понтического и меотического ярусов в районе развития провальных воронок приведены в табл. 3.

Из приведенных данных о верхней поверхности понтического яруса и о мощности известняков его отдельных горизонтов видно, что в воронках верхнепонтические ракушечные известняки подвергались провалам и опусканию. Нижнепонтические и отчасти среднепонтические известняки почти полностью уничтожены растворением, от этих известняков остались только отдельные корродированные обломки, указывающие на их наличие в прошлом.

Легко водопроницаемые верхнепонтические ракушечные известняки во время образования провальных воронок свободно пропускали поверхностные воды до уровня грунтовых вод в нижнепонтических известняках, которые в то время были водоносны. При таком усло-

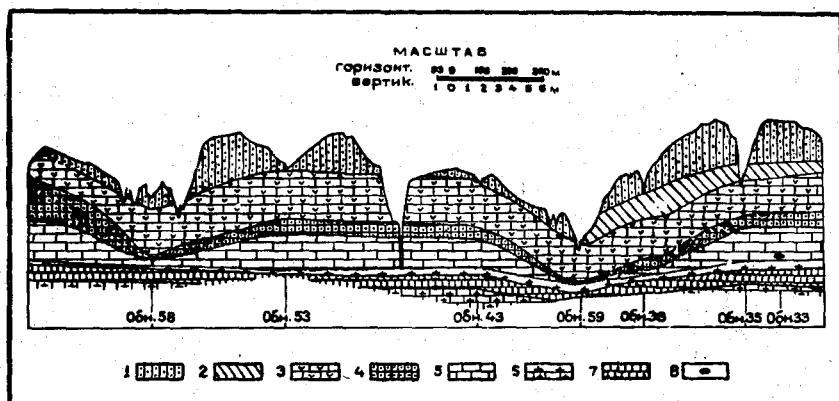


Рис. 3. РАЗРЕЗ ДЕНУДАЦИОННОЙ ТЕРРАСЫ С ПРОВАЛЬНЫМИ ВОРОНКАМИ ВДОЛЬ ПРАВОГО БЕРЕГА г. ИНГУЛЬЦА МЕЖДУ БАЛКАМИ ДРЕПАЧИХОЙ И ГЛУБОКОЙ

1—суглинок песчаный, 2—глины красно-бурые, 3—известняки ракушечные, 4—известняки оолитовые, 5—известняки с дрейсенсидами, 6—известняки микрозернистые, мелоподобные, 7—известняки плотные, бурые, 8—отверстие пещеры.

Таблица 3

№ п/п	Ярусы и горизонты	Мощность в нормальном залегании горизонтов понтического яруса, м		То же в провальных воронках		
		обнажение № 85	обнажение № 58	обнажение № 38	обнажение № 59	обнажение № 58
1	Верхнепонтический ракушечный известняк	2,50	3,50	2,90	2,85	2,85
2	Среднепонтический оолитовый известняк	0,90	1,15	0,80	отс.	0,60
3	Нижнепонтический известняк с дрейсенсидами	2,35	2,60	0,35	отс.	0,63
4	Отметки верхней поверхности понта	10,75	11,50	7,98	6,72	8,56
5	Отметки верхней поверхности меотиса	4,94	4,19	3,90	3,24	4,56

Вид верхнепонтические ракушечные известняки не попадали в сферу горизонтальной циркуляции грунтовых вод, почему и сохранили почти везде свою нормальную мощность. В нижнепонтическом известняке процессами выщелачивания и вымывания горизонтальной циркуляцией грунтовых вод образовались горизонтальные пустоты и пещеры, кровля которых из ракушечных известняков впоследствии опускалась и обрушалась. Поэтому в провальных воронках верхнепонтические слои имеют нарушенное залегание. В провольные воронки врезаются вершины оврагов, которые выше переходят в балки с пологими

задернованными склонами. Таким образом, образование провальных воронок следует связывать с денудацией склонов и развитием овражно-балочной системы в геологических условиях исследуемого района.

Примером провальной воронки также может служить впадина в нижней части б.Чабанки. В низовьи названной балки развита эрозионно-балочная терраса; характерно, что террасовая площадка здесь понижается пологим склоном от устья к средней части балки против ее течения. Если смотреть на среднее течение балки так, чтобы не было видно оврага, врезанного в эрозионную террасу, она имеет вид замкнутой котловины. В начале среднего течения б.Чабанки верхняя поверхность понтического известняка, обнажающаяся из-под красно-бурых глин, имеет отметку 11,02 м, в вершине оврага, врезанного в эрозионную террасу (центр воронки) 8,50-8,90 м и на поверхности эрозионной террасы в устье балки 11,25 м. Таким образом, в балке наблюдается понижение поверхности понтического ракушечного известняка вследствие провала на 2,5 м. На провальное происхождение впадины на дне среднего течения балки указывают: 1) нарушенное залегание верхнепонтических ракушечных известняков; 2) залегание среднепонтического известняка в виде глыб, уцелевших от растворения; 3) отсутствие нижнепонтического известняка, уничтоженного процессами выщелачивания.

Карстовые трещины в неогеновых известняках исследованного района имеют значительное распространение. Прослеживая шаг за шагом обнаженные известняки у берегов рек Днестра и Ингульца, можно легко подметить, что в крутых береговых склонах, куда подходит плато с мощным покровом красно-бурых глин и лесса, вертикальная трещиноватость в известняках отсутствует. В обнаженных обрывах, которыми спускаются эрозионно-балочные и денудационные террасы в долины рек, в известняках появляются вертикальные зияющие трещины шириной от 2 до 20 см, густота их расположения 1-10 м.

В верхнепонтических ракушечных известняках трещиноватость встречается редко; объясняется это тем, что они довольно рыхлы и зияющие трещины в них не сохраняются. Происхождение вертикальной трещиноватости в известняках не совсем ясно, поскольку в исследованном районе заметные тектонические нарушения отсутствуют. Однако, учитывая тот факт, что трещиноватость приурочена к эрозионно-балочным, денудационным и размытым аккумулятивным террасам, ее образование можно связывать с эрозией и выветриванием. Под влиянием эрозионного сноса известняки неравномерно освобождались от поверхностной нагрузки, вследствие чего могли образоваться вертикальные трещины. Вскрытые эрозией толщи известняков подвергались неравномерному нагреванию и охлаждению, под влиянием чего также могли образоваться трещины. В дальнейшем эти первоначальные трещины под влиянием циркуляции воды расширялись и увеличивались в размерах. Следы циркуляции воды в трещинах яв-

ляются вымытые в них красные глины, наличие на их стенках следов растворения, туфовидных натеков и друз кальцита. Некоторые из трещин преобразованы в вертикальные пещеры (см. ниже).

К а в е р н о з н о с т ь. Для известняков, обнаженных в береговых обрывах рек Днепра и Ингульца, характерна чрезвычайная кавернозность. При всех равных условиях кавернозность наиболее развита в слоях наиболее чистых по своему химическому составу и если такие слои подвергались наиболее интенсивным процессам выщелачивания и вымывания. Характер сложения известняков до некоторой степени определяет форму расположения каверн. В известняках, имеющих тонкослоистое сложение, каверны имеют горизонтальное расположение и приурочены к плоскостям напластования, горизонтальная кавернозность развита в нижнем слое нижнепонтического известняка с дрейсенсидами, а также в нижнем и верхнем слоях верхнемеловитического горизонта. В грубослоистых известняках, которые нередко в своем сложении имеют твердый известковый скелет, промежутки между которыми заполнены более рыхлой микровернистой известковой массой, каверны располагаются в самых различных направлениях, беспорядочно аностомозируя между собой. Эта форма расположения каверн характерна для среднего слоя нижнепонтического известняка с дрейсенсидами и для верхнего слоя верхнемеловитического горизонта. В среднепонтическом оолитовом известняке, особенно в его верхнем слое, характерна горизонтальная и вертикальная кавернозность, почему он почти везде имеет ячеистую текстуру.

Размер каверн довольно разнообразен, в поперечнике они могут варьировать от нескольких миллиметров до 30 см. Объем пустот, занимаемых кавернами в породах, довольно непостоянен, он колеблется от нескольких процентов и до 50%.

Особенно сильная кавернозность известняков имеет примерно же распространение, что и трещиноватость. В крутых берегах рек, куда подходят плато с мощным покровом красно-бурых глин и лесса, кавернозность развита слабо, а нередко совсем отсутствует. В береговых обрывах, которыми спускаются эрозионно-балочные и денудационные террасы в долины рек, наблюдается интенсивное развитие кавернозности, местами переходящей в пещеристость.

По происхождению различается: а) кавернозность поверхностного выветривания, б) кавернозность, связанная с деятельностью грунтовых вод, и в) кавернозность, вызванная колебанием уровня рек.

а) Кавернозность выветривания наблюдается в высоких береговых обрывах, где известняки прикрыты красно-бурыми глинами и лессом. Здесь в известняках, состоящих из плотного скелета, в промежутках которого располагается рыхлая микровернистая известковая масса, наблюдается ячеистая форма выветривания, вследствие чего известняки преобразуются в кавернозное сложение. Этот тип кавернозности в наших условиях наиболее распространен и легко доступен для наблюдения. В своем происхождении он имеет сходство с каррами в массивных известняках верхней юры Крыма и нижнего кар-

бона Донбасса.

б) Кавернозность, связанная с деятельностью грунтовых вод, особенно интенсивно развита и наблюдается в обрывах эрозионно-балочных и денудационных террас. Так, в крутых стенках оврага, впадающего в безымянную балку восточнее с. Никольского, из-под толщи лесса и красно-бурых глин обнажены известняки понтического и меотического ярусов, в которых кавернозность почти отсутствует. В крутом обрыве эрозионно-балочной террасы, расположенной в низовьях этой балки (рис. 2), в известняках верхнего горизонта меотического яруса развита кавернозность и пещеристость. Кавернозный горизонт здесь прослеживается на всем протяжении обрыва террасы к р. Ингульцу, его подошва имеет отметку 6 м, а кровля 10 м. Определенное высотное положение кавернозного горизонта указывает на связь кавернозности с определенным уровнем движения грунтовых вод. Такой же характер кавернозности наблюдается в обрыве между балками Глубокой и Ворониной и в обрывах других эрозионно-балочных и денудационных террас. Образование кавернозности этого типа связано с развитием эрозионно-балочных и денудационных террас (см. ниже).

в) Кавернозность, вызванная колебанием уровня рек, наблюдается там, где отвесные обрывы неогеновых известняков непосредственно омываются руслами рек Ингульца и Днепра. Этот тип кавернозности имеет локальное распространение.

Пещеры. В исследованном районе в прибрежной полосе зарегистрировано семь карстовых пещер.

В 2 км от устья б. Дреначихи, выше по течению р. Ингульца (по правому берегу), где к реке крутым обрывом спускается денудационная терраса шириной до 100 м, высотой над уровнем реки до 10 м, густо изрезанная оврагами, в сторону реки открывается горизонтальная пещера. У входа ее высота 1 м, ширина 3 м, в глубину видно до 15 м, а дальше отверстие теряется в темноте. Высота от начала внутрь быстро понижается до 0,25-0,30 м. По стенкам пещеры и в потолке обнажаются понтические известняки с дрейсенидами. Стенки и потолок пещеры имеют неровную поверхность, что является результатом выщелачивания и вымывания. Дно пещеры имеет отметку примерно 5 м (рис. 3).

Между низовьями балок Глубокой и Ворониной на протяжении 700-800 м развита эрозионно-балочная терраса шириной до 300 м. В толщу понтических и меотических известняков террасы низовья балок врезаются в виде каньонообразных оврагов, заваленных огромными глыбами среднепонтического оолитового известняка. В общем ровная поверхность террасовой площадки имеет заметное понижение к низовьям балок, а также к руслу реки; к последнему она спускается скалистым обрывом высотой 14-15 м. В микрорельефе поверхности террасовой площадки наблюдаются блюдца и впадинки в поперечнике 5-10-20 м, глубиной 0,5-1,5 м. Недалеко от берегового обрыва и в низовьях балок на поверхности террасы об-

нажены верхнепонтические ракушечные известняки или они покрыты каменистой элювиальной почвой. С удалением от берегового обрыва примерно на 100 м известняки покрываются глинисто-песчанистыми слоистыми породами, мощность которых с удалением увеличивается, достигая 5 м, в 430 м от берегового обрыва скважина прошла 2,5 м лессовидных суглинков и 1,80 м красно-бурой глины, в которой и остановилась.

В береговом обрыве обнажены слои понтических и меотических известняков. Здесь к реке открываются выходы четырех горизонтальных пещер (N1,2,3,4), их план изображен на рис.4, а об их геологическом положении дает полное представление продольный разрез пещеры № 2 (рис.5), самой большой и детально обследованной в нашем районе, для которой приведем подробное описание.

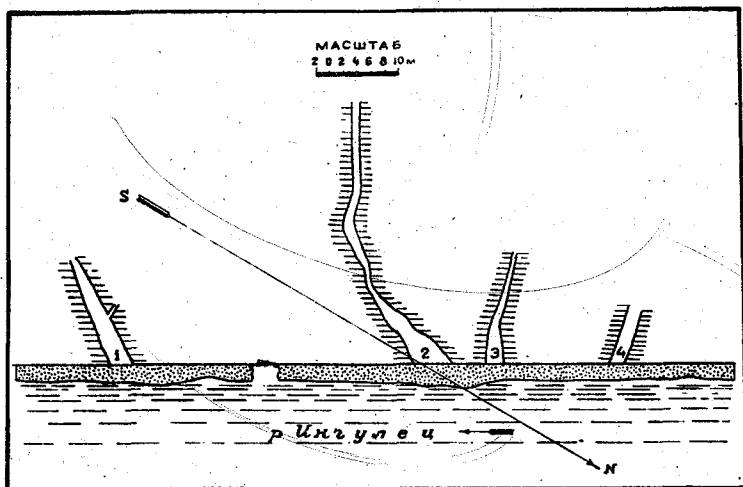


Рис. 4. ПЛАН РАСПОЛОЖЕНИЯ ПЕЩЕР МЕЖДУ БАЛКАМИ ВОРОНИНОЙ И ГЛУБОКОЙ, ТОЧКАМИ ПОКАЗАНЫ ОСЫПИ

Наружное отверстие пещеры № 2 у входа имеет высоту 2 м, ширину 5 м (рис.6), дальше в глубину высота и ширина пещеры постепенно уменьшаются, а на 55-м метре от входа она разветвляется на ряд крупных каверн, теряющихся в темноте. В стенках и потолке пещеры обнажаются известняки с дрейсенидами. От входа и до глубины 12 м в стенках известняки искусственно обломаны и покрыты дымовой копотью. Дальше на поверхности стенок наблюдаются ясные следы избирательного растворения. С боков и потолка в полость пещеры открываются крупные каверны и вертикальные отверстия, а на глубине 24-28 м эта полость несколько расширяется в стороны и вверх (рис.6). Дно у входа пещеры поднимается над уровнем ре-

ки до 4,80 м, а на глубине 28 м - до 0,26 м, оно на всем протяжении покрыто слоем бурой глины, мощность которого у входа пещеры 0,50 м, а на глубине 40 м уменьшается до 0,20 м. Глина имеет тонкослоистое сложение, обусловленное чередованием слоев темно-бурой и бурой окраски; она распадается на неправильной формы многогранники, на поверхности которых часто наблюдаются тонкие кристаллики гипса. На 19-м метре пещеру пересекает поперечная вертикальная трещина шириной 3-5 см, здесь же на дне углубление, переходящее в трещину, заполненное бурой глиной.

За состоянием температуры, влажности и режимом воздуха в течение лета 1934 г. в пещере № 2 проведено несколько наблюдений (табл.4).

Таблица 4

Дата	Температура на поверхности, град.		Горизонтальная глубина, м	Высота, м	Температура в пещере, град.		Характер движения воздуха
	в тени	на солнце			дно	потолок	
12/VI	30	-	10,0	1,0	8	12	Внизу на всем протяжении воздух движется из пещеры, а вверх - внутрь пещеры
			19,0	1,80	6	9	
			25,0	1,60	5,5	7	
			30,0	0,60	5,5	6	
21/VI	35	50	0,0	2,0	19	27	Внизу из пещеры движется воздух со скоростью примерно 0,5-0,6м/сек
			10,0	1,60	11	22	
			15,0	1,40	10	18,5	
			17,0	0,70	8,5	17	
25/X	10	12	36,0	0,60	5	5	Движение воздуха в пещеру и обратно наблюдается слабое
			0	2	10	-	
			15	1,40	8	8,5	
			25,5	1,80	8	8	

Из приведенной таблицы видно, что температура пещеры связана с поверхностной и изменяется с временами года, за зимний период она охлаждается, а к концу лета нагревается. В летний период, когда разница температур в пещере и на поверхности достигает больших величин, развиваются сильные конвекционные токи воздуха. Из пещеры внизу выходит струя холодного воздуха, а в пещеру поступает вверх теплый наружный воздух.

В начале обследования пещеры, т.е. в середине июня, рыхлые наносы на дне до горизонтальной глубины 14-15 см были влажны, а далее в глубину сухие и при раскопках давали очень много пыли. К концу лета вначале влажные наносы высохли; во время и после дождей увеличения их влажности не наблюдалось. Влажность наносов в пещере до глубины 15 м в начале лета можно объяснить зимним заносом снега, который впоследствии растаял и увлажнил наносы. Перед дождями, после дождей и при больших разностях температуры на поверхности и в пещере верхние части ее стенок и потолок до глубины

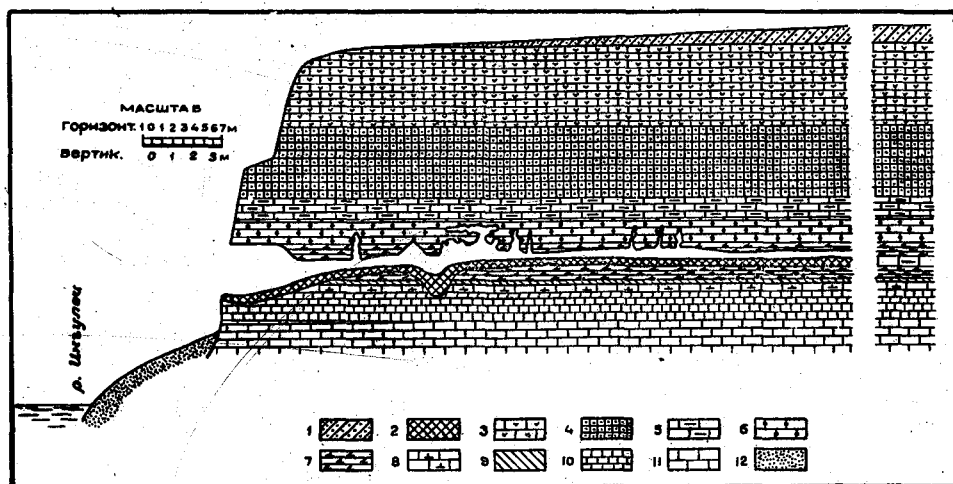


Рис. 5. ПРОДОЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ ПЕЩЕРЫ № 2

1—глина красная песчанистая, 2—глина бурая, 3—известняки ракушечные, 4—известняки оолитовые, 5—известняки мелоподобные, 6—известняки плотные кавернозные, 7—известняки тонкослойные, 8—известняки мергелистые, 9—глина буровато-зеленая, 10—известняки плотные бурые, 11—известняки зеленовато-серые, 12—осыпи.

20 м покрываются каплями воды, которые на дно обрываются редко, а большей частью высыхают на месте. Образование капель воды на потолке и стенках пещеры нужно объяснить конденсацией. Теплый воздух с большой влагоемкостью, двигаясь под потолком внутрь пещеры, до глубины 20 м, охлаждается и излишнюю влагу при этом оставляет на потолке и стенах. В связи с тем, что на стенках и потолке пещеры до глубины 20 м осажается конденсационная влага, они покрыты налетом сине-зеленых водорослей.

Пещера № 2 по своему температурно-воздушному режиму сходна с первым типом пещер А.А.Крубера [7]. Такое сходство подтверждает, что ее дно повышается от реки не только на прослеженное расстояние, а до самого ее конца.

Пещера "Вертикальная" находится у северной окраины с.Федоровки. Здесь в береговом крутом обрыве высотой до 20 м над уровнем р.Ингульца, имеющем северо-восточное протяжение 65° , по выработкам карьера и отдельным водомоинам прослеживается такой разрез: 1) песок глинистый аллювиального происхождения 3,0 м; 2) известняки понтического яруса общей мощностью 10,65; 3) известняки меотического яруса, видно 4,0 м; 4) ниже до уровня реки закрыто осыпью 5,35 м.

Пещера с поверхностью связана искусственной вертикальной ямой, расположенной в 3 м от бровки берегового обрыва, глубина которой 3 м и поперечник 1,50 м; в ее стенках обнажены понтические ракушечные известняки. На дне ямы из-под обломков известняка видна трещина в среднепонтическом слое оолитовых известняков; эта трещина

выходит на поверхность в стенке карьера. В нижней части ямы открывается вход в искусственную горизонтальную штольню юго-восточного направления 145° ; высота и ширина штольни 0,90 м, потолок ее имеет овальный свод, так она тянется на протяжении 10 м и оканчивается небольшим слепым расширением. У самого конца на дне штольни в слое понтических оолитовых известняков вертикальная трещина шириной 0,50 м, которая по ходу в горизонтальном направлении видна до 2-3 м а затем теряется в темноте. В стенках вертикальной трещины следы искусственной выработки отсутствуют; в нее набросаны глыбы известняка, из которых сделана искусственная лестница. На глубине 3,60 м (по вертикали) трещина переходит в горизонтальную пещеру, высотой и длиной 1 м, в ее стенках обнажается слой мелоподобного известняка с дрейсенсидами. В юго-западном направлении эта горизонтальная пещера в свою очередь переходит и соединяется с вертикальным расширением высотой до 3 м, а шириной 2,0 м. В стенках расширения обнажены слои понтических известняков с дрейсенсидами, несущие следы растворения и вымывания. В расширении открываются отверстия и крупные каверны в диаметре 5-10-20 см, из которых протягивает очень сильный сквозняк со стороны берега. В нижних частях стенок расширения известняк вследствие выщелачивания стал довольно рыхлым и держится неустойчиво. У самого дна расширения открывается отверстие, ведущее снова в горизонтальную пещеру южного направления, высотой 0,70 м, видно на глубину 2-3 м, а затем теряется в темноте. Дальнейшее обследование приостановлено, так как имеется опасность обрушения неустойчивых пород, под которые уходит горизонтальная пещера.

На правом берегу р. Днепра, около километра ниже с. Понятówki, в долину реки впадает безымянная балка, в ее низовьях развита эрозионно-балочная терраса шириной около 200 м. К реке терраса опускается скалистым обрывом высотой 20 м, в котором под покровом дельвиального суглинка мощностью до 1 м прослеживается полный разрез понтических и верхняя часть меотических известняков. Обнаженные слои известняков разбиты сплошными вертикальными трещинами шириной 5-10 см; трещины часто заполнены бурыми суглинками и мелкими обломками известняка. Здесь у подошвы обрыва в 100 м ниже устья балки открывается отверстие горизонтальной пещеры высотой 1-1,20 м, шириной 7 м, дно у начала поднимается над уровнем реки до 5 м, горизонтальная глубина пещеры 6 м. В боковых отвесных стенках пещеры обнажается слой оолитового известняка меотического яруса. В северном направлении пещера продолжается отверстием шириной 1 м, высотой 20-30 см, которое в глубину видно до 10 м, а затем теряется в темноте. В потолке отверстия вертикальная трещина шириной 5-10 см, ориентированная в том же направлении. Дно отверстия и дно пещеры покрыты тонким слоем темно-бурого суглинка.

На правом берегу р. Днепра в 2 км выше устья р. Ингульця у подножия берегового обрыва в нижнемеотическом зеленовато-сером известняке большая горизонтальная пещера. Перед ее входом отвалы

такого же известняка, поросшие кустарником, а внутри на стенках хорошо сохранились следы работы инструментом. Все это указывает на то, что данная пещера искусственного происхождения, почему на ее детальной характеристике не останавливаемся.

Из приведенных описаний видно, что пещеры, так же как и другие карстовые образования, в своем распространении приурочены к эрозионно-балочным, денудационным и размытым аккумулятивным террасам. Наиболее типично пещеры развиты между балками Ворониной и Глубокой, они более детально обследованы и дают материал, указывающий на способ и время их образования. Эти пещеры горизонтальные и развиты в нижнем слое нижнепонтического известняка с дрейсенсидами. По горизонтальной глубине пещеры прослежены от 15 до 55 м; их продольные оси извилисты, имеют в общем западно-восточное направление с отклонениями на юго- или северо-восток от 5 до 45°. Дно у начала пещер поднимается над меженным уровнем реки от 5 до 6 м, а затем полого повышается в глубину. Высота у входа от 1,60 до 2,00 м, а дальше постепенно понижается до 0,30 м, ширина почти на всем протяжении одинакова - 1,50-2,00 м. По боковым стенкам в начале пещер заметны следы искусственного обламывания пород, что маскирует их происхождение. Но глубже стенки несут ясные следы коррозии и вымывания. В пещере № 2 с потолка открывается много вертикальных отверстий диаметром 0,50-0,80 м, которые прослеживаются вверх на 1-1,50 м до кровли известняков с дрейсенсидами, а затем разветвляются на более мелкие каверны и теряются (рис. 6). Дно в пещерах № 2 и 3 покрыто бурой глиной мощностью 0,20-0,50 м, тонкослойчатого сложения, распадающейся на остроугольные отдельности, на гранях которых мелкие кристаллики гипса. Поскольку глина развита только на дне пещер в виде покровного слоя, то ее происхождение следует связывать с образованием пещер.

В летнее время, когда разность температур наружного воздуха и в пещерах достигает больших величин, в пещерах наблюдается сильное движение воздуха. Теплый воздух вдоль потолка движется внутрь, а холодный воздух внизу выходит наружу. В осеннее время разность температур наружного и пещерного воздуха небольшая, незаметно и сильного движения воздуха в пещерах.

Способ и время образования пещер нужно увязывать с процессом и временем образования оврагов в низовьях балок Ворониной и Глубокой, врезанных в эрозионно-балочную террасу. Во время врезания оврагов балочные сточные воды в большом количестве поступали в обнаженные пористые и трещиноватые известняки, опускались до уровня грунтовых вод и под влиянием уклона отводились в Ингулец. При горизонтальной циркуляции указанные воды производили растворение и размывание известняков, что выразилось в образовании пещер (гrotов). На участие балочных сточных вод в образовании пещер с несомненностью указывают развитые на дне пещер глинистые осадки. Последние образовались за счет размывания почвы, лесса и красно-бурых глин сточными балочными водами.



Рис. 6. НАРУЖНОЕ ОТВЕРСТИЕ ПЕЩЕРЫ № 2; НА ЗАДНЕМ ПЛАНЕ ПЛАВНЕВАЯ ТЕРРАСА р. ИНГУЛЬЦА

Глубина или базис подземной эрозии в известняках и вообще растворимых горных породах определяется уровнем грунтовых вод и уровнем возможного их подземного движения. Уровень грунтовых вод в водопроницаемых известняках обусловлен и определяется уровнем реки, которой он дренируется. Высота подземного базиса коррозии во всех описанных пещерах, где ее можно было определить, удивительно выдерживается; она почти совершенно не зависит от определенного слоя известняка, а зависит от той высоты, на которой залегает тот или иной слой известняка. Эта высота достигает 5-7 м над уровнем моря. Значит, пещеры образовались при более высоком уровне грунтовых и речных вод, выше современного на 5-7 м. Указанная высота соответствует уровням песчаной вюрмской аккумулятивной террасы, а поэтому возраст образования горизонтальных пещер мы вправе относить к вюрмскому времени.

Между балками Ворониной и Глубокой мы имеем пещеры (гроты), образовавшиеся горизонтальной циркуляцией подземных вод, отводившихся в р. Ингулец; на это указывает: 1) повышение дна в глубину пещер, 2) температурно-воздушный режим и 3) геоморфологические условия пещер. Пещера "Вертикальная" в с. Федоровке образовалась вследствие вертикальной циркуляции грунтовых вод по трещине, отводившихся к водоносному горизонту в известняках, а затем в реку. Поскольку не удалось определить высоты подземного базиса коррозии для этой пещеры, ее возраст не устанавливается.

Проработка литературных и архивных материалов показала, что вопрос о карстовых явлениях как в исследованном районе, так и в пределах Причерноморской впадины - в области развития неогеновых известняков, специально не изучался. Многие исследователи попутно отмечают карстовые образования в неогеновых известняках в виде трещин растворения, воронок, кавернозности и наличия пещер, но не

освещают причин и условий их образования.

Условия закарстования в исследованном районе, как это следует из особенностей его геологического и геоморфологического строения, не являются благоприятными. Здесь известняки имеют значительную мощность (не менее 50 м) и в горизонтальном направлении имеют также широкое распространение, но они в своем нормальном залегании прикрыты мало проницаемой для воды толщей лесса и красно-бурых глин мощностью 40-45 м. Известняки освобождены от верхнего покрова только сравнительно на небольших площадях эрозионно-балочных и денудационных террас, а также в береговых обнажениях. Указанные места и являются главным образом аренами развития карстовых образований. В местах, где процессы развития эрозионно-балочных и денудационных террас наложались на древнеаккумулятивные террасы, толща известняков прикрыта водопроницаемыми песками незначительной мощности, чем также созданы благоприятные условия для закарстования.

Химический состав известняков не отличается особенной чистотой (см. табл. 1). Совершенно чистые известняки имеют относительно небольшое распространение, преобладающая часть слоев в своем составе содержит CaCO_3 (90-97%).

В неогеновых известняках в сильной степени развита слоистость, мощность слоев варьирует от 0,01 м до нескольких метров. Тонкослоистые известняки для закарстования мало пригодны, потому что в них часто меняется фациальный состав, а в исследованном районе это усугубляется наличием мергелистых, глинистых и песчаных прослоек мощностью от нескольких сантиметров до 2 м, залегающих в виде линз, быстро выклинивающихся и появляющихся.

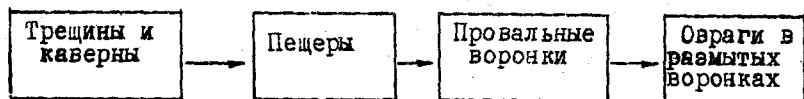
В настоящее время поверхность известняковой толщи над современным базисом эрозии поднимается от 10 до 20 м. В прошлом, в ледниковое время, высота поверхности известняков над базисом эрозии изменялась вместе с изменением уровня рек. Так, в отдельные эпохи эта высота достигала 40-50 м. На изменение базиса эрозии указывает наличие аккумулятивных террас в долине р. Ингульца и размыв коренных пород в русле ниже отметки - 30 м.

Из краткой характеристики условий, в которых происходило и происходит развитие карстовых образований исследованного района, вытекает, что условия эти специфичны. Специфичность местных условий и наложила свой отпечаток на особенность карстовых явлений. Особенности эти следующие.

Карстовые образования не выказывают большого распространения отдельных форм, а также их размеров. Они развились в тех местах, где концентрировались значительные массы воды, с значительными скоростями движения.

Все описанные карстовые формы, как это подчеркивалось выше, приурочены к эрозионно-балочным и денудационным террасам. Морфология карстовых образований и характер их распространения указывают на взаимосвязь и переходы между отдельными формами; связь

и последовательность в развитии крастовых форм намечается в таком виде:



Последовательность развития карстовых образований в связи с развитием рельефа в низовьях р.Ингульца, где известняки прикрыты толщей красно-бурых глин и лесса, представляется в следующем виде.

В толщу известняков, прикрытых слабоводопроницаемыми породами яруса красно-бурых глин, в то же время покрывавшихся еще толщей лесса, долина реки врезалась постепенно; вначале она врезалась неглубоко, известняки поднимались невысоко над местным базисом эрозии; в этих условиях склоновым смывом заложились денудационные террасы и овражно-балочная система. В этот период образовалась первичная трещиноватость под влиянием эрозии и кавернозности под влиянием вековых и сезонных колебаний уровня реки и грунтовых вод. Этот промежуток времени длился, очевидно, с конца плицена до миндельриесского времени; к нему относится общее формирование долины р.Ингульца с ее врезанными меандрами.

В период рисского оледенения страна испытывает эпейрогеническое поднятие, понижается общий и местный базис эрозии; в связи с этим энергично усиливаются процессы эрозии и смыва. В это время окончательно сформировались денудационные террасы площадки эрозионно-балочных террас, начался врез оврагов в денудационные и эрозионно-балочные террасы; поверхностные воды уже не стекают в долину реки только по поверхности, а в значительной мере стали поглощаться прибрежной каймой обнаженных известняков на террасах; началась вертикальная и горизонтальная циркуляция вод в известняках, залегающих выше базиса эрозии, а вместе с ней усиление образования каверн и разработка трещин.

В рис-вюрмскую эпоху в связи с эпейрогеническим понижением страны ослабевают эрозионные и коррозионные процессы.

В вюрмское время, с обновлением эрозионных процессов, начали окончательно врезаться глубокие овраги в толщу известняков эрозионно-балочных и денудационных террас, обнаженные толщи известняков к этому времени уже успели стать достаточно трещиноватыми и кавернозными; в это время значительная часть, а местами полностью поверхностные сточные воды отводились вниз в толщу известняков и производили там подземную эрозионную и коррозионную работу. В это время в известняках эрозионно-балочных и денудационных террас образовалась сильная кавернозность, пещеристость и первичные трещины увеличились в своих размерах до современной величины. На прямом продолжении балочного стока водами, отводившимися в толщу известняков, образовались значительные подземные горизонтальные пустоты, которые дали провальные воронки, размытые затем оврагами. Таким образом, провальные воронки являются одной из стадий в развитии балочно-овражной системы. Оставшиеся пещеры

не находятся на прямом продолжении стока балочных вод, а в стороне; поэтому они в свое время не смогли развиться до таких размеров, чтобы дать затем провальные воронки. При изложенной последовательности образования пещер, провалных воронок, а затем оврагов в исследованном районе должны были бы находиться мосты из слоев известняка через современные овраги. Однако мостов в оврагах при исследовании встречено не было, но заваленность оврагов огромными глыбами известняков не является редкостью; это, очевидно, подтверждает изложенную точку зрения о возможном существовании естественных мостов в прежнее время, которые затем обрушились.

В современную эпоху поверхность склонов речной долины и денудационные террасы хорошо дренированы густой и глубокой овражно-балочной системой; поверхностные воды как бы по каналам быстро отводятся в реку; поэтому карстовые процессы сведены до минимума.

Там, где поверхностная дренажная система выражена слабо (эрозионно-балочные и денудационные террасы), развиваются поглощающие воронки и блюдца выщелачивания, продолжает образовываться кавернозность и пещеристость на соответствующем базисе подземной коррозии. По склонам в обнаженных известняках путем ячеистого выветривания развивается кавернозность.

Заключение о том, что карстовые образования в исследованном районе, а также в Причерноморской впадине имеют ограниченное распространение и приурочены главным образом к прибрежной полосе развития денудационных и эрозионно-балочных террас, сыграло важную роль при проектировании гидротехнических сооружений на Нижнем Днепре. После выполнения гидротехнического строительства важность данного заключения и выводов об условиях и последовательности развития карстовых форм остается в силе и должна учитываться при эксплуатации сооружений.

Л и т е р а т у р а

1. А л е к с е е в А.К. Гидрогеологические исследования долины р.Ингульца. Труды Ю.О.М.О., вып.XI, Одесса, 1928.
2. А н д р у с о в Н. Понтический ярус. Изд.Геолкома, 1917.
3. А н д р у с о в Н.. Верхний плиоцен Черноморского бассейна. Изд.Геолкома, 1929.
4. Г а п о н о в Е.А. Гидрогеологический разрез Тирасполь-Николаев-Ючкаровка. Труды Ю.О.М.О., вып.2, Одесса, 1928.
5. Д в о й ч е н к о П.А. Гидрогеологический очерк Северной Таврии (восточной части Причерноморской впадины). Труды Ю.О.М.О., вып.XV, Одесса, 1930.

6. К р у б е р А.А. Карстовая область горного Крыма. Москва, 1915.
7. Л о б а н с в И.Н. Материалы к изучению геоморфологической природы левобережья Нижнего Днепра. Труды ЛГМИ, вып.5-6, 1956.
8. Л е в и н с к и й И. Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях в восточной части Херсонского уезда в 1914 г. Ежегодник по геологии и минералогии России, том ХУП, вып.6-7, 1917.
9. П р а в о с л а в л е в. Гидрогеологические исследования в Ананьевском уезде Херсонской губернии в 1914 г. Ежегодник по геологии и минералогии России, том ХУП, вып.6-7, 1917.
10. П я с к о в с к и й Б.Н. Геологическое строение аллювиальной долины и состав речных отложений Нижнего Днепра. Землеведение, том 35, 1933.
11. С о к о л о в Н. Гидрогеологическое исследование Херсонской губ. Труды Геолкома, том ХIV, № 2, 1896.
12. С о к о л о в Н. Общая геологическая карта России, 48-й лист. Труды Геолкома, том IX, № 1, 1889.
13. С о б о л е в Д.Н. Эскиз геоморфологии Украины. Московское общ-во естествоиспытателей природы, 1930.
14. С о б о л е в Д.Н. Четвертичный геоморфогенез Украины. Труды 2-й международной конференции ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып.П, 1933.

Д. М. КУДРИЦКИЙ
О МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДЛИН РЕК
(к 30-летию способа Ю.М.Шокальского)

За последнее десятилетие в различных трудах, журналах и публичных выступлениях подвергался резкой критике способ измерения длин рек по картам, разработанный Ю.М.Шокальским и опубликованный им в 1930 г. [12]. Это обстоятельство тем более удивительно, что этот способ получил мировое признание и только в одной Гидрометслужбе применяется свыше 20 лет и со стороны потребителей нареканий на этот способ не поступало. Инициаторами пересмотра установившегося к способу Ю.М.Шокальского отношения явились картометристы. Ими отмечалась и субъективность, и трудоемкость, и недостаточная точность способа Шокальского. Иногда казалось доказанным, что способ Ю.М.Шокальского следует заменить способом Н.М.Волкова [1], который привлек к себе внимание излишне разрекламированной возможностью редуцирования измеренных длин рек к масштабу 1:1 и на первых порах стал довольно успешно внедряться в практику различных учреждений. Однако вскоре появился способ А.К.Маловичко [7], который очень остроумно и убедительно показал несостоятельность формул Н.М.Волкова и предложил свои формулы, свободные от ошибок предшественника. Затем появилась критика формул А.К.Маловичко [11] и модификации способа Н.М.Волкова [5,11], а затем наметился поворот к способу Ю.М.Шокальского и возврат к этому способу, оказавшемуся не только наиболее простым и удобным, но и самым точным [3]. Такова вкратце история вопроса.

В свое время автор этих строк [6] указывал, что торопиться с отказом от применения способа Шокальского не следует, что как способ Волкова, так и способ Маловичко не прошли сравнительных испытаний и основываются на весьма малочисленных опытах, в то время как способ Шокальского применяется очень широко и вполне удовлетворяет запросам науки и практики.

Эта точка зрения, как теперь выяснилось, полностью оправдалась. Обстоятельные исследования, выполненные Г.И.Знаменщиковым и Н.Н.Пархоменко [2,4], показали, что при определении длин кривых геометрически правильной формы ошибки по формулам Волкова колеблются от 2 до 23%, а для кривых произвольной формы -

от 16 до 31%. Формулы Маловичко оказались значительно лучше, однако, и они дают ошибки от 2 до 3%.

Немного позже были опубликованы исследования Ф.А.Черняевой [11] убежденной сторонницы способа Волкова. Ф.А.Черняева подтвердила, что формула Н.М.Волкова почти во всех случаях дает сильно завышенные результаты и что в отдельных случаях ошибки достигают 20%. Формула А.К.Маловичко, по данным Ф.А.Черняевой, дает хорошие результаты только для плавных кривых, а при измерениях извилистых линий она, как оказалось, дает ошибки до 13%.

Таким образом, можно считать доказанным, что способ измерения длин рек, предложенный Н.М.Волковым, испытаний не выдержал, что же касается способа А.К.Маловичко, то здесь данные пока еще противоречивы, однако следует признать, что ошибки, получаемые по этой формуле, также достаточно велики. Появившаяся недавно формула чешского ученого Я.Коваржика [5] $l = l_1 + (l_2 - l_1) \frac{d_1^2}{d_1^2 + d_2^2}$, где d_1 и d_2 - растворы циркуля, упоминается в работе Ф.А.Черняевой [11], как вариант формулы Н.М.Волкова и как будто дает хорошие результаты, однако специальным исследованиям она еще не подвергалась.

Очень любопытным и по-своему знаменательным в цитированной работе Ф.А.Черняевой нам представилось ее предложение воспользоваться эталонами извилистости для определения коэффициентов к формуле Н.М.Волкова в целях улучшения последней. По сути говоря, Ф.А.Черняева рекомендует вернуться к основной идее Ю.М.Шокальского, установившего, что глазомерная оценка извилистости путем сопоставления измеряемых рек с эталонами дает хорошие результаты и вполне приемлема при производстве измерений длин рек. Выясняется, таким образом, что сторонники способа Волкова, убившись в его недостатках, начинают рекомендовать для производства измерений длин рек именно те приемы, которые ими же критиковались в способе Ю.М.Шокальского.

Наконец, совсем недавно, в Трудах Новосибирского института инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии опубликована новая работа Г.И. Знаменщикова [3], который внимательно рассмотрел методику измерений длин рек, применяемую в Гидрометслужбе [9] и пришел к выводу, что "... из всех известных в настоящее время способов измерения длин рек по картам способ Гидрометслужбы является лучшим, как по простоте и скорости выполнения работ, так и по точности получаемых результатов". Этот вывод подкреплен данными измерений, для которых установлены величины средних квадратических ошибок измерений по этому способу на картах различных масштабов (в процентах):

Масштаб карты	Раствор циркуля	
	1 мм	2 мм
1:25 000	2,4	3,0
1:50 000	2,1	3,0
1:100 000	2,5	2,7

Таким образом, можно считать установленным, что по точности способ Ю.М.Шокальского лучше способа А.К.Маловичко, безупречность формул которого ни у кого не возбуждает сомнений, в практическом же применении он гораздо проще и удобнее.

Отмечая, что использование циркуля с раствором в 2 мм почти в 2 раза повышает производительность картометрических работ, Г.И.Знаменщиков, как нам представляется, вполне справедливо рекомендует использовать этот раствор для измерений, не претендующих на повышенную точность, нестандартных. Следует между прочим заметить, что переход от установленного Ю.М.Шокальским раствора измерителя в 1,3 мм к раствору в 1,0 мм, принятому в Гидрометслужбе, не обеспечивая особенно существенных удобств для исполнителя, снижает производительность его труда примерно на 30%. Это обстоятельство осталось незамеченным.

Кроме того, Г.И.Знаменщиков отметил то, что уже многим бросалось в глаза, — это недостаточность количества эталонов, применяемых в Гидрометслужбе [9] для установления поправочных коэффициентов, в частности, для рек со значительной извилистостью. Этот недостаток устраняется в новой таблице эталонов и коэффициентов извилистости, разработанной Картографическим отделом ГГИ в 1961 г (рис.1), в новое издание инструкции по измерению длин рек [8] эта таблица не попала, об этом нельзя не пожалеть.

Таким образом, способ измерения длин рек на географических картах, получивший название „способа Шокальского“, выдержавший испытание временем и по заслугам оцененный, как мы и указывали в свое время, может и должен применяться при картометрических работах до тех пор, пока не будет предложен достаточно простой в обращении и в то же время точный инструмент для измерения длин извилистых линий на картах. Возможно, что это будет одна из модификаций курвиметров Отта или Коради, судить об этом трудно потому, что эти курвиметры у нас распространения не получили. Возможности же усовершенствованного отечественного курвиметра „КС“ оказались ограниченными, Е.П.Сенков [10] указывает, что коэффициент извилистости измеряемой этим курвиметром реки не должен превышать 1,11 по шкале ГГИ [8,9], т.е. что курвиметром „КС“ не следует пользоваться для измерений очень извилистых рек. В этих случаях способ Ю.М.Шокальского пока не имеет конкурентов.

ОБРАЗЦЫ ИЗВИЛИСТОСТИ РЕК

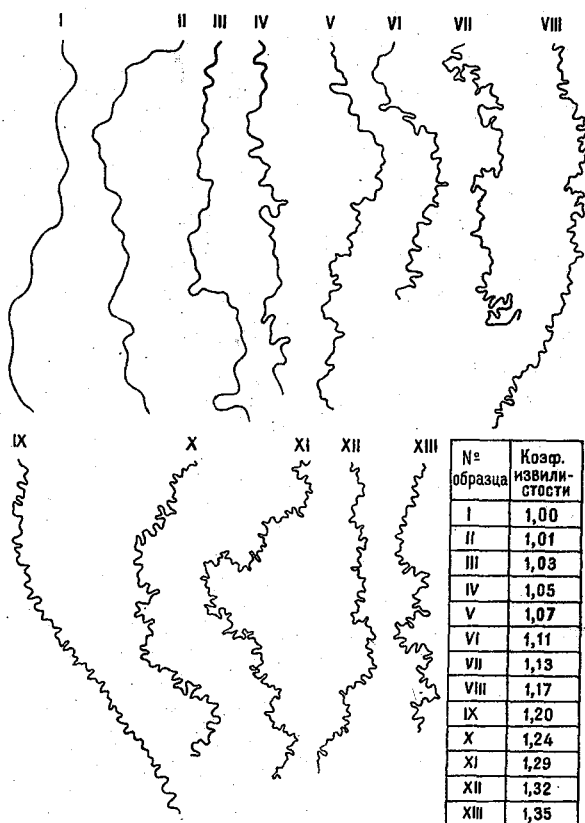


Рис. 1.

Л и т е р а т у р а

1. Волков Н.М. Принципы и методы картометрии. Изд. АН СССР, 1950.
2. Знаменчиков Г.И. Исследование некоторых способов измерения длин кривых линий на картах. Аннотации докладов X н.-техн. конференции НИИГАиК, Новосибирск, 1955.
3. Знаменчиков Г.И. Оценка точности измерения длин рек на топографических картах. Труды НИИГАиК, т. XII, 1959.

4. Знаменщиков Г.И. и Пархоменко Н.Н. Об учете извилистости при измерении кривых линий на картах. Труды НИИГАиК, т. УШ, 1957. Картометрические определения длин кривых на топографической поверхности. Реф. журн. "Астрономия и геодезия", № 9, 6094, 1958.
5. Коваржик Я. К вопросу об измерении длин рек. Метеорология и гидрология, № 6, 1952.
6. Кудрицкий Д.М. К теоретическим основам картометрии рек. Труды НИИГАиК, т. Ш вып. 3, 1951.
7. Маловичко А.К. Методические указания УГМС № 56. Гидрометеопиздат, Л., 1960.
8. Наставление по рекогносцировочным гидрографическим исследованиям рек. Гидрометеопиздат, Л., 1949.
9. Сенков Е.П. Измерение длины рек по картам с помощью усовершенствованного курвиметра "КС". Метеорология и гидрология, № 4, 1958.
10. Черняева Ф.А. К вопросу определения длин извилистых линий по картам с помощью циркуля. Уч. записки Лен гос. университета, № 226, серия географ., вып. 12, 1958.
11. Шокальский Ю.М. Длина главнейших рек Азиатской части СССР и способы измерения длин рек по картам. Транспечать НКПС, М., 1930.

С. И. ДМИТРИЕВ при участии **В. К. НЕЧАЕВА**
К ВОПРОСУ О ПРИМЕНИМОСТИ УРАВНЕНИЯ
ДИФФУЗИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЯВЛЕНИЯ
ВЛАГОПРОВОДНОСТИ В ПОЧВО-ГРУНТАХ

Все соотношения, используемые различными исследователями для количественного изучения интенсивности передвижения почвенно-грунтовой влаги в изотермических условиях под преобладающим воздействием молекулярных сил, сводятся в конечном итоге к выражению типа уравнения диффузии.

Вместе с тем в последние годы рядом исследователей было установлено, что при влажностях, близких по величине к полевой (наименьшей) влагоемкости, это уравнение не отвечает характеру передвижения влаги в почво-грунтах.

В настоящей работе нами рассматривается вопрос о возможности использования уравнения диффузии для изучения передвижения влаги в бесструктурных тонкозернистых почво-грунтах.

1. Состояние вопроса

Как известно, уравнение диффузии выражает собой для однородной по своим свойствам среды прямо пропорциональную и однозначную зависимость между интенсивностью передвижения в ней инородной субстанции (вещества, энергии) и градиентом концентрации этой субстанции. Применительно к водоненасыщенным почво-грунтам это уравнение обычно [6] записывается следующим образом:

$$Q = -K \frac{\partial V}{\partial z} = -K \gamma_0 \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (1)$$

где Q - удельный расход влаги; K - коэффициент диффузии влаги; V - объемная влажность почво-грунта, кг/м^3 ; u - весовая влажность почво-грунта, кг/кг ; γ_0 - объемный вес сухого почво-грунта, кг/м^3 ; z - координата, совпадающая с направлением движения влаги.

1/ Статья составлена С.И.Дмитриевым. В выполнении экспериментов по разработанной автором настоящей статьи методике принял участие В.К.Нечаев.

Уравнение (1) является по существу эмпирическим и поэтому пределы его применения должны быть установлены экспериментальным путем.

Опыт использования уравнения (1) для изучения движения влаги в водоненасыщенных почво-грунтах показал, что в ряде случаев это уравнение не согласуется с данными, получаемыми в результате выполнения эксперимента.

Особенно наглядно несоответствие уравнения (1) характеру передвижения влаги в почво-грунтах проявляется в том случае, когда влага в них находится в подвешенном состоянии.^{1/}

Экспериментальные исследования А.Ф.Большакова [3], М.М.Абрамовой [1] и других показали, что подвешенная влага в почво-грунтах может передвигаться к горизонту испарения как при отсутствии градиента влажности, так и в направлении, обратном его действию.

Наиболее обстоятельно свойства подвешенной влаги описаны в монографии А.А.Роде [8] и в отдельной статье [2], составленной им совместно с другими авторами.

Результаты полевых и лабораторных исследований [2] свидетельствуют о том, что в зависимости от механического состава и структурного состояния почво-грунта подвешенная влага удерживается в нем по-разному и обладает различной способностью к передвижению. Оказалось, что лишь в однородных (не слоистых) песчаных почво-грунтах подвешенная влага не способна к восходящему передвижению (в жидкой форме) в направлении горизонта испарения. В почво-грунтах этого типа, по мнению исследователей, подвешенная влага находится в виде разобренных менисковых скоплений воды в уголках пор (стыковая влага). Во всех других почво-грунтах подвешенная влага удерживается главным образом за счет сорбционных сил и способна передвигаться к горизонту испарения в жидкой форме.

На основании данных экспериментов авторы указанных выше работ пришли к следующим предположительным выводам.

В тонкозернистых почво-грунтах при определенных условиях подвешенная влага может представлять собой сочетание сорбционной влаги и микроэлементов "свободной" воды, разобренных сорбционными пленками. Одним из поводов для такого вывода послужило то обстоятельство, что максимальное количество воды, которое тонкозернистые почво-грунты способны удерживать в подвешенном состоянии (наименьшая влагоемкость), для ряда почво-грунтов этого типа превышает величину максимальной молекулярной влагоемкости (по А.Ф.Лебедеву).

А.А.Роде [8] считает, что при влажности, соответствующей величине наименьшей влагоемкости (НВ), значительное (по отношению к

^{1/} Общую картину характера передвижения подвешенной влаги в процессе испарения наглядно иллюстрируют данные выполненного нами лабораторного опыта (рис.2).

сорбционной влаге) количество "свободной" сорбционно-замкнутой воды может содержаться в суглинистом почво-грунте только в том случае, если он обладает микроструктурой. При переходе от суглинистых почво-грунтов к глинистым, а также по мере потери суглинистым почво-грунтом микроструктуры, по мнению А.А.Роде, относительное количество "свободной" воды в порах (по сравнению с сорбционной) уменьшается, вплоть до полного ее исчезновения, т.е. в последнем случае вся вода в почво-грунте будет находиться исключительно в форме сорбционной (прочно и рыхло связанной) влаги.

Используя эти представления о категориях влаги в почво-грунтах при влажности, соответствующей величине НВ, следует иметь ввиду то обстоятельство, что ряд исследователей (А.В.Думанский [5], Б.В.Дерягин [4] и др.) считает рыхло связанную (пленочную, осмотическую или диффузную) влагу по своим свойствам мало отличающейся от свободной воды. В тонкодисперсных глинистых породах между рыхло связанной и свободной водой, по их мнению, резкой границы нет.

Таким образом, не исключена вероятность того, что в глинистых грунтах некоторая часть рыхло связанной влаги находится под очень незначительным воздействием сорбционных сил и практически не способна к интенсивному самостоятельному передвижению под влиянием этих сил.

Перейдем к рассмотрению представлений о "механизме" передвижения подвешенной влаги в почво-грунтах, изложенных в работах [2, 8].

В том случае, когда в почво-грунте сосуществуют сорбционная и "свободная" сорбционно-замкнутая влага, "механизм" передвижения влаги к горизонту испарения А.А.Роде [8] представляет себе следующим образом. В и с п а р я ю щ е м слое почво-грунта толщина сорбционных пленок вследствие испарения уменьшается и влага начинает передвигаться от частицы почво-грунта с более толстыми пленками к частицам с менее толстыми пленками влаги. Утоньшающиеся пленки пополняются влагой за счет микроскоплений "свободной" воды, имеющихся в порах почво-грунта. При этом приток влаги к поверхности почво-грунта происходит настолько интенсивно, что он полностью компенсирует расход влаги на испарение. Влажность на поверхности почво-грунта поддерживается высокой. В дальнейшем, по мере уменьшения запаса "свободной" и рыхло связанной влаги, в почво-грунте остается только прочно связанная влага. Приток влаги к поверхности почвы уменьшается и уже не компенсирует расхода влаги на испарение. В микроструктурных почво-грунтах подвижность влаги изменяется очень резко при определенной для каждого почво-грунта влажности. При влажности более низкой, чем эта критическая влажность, в верхней части почво-грунта начинает образовываться сухой слой, через который передвижение жидкой влаги

невозможно. 1/

После образования сухого слоя испаряющая поверхность перестает совпадать с дневной (геометрической) поверхностью почво-грунта и опускается ниже поверхности почвы до той глубины, на которой влажность почво-грунта не менее величины ВРК.

В работе [2], выполненной А.А.Роде совместно с другими исследователями, авторы придерживаются в вопросе о механизме движения подвешенной влаги в зоне испарения примерно той же точки зрения, которая была изложена А.А.Роде в его монографии [8]. Их мнение кратко сформулировано следующим образом: «Свободная влага в процессе испарения легко перетекает по пленкам связанной влаги под влиянием главным образом сорбционных сил. Градиент последних создается вследствие уменьшения толщины пленок в том слое, где происходит испарение. Израсходование запаса свободной влаги отвечает установлению „влажности разрыва капиллярной связи“» [2, стр.37].

Совершенно очевидно, что авторы недостаточно четко сформулировали свои представления о характере передвижения „свободной“ влаги. Остается неясным, способна ли она самостоятельно совершать восходящее движение, или на месте переходит в сорбционное состояние. Если имеется в виду второе, то микроскопления „свободной“ воды следует рассматривать как своего рода местные, дополнительные источники, подпитывающие сорбционные пленки по мере их утоньшения. По видимому, авторы имеют в виду именно это последнее предположение, так, по существу и трактуется этот вопрос в монографии Роде [8].

Рассмотрим вопрос о „механизме“ передвижения подвешенной влаги в н и ж е л е ж а щ и х по отношению к зоне испарения с л о я х почво-грунта. Передвижение влаги в направлении горизонта испарения наблюдается во всей промоченной толще микропористого почво-грунта почти с самого начала опыта, вне зависимости от характера распределения в ней влаги.

Исходя из того факта, что подвешенная влага способна передвигаться при испарении в направлении, обратном действию градиента влажности, А.А.Роде [8] выдвигает следующие предположения о причинах этого явления. Он считает, что подвешенная влага обладает „свойством сплошности“, т.е. она представляет собой сплошь связанное разветвленное в трех измерениях водное тело, способное в пределах всей

1/ Указанная выше критическая влажность была названа М.М.Абрамовой „влажностью разрыва капилляров“ (ВРК). В последующей работе [2], выполненной М.М.Абрамовой совместно с другими авторами, вместо этого неудачного термина авторы предлагают употреблять термин „влажность разрыва капиллярной связи“. По данным опытов М.М.Абрамовой величина ВРК для почво-грунтов составляет не менее 11%.

промоченной толщи передвигаться как целое. Эта сплошность влаги существует только до влажности, соответствующей величине ВРК. При влажности почво-грунта, меньшей, чем эта критическая влажность, восходящее передвижение влаги или прекращается, или резко замедляется. „Наиболее вероятной причиной такого резкого замедления, - отмечает А.А.Роде, - является исчезновение сплошности в той части влаги, которая способна к относительно быстрому передвижению, т.е. исчезновение сплошности в свободной влаге, в то время как влага связанная этого свойства сплошности, вероятно, не теряет” [8, стр. 248].

Из этого высказывания можно заключить, что в основной толще почво-грунта „свободная” вода вместе с сорбционной влагой способна совершать восходящее передвижение. Однако А.А.Роде не дает представления о природе сил, которые обуславливают такой характер передвижения подвешенной влаги. Трудно представить, каким образом из расширенного пространства поры сорбционная влага вместе с „пузырьком” заключенной в ней так называемой „свободной” воды может „пройти” („как целое”) через суженную часть поры.

Остановимся еще на одной особенности движения подвешенной влаги. Рассматривая в работе [8] тот факт, что подвешенная влага в природных условиях не передвигается вниз, несмотря на наличие соответствующего и большого по величине градиента влажности на ее нижней границе, А.А.Роде объясняет это явление тем, что на этой границе обрывается „свойство сплошности водного тела”. По его мнению, сорбционная влага может перемещаться здесь только от частицы к частице и это движение протекает очень медленно.

Совершенно очевидно, что изучение природы этого явления связано с решением всего вопроса о физической природе движения подвешенной влаги в промоченной толще почво-грунта, поэтому к обсуждению этого вопроса мы вернемся ниже.

Итак, в рассмотренных выше исследованиях [1, 2, 8] природа и характер движения подвешенной влаги в основной толще почво-грунта не выяснены и дана лишь общая картина движения подвешенной влаги в зоне испарения.

Значительно позднее исследования по изучению закономерностей движения подвешенной влаги были начаты зарубежными учеными [9, 10].

Некоторые предположительные выводы о характере движения подвешенной влаги были сделаны М.Алларом и С.Хениным [9] на основе данных лабораторных экспериментов. Опыт состоял в следующем. В цилиндрический стакан с закрытым дном укладывался слой грунта влажностью, несколько меньшей величины полевой влагоемкости, а затем поверх этого слоя цилиндр заполнялся доверху тем же грунтом, но имеющим влажность, близкую к полевой влагоемкости, т.е. большую. На поверхности цилиндра были созданы условия для интенсивного испарения влаги грунтом.

Опыт показал, что нижний (менее влажный) слой грунта начал высыхать с момента начала опыта, т.е. задолго до того, как влажность верхнего слоя грунта стала меньше влажности нижнего слоя. Следова-

тельно, передвижение влаги к горизонту испарения происходило в опыте в направлении, обратном действию градиента влажности в грунте.

Это несоответствие между данными опыта и уравнением диффузии влаги (1), по мнению Аллера, не свидетельствует о неприменимости уравнения диффузии к рассматриваемому явлению вообще, а говорит лишь о том, что смысл, приданный движущему градиенту в уравнении (1), является неточным.

В вопросе о "механизме" движения подвешенной влаги Аллер по существу занимает позицию, аналогичную точке зрения А.А.Роде [8], а именно, он считает, что движение подвешенной влаги против градиента влажности происходит за счет "сцепления частиц воды", при этом факторами, обуславливающими интенсивность движения влаги, являются "частота и качество контактов между жидкими пленками".

Исследования применимости уравнения диффузии для изучения движения влаги в водоненасыщенных микропористых почво-грунтах были продолжены М.Аллером совместно с С.Хениным в их последующей работе [10].

Основываясь на результатах своих опытов, которые отличались от описанных выше тем, что стаканчики заполнялись однородно увлажненным грунтом, а условия испарения с открытой поверхности грунта поддерживались постоянными, Аллер и Хенин пришли к следующим выводам.

Во-первых, при постоянной величине испарения (E) изменение влажности почвы (U) во времени (T) на любой глубине (Z) образца характеризуется постоянной величиной:

$$\left(\frac{dU}{dT} \right)_Z = M(Z) = \text{const.} \quad (2)$$

Во-вторых, изменение значения параметра M с глубиной (в случае пылеватой почвы) происходит согласно зависимости следующего вида:

$$M(Z) = M_0 \exp(-aZ), \quad (3)$$

где M_0 - изменение влажности во времени на поверхности почвы;
 a - постоянная, имеющая размерность, обратную глубине (Z).

Исходя из зависимостей (2) и (3), авторы приходят к следующему соотношению между интенсивностью испарения с поверхности почвы и величиной расхода влаги на глубинах:

$$q_{(Z)} = E \exp(-aZ), \quad (4)$$

где E - испарение, мм/сутки; $q_{(Z)}$ - удельный расход влаги на глубине Z , мм/сутки.

Решая совместно уравнение неразрывности и выражение (4), авто-

1/ Здесь и в последующем мы употребляем для обозначения соответствующих характеристик почво-грунта символы, используемые в советской литературе по гидрологии почв и грунтов.

ры после ряда преобразований приходят к соотношению вида

$$V_0 - V = \frac{10aEt}{\sigma_0} \exp(-az), \quad (5)$$

где V_0 - влажность образца в начальный момент времени, σ_0 - объемный вес сухого почво-грунта.

Далее авторы подставляют в уравнение диффузии влаги (1) значения расхода влаги и градиента влажности соответственно, согласно (4) и (5), после чего получают выражение для коэффициента диффузии (вагопроводности) следующего вида:

$$K_{(z)} = \frac{\sigma_0}{10a^2t}. \quad (6)$$

Из уравнения (6) следует, что зависимость между градиентом влажности и расходом воды, которая согласно уравнению (1) выражается коэффициентом диффузии, не является однозначной.

На основании этого авторы приходят к выводу о несоответствии уравнения диффузии (1) явлению передвижения влаги в почвах.

Предположительно, да и то лишь в общих чертах, они высказывают некоторые соображения относительно "механизма" передвижения почвенной влаги при отсутствии заметного влияния силы тяжести.

При прочих равных условиях в почво-грунте интенсивность его высыхания, по их мнению, зависит от силы "высасывания", которую в уравнении (4) и (5) выражает член E , т.е. испарение. Движение влаги в значительно увлажненных почвах происходит в силу того, что почвенная влага представляет собой сеть непрерывающихся нитей. "Непрерывность нитей" зависит от строения почво-грунта и его начальной влажности. Эти факторы обуславливают "количество и качество взаимодействий" между частицами воды и почво-грунта. Характер этих взаимодействий выражается в полученных ими уравнениях параметром a .

Ввиду существования "непрерывности нитей", по мнению авторов, и происходит наблюдаемое в опытах передвижение влаги из слоя менее влажного почво-грунта через слой более влажный в направлении горизонта испарения (случай подвешенной влаги).

Следовательно, исследования М.Аллера и С.Хенина показали, что уравнение диффузии в форме (1) не отвечает явлению передвижения влаги в водоненасыщенных тонкозернистых почво-грунтах. Это несоответствие проявляется не только в том случае, когда влага находится в подвешенном состоянии, но и в тех случаях, когда почво-грунт равномерно увлажнился во всей колонке до влажности, близкой к полевой (наименьшей) влагоемкости. В случае подвешенного состояния почвенной влаги указанное несоответствие лишь более наглядно проявляется с внешней стороны.

1/ Как отмечают авторы, этот вывод согласуется с данными экспериментов Чайлдса (E.C. Childs. The transport of water through heavy clay soils. The Journal of Agr. Science 26, 1936, p. II4.)

Таким образом, до настоящего времени вопрос о применимости уравнения диффузии для изучения движения влаги в водоненасыщенных тонкозернистых почво-грунтах полностью не решен. Не выяснена также и физическая природа "механизма" движения подвешенной влаги в почво-грунтах этого типа. Оба эти вопроса тесным образом связаны между собой. Учитывая то обстоятельство, что уравнение диффузии в применении к изучению движения влаги в почво-грунтах имеет эмпирический характер, при решении указанных вопросов первое место принадлежит эксперименту.

2. Методика выполнения опытов и полученные результаты

При разработке методики опытов нами были поставлены две задачи: во-первых, создать такие условия в колонке почво-грунта, чтобы в опыте наиболее полно проявились особенности движения сорбционной влаги и, во-вторых, обеспечить достаточную точность опыта, т.е. свести до определенного минимума погрешности эксперимента, обусловленные неравномерностью уплотнения почво-грунта и неточностью определения его влажности в отдельных слоях.

Эксперименты выполнялись следующим образом. Совершенно одинаковые формочки - лотки высотой 9,3 см однообразно заполнялись однородным почво-грунтом определенной влажности. В одних опытах влажность почво-грунта была одинаковой по всей высоте колонок, в других начальная влажность в колонке почво-грунта изменялась от слоя к слою в определенной комбинации.

Лотки были сделаны из оргстекла и представляли собой полую колонку U-образного поперечного сечения, с дном, но без плоской боковой поверхности.

Почво-грунт закладывался в формочку через открытую часть ее боковой поверхности или целым образцом, вырезанным из массы заготовленного для опыта почво-грунта, или слоями. После этого боковая поверхность колонки грунта влагоизолировалась станиолем и эластичной резиной. Таким образом, открытой оставалась лишь верхняя торцевая часть колонки почво-грунта площадью 10 см^2 (см. рис. 1).

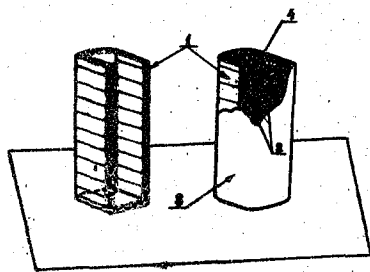


Рис. 1. ВЛАГОИЗОЛЯЦИЯ ОБРАЗЦОВ ГРУНТА, ПОДВЕРГАЕМЫХ СУШКЕ
1—формочка-лоток (оргстекло), 2—станиоль, 3—эластичная резина, 4—грунт.

Затем все колонки почво-грунта ставились в гигрокамеру, где с их открытой поверхности происходило испарение в условиях постоянной влажности и температуры воздуха. Продолжительность опыта составляла от 42 до 192 час.

Для усиления испарения в камере включался вентилятор. При выполнении опытов № 3,4,5 вентилятор работал только в дневное время.

Чтобы получить данные об изменении поля влажности по высоте колонок грунта во времени, было проделано следующее. Группа формочек (от 3 до 7), однообразно заполненных почво-грунтом, объединялась в одну серию опыта. Режим сушки грунта для колонок одной серии опыта был одинаков, поэтому в каждый момент времени величина испарения с открытой поверхности грунта и характер распределения влаги по глубине колонки были также одинаковы для всех образцов серии.

Следовательно, используя в ходе опыта один из образцов серии для анализа влажности грунта в различных слоях колонки, мы тем самым определяли характер распределения влаги во всех колонках в определенный момент времени и представляли его графически в виде кривых $U=f(z)$. Для каждой серии опыта этих кривых было получено столько, сколько образцов колонок грунта было в данной серии.

Величина испарения за период между смежными расчетными моментами времени определялась по разности веса колонок с грунтом.

Пробы грунта из колонок брались по-слоино через 0,5-1,0 см. Влажность почво-грунта в начале и в процессе выполнения опыта определялась весовым способом. Высушивание проб производилось в термостате при температуре 105° в течение десяти и более часов (до постоянного веса).

Были выполнены опыты с кембрийской глиной, средним пылеватым суглинком и тяжелой пылеватой супесью. Данные о механическом составе этих почво-грунтов приведены в табл.1.

Таблица 1

Данные о механическом составе исследуемых почво-грунтов

№ п/п	Наименование грунта	Удельный вес γ , г/см ³	Процентное содержание фракций (размеры фракций указаны в мм)					
			>0,5	0,5-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
1	Кембрийская глина (тяжелый пылеватый суглинок)	2,77		6,0	32,0	39,0	13,0	10,0
2	Средний пылеватый суглинок	2,79		34,2	40,8	6,9	10,7	7,4
3	Тяжелая пылеватая супесь	-	5,1	77,0	6,4	3,5	6,0	2,0

Подготовка почво-грунтов к опыту протекала следующим образом. Глина и суглинок использовались в перемiatом состоянии. Тяжелая пылеватая супесь в воздушно-сухом состоянии пропускалась через сито с отверстиями в $0,5 \text{ мм}^2$. Затем почво-грунты до определенной степени равномерно увлажнялись дистиллированной водой и выдерживались в эксикаторах не менее 5 дней.

Первый опыт (опыт № 1) состоял из трех серий (а, б, в), в каждой из которых формочки заполнялись соответственно глиной, средним суглинком, тяжелой супесью. Опыт воспроизводил движение подвешенной влаги в почво-грунтах указанных типов.

Данные опыта представлены на рис. 2 в виде кривых распределения влажности грунта по высоте колонки в различные моменты времени.

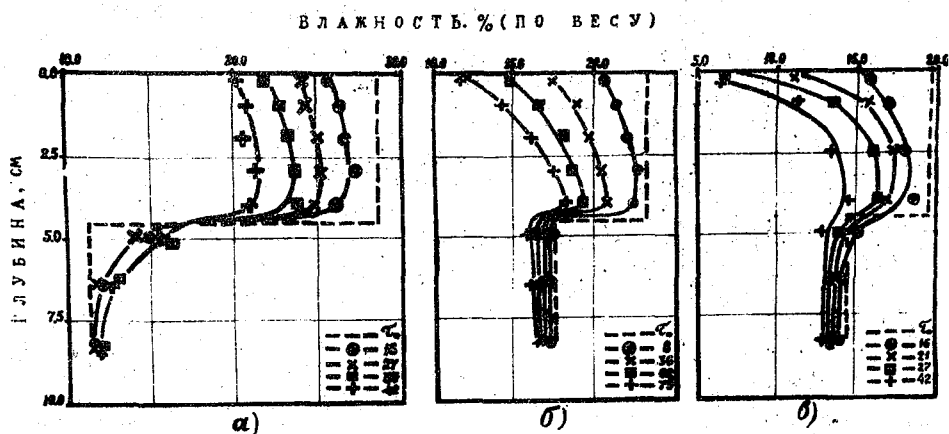


Рис. 2. КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГИ В КОЛОНКАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ГРУНТОВ В ПРОЦЕССЕ ИХ ВЫСЫХАНИЯ

а—глина, б—средний суглинок, в—тяжелая пылеватая супесь.
Время указано в часах с момента начала опыта ($t_0=0$).

В серии а (глина) влажность верхнего слоя составляла 28,5%, а влажность нижнего была близка по величине к максимальной гигроскопической (11%).

Верхние слои колонок других грунтов (серия б, в) были увлажнены до 23%(суглинок) и до 20%(супесь), а нижние слои колонок этих почво-грунтов имели влажность, несколько большую величины ВРК.

Результаты опыта (рис. 2) свидетельствуют о том, что верхние (влажные) слои всех почво-грунтов начали высыхать по всей глубине почти с самого начала опыта. Интенсивность высыхания образцов грунта во всех сериях была постоянна во времени, а в опытах с глиной она не менялась и по глубине. Неравномерность высыхания по глубине была незначительной у суглинка и значительно уменьшалась у супеси.

В суглинке и в супеси передвижения влаги из верхнего ("влажного")

слоя в нижний („сухой“) не наблюдалось.

В глинне ~~значительное~~ перемещение влаги из верхнего („влажного“) слоя в нижний наблюдалось лишь в начальный период опыта. В количественном отношении оно было сопоставимо с величиной расхода влаги на испарение.

В следующем опыте (опыт № 2) нами исследовалась интенсивность высыхания равномерно увлажненных образцов тех же почво-грунтов. Влажность почво-грунта в колонках была примерно такая же, как и влажность верхнего слоя в опыте № 1. Характер высыхания образцов в этом случае был подобен тому, какой имел место в верхнем слое соответствующего грунта в предшествующем опыте (рис.2).

В последующих опытах мы брали несколько иное, чем в опыте № 1, начальное распределение влажности по высоте колонок почво-грунта, что давало возможность получить более наглядную картину характера движения влаги при различной степени увлажнении соприкасающихся слоев почво-грунта. Эти опыты (№ 3, 4) отличались от описанного выше опыта № 1 прежде всего тем, что, помимо поверхностного („влажного“) и второго („сухого“), в нижней части колонки создавался третий слой грунта, исходная влажность которого была та же, что и влажность верхнего („влажного“) слоя.

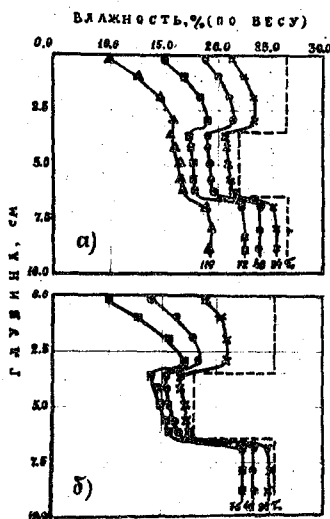


Рис. 3. КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГИ В КОЛОНКЕ КЕМБРИЙСКОЙ ГЛИНЫ В ПОЦЕССЕ ЕЕ ВЫСЫХАНИЯ

Время указано в часах с момента начала сушки ($\tau_0=0$).

На рис.3,4 приведены данные этих опытов с кембрийской глиной. В различных сериях опытов исходная влажность "влажных" слоев в колонках грунта была порядка 26%, в "сухом" слое варьировала от 1 до 22%.

Для каждой серии опытов был подсчитан баланс влаги в колонках грунта. Результаты подсчета приведены в табл.2. При рассмотрении полученных данных (табл.2) убеждаемся в том, что точность выполнения экспериментов вполне удовлетворительна.

Первый из этих опытов (опыт № 3) состоял из двух серий (а,б). Влажность глины в среднем слое колонок этих серий соответственно была равна 22,0 и 18,0%. Данные этого опыта в виде кривых распределения влажности грунта по высоте колонок (в различные моменты времени) приведены на рис.3.

Таблица 2

Расчет баланса влаги в образцах глины по данным опытов № 3,4

Но- мер опы- та	Серия	Границы расчет- ных ин- тервалов вре- мени, часы	Приращение влаги в слоях, г			Убыль влаги из колонок грунта, г		Откло- нения, %
			верхний	средний	нижний	по ба- лансу влаги	по ре- зульта- там вве- шивания	
3	а	0-24	-2,275	-0,519	-0,511	3,305	3,410	3,1
		24-48	-1,296	-0,859	-0,621	2,776	2,700	2,8
		48-72	-1,718	-0,930	-0,689	3,337	3,230	3,3
	б	0-24	-2,788	-0,427	-0,365	3,580	3,420	4,7
		24-48	-2,046	-0,520	-0,622	3,188	3,100	2,6
		48-76	-1,483	-0,241	-0,483	2,207	2,110	4,6
4	а	0-10	-2,501	1,600	-0,883	1,784	1,850	3,6
		10-50	-3,975	-0,687	-1,020	5,682	5,480	3,5
		50-142	-2,873	-0,940	-1,529	5,342	5,420	1,4
	б	0-23	-4,336	3,199	-1,910	3,047	2,990	1,9
		23-48	-2,435	-0,146	-0,424	3,005	3,120	3,7
		48-93	-1,763	-0,243	-0,725	2,731	2,800	2,5
	в	0-23	-2,710	3,380	-1,850	1,180	1,240	5,0
		23-46	-1,998	0,719	-0,584	1,863	2,090	7,0
		46-90	-2,225	0,019	-0,427	2,633	2,710	3,0

Примечание: Время исчислялось с момента начала опыта ($\tau_0 = 0$).

Не описывая здесь полностью характер изменения поля влажности в каждой серии и не сопоставляя данные серий между собой, отметим лишь две наиболее характерных особенности опыта. Во-первых, во всех слоях колонок грунта влага перемещалась в направлении горизонта испарения, несмотря на наличие обратного по направлению градиента влажности. Во-вторых, в каждой серии опыта в среднем слое грунта устанавливался определенный, почти не изменяющийся во вре-

мени градиент влажности.

Заканчивая на этом предварительное рассмотрение данных опыта № 3, отметим также следующее. Этот опыт свидетельствует о том, что передвижение влаги из верхнего слоя в средний не наблюдалось при начальной влажности грунта в среднем слое, равной или большей 18%.

В последующем опыте (опыт № 4) начальная влажность промежуточного ("сухого") слоя глины была взята ниже 18% и в трех сериях (а, б, в) соответственно составляла 12,8; 6,4 и 1,2%. Влажность грунта в верхних и в нижних слоях колонок была примерно та же, что и в опыте № 3. Результаты опыта представлены на рис.4. Графики (рис.4) и результаты подсчета баланса влаги (табл.2) свидетельствуют о том, что в колонках всех серий этого опыта влажность грунта в среднем слое в начале опыта интенсивно увеличивалась за счет поступления влаги как из нижнего, так и из верхнего слоев грунта. Затем, после достижения промежуточным слоем ("сухого") грунта определенной (в каждой серии) наибольшей влажности дальнейшее его увлажнение прекращалось. При этом величина максимальной влажности в среднем слое была тем выше, чем выше была исходная влажность этого слоя. Наибольшая влажность наблюдалась в серии а данного опыта и составляла приблизительно 17%. После достижения средним ("сухим") слоем грунта наибольшей (в условиях серии) влажности грунт в этом слое начинал высыхать. Исключение в этом отношении составила серия в опыта. В этой серии на протяжении второй половины опыта влажность в среднем слое длительное время почти не изменялась. Установившийся в этом слое градиент влажности обеспечивал транзитное передвижение влаги из нижнего слоя в верхний. Последний к этому времени значительно высох.^{1/}

Во всех сериях опыта № 4 верхний и нижний слои колонок грунта начали высыхать с самого начала опыта. Характер высыхания этих слоев в общих чертах был таким же, что и в опыте № 3.

В следующем опыте (опыт № 5) нами изучался характер движения влаги в колонке грунта, составленной из чередующихся "влажных" и "сухих" слоев глины, при наличии испарения с ее поверхности. Верхний (испаряющий) и самый нижний слой колонки были "влажными". Опыт состоял из одной серии (шесть колонок). Влагосодержание в "сухих" слоях глины было одинаково и составляло 9,64%, "влажные" слои были увлажнены до 24,7%.

Результаты опыта представлены на рис.5 в виде кривых распределения влажности по высоте колонки в начальный и шесть последующих моментов опыта. Из графиков следует, что влагосодержание во всех "сухих" слоях в начале опыта резко возрастало за счет притока вла-

^{1/} В серии б этого опыта ход изменения и особенно увеличения влажности во времени нами не был зафиксирован более детально. Серия а опыта была поставлена дополнительно - в целях контроля.

ги из соприкасающихся с ними "влажных" слоев грунта и достигло определенной в каждом из "сухих" слоев, наибольшей (в условиях опыта) величины. Во всех "влажных" слоях содержание влаги значительно снизилось. Это свидетельствует о том, что между "влажными" и "сухими" слоями грунта установилось "равновесное" состояние, при этом оно наступило в тот момент, когда содержание воды в каждом из "сухих" слоев грунта было значительно ниже, чем влагосодержание в соприкасающихся с ними "влажных" слоях. В дальнейшем ввиду продолжающегося испарения с поверхности грунта указанное равновесие было нарушено. Во всех слоях колонок грунта, в том числе и в "сухих", передвижение влаги наблюдалось только в направлении горизонта испарения. Интенсивность высыхания грунта уменьшалась с глубиной, при этом "влажные" слои теряли воды больше, чем "сухие".

Таким образом, данные опытов № 1,3,4,5 свидетельствуют о том, что направление движения влаги в глинах определяется не только градиентом влажности грунта. При одном и том же направлении градиента влажности, но различной степени увлажнения соприкасающихся слоев грунта направление движения влаги в последнем может быть различным.

Из опытов № 4,5 (рис.4,5) также видно, что даже при низких влажностях среднего ("сухого") слоя колонки грунта в последнем имеются влагопроводящие пленки сорбционной воды, которые обеспечивают влагообмен между верхним и нижним ("влажными") слоями почво-грунта.

3. Обсуждение результатов экспериментальных исследований

Одним из необходимых условий использования уравнения диффузии является то, что субстанция, передвижение которой исследуется в опыте, должна быть однородной и должна находиться под преобладающим воздействием молекулярных сил.

Совершенно очевидно, что в случае подвешенной влаги, когда в порах почво-грунта вода находится как в сорбционном, так и в "свободном" состоянии, уравнение диффузии (1) не может быть использовано, так как характер динамических соотношений в этих условиях увлажнения грунта выражается не только градиентом влажности.

Различные слои пленки влаги в почво-грунтах по-разному взаимодействуют с твердыми частицами, друг с другом, поэтому они должны обладать и различными свойствами (подвижность, вязкость и т.д.). Вполне вероятно, что к интенсивному передвижению в процессе испарения способны не все, а только определенные слои пленочной влаги, а именно слои, испытывающие не очень большое (чтобы не потерять способность к передвижению), но и не очень слабое (чтобы не потерять свойства повышенной вязкости) влияние сорбционных сил.

По-видимому, даже в глинистых почво-грунтах влагу, поступившую сверх количества, соответствующего величине ВРК, можно от-

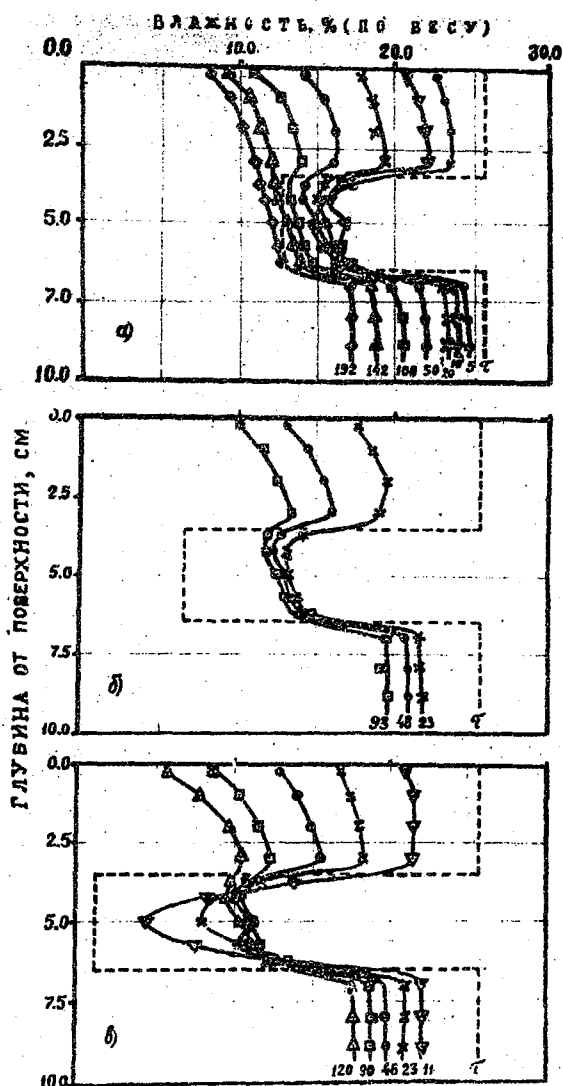


Рис. 4. КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГИ В КОЛОНКЕ КЕМБРИЙСКОЙ ГЛИНЫ В ПРОЦЕССЕ ЕЕ ВЫСЫХАНИЯ
Время указано в часах с момента начала сушки ($\tau_0=0$).

нести к категории „свободной“, не испытывающей на себе значительного влияния сорбционных сил и потому не способной к интенсивному передвижению под действием этих сил. Эта влага расходуется из пор почво-грунта только после перехода в сорбционное состояние, т.е. она выполняет роль дополнительного местного источника влаги, подпитывающего сорбционную пленку.

Выше отмечалось, что, по мнению А.А.Роде [8, стр.264], в поверхностном испаряющем слое почво-грунта при сосуществовании в

нем сорбционной и „свободной“ воды передвижение пленочной влаги обусловлено градиентом толщины сорбционных пленок. Следовательно, для этого слоя уравнение расхода пленочной влаги может быть представлено по аналогии с уравнением (1) в следующем виде:

$$q = -K_c \frac{\partial \Omega}{\partial z}, \quad (7)$$

где q - расход пленочной (сорбционной) влаги; Ω - объемная концентрация сорбционной влаги в слое почво-грунта, кг/м^3 ; K_c - коэффициент диффузии сорбционной влаги в почво-грунте.

Соответственно уравнение неразрывности для этого случая имеет вид

$$\frac{\partial v}{\partial \tau} = \frac{\partial \Omega}{\partial \tau} + \frac{\partial v_f}{\partial \tau} = -\frac{\partial q}{\partial z}, \quad (8)$$

где v_f - объемная концентрация „свободной“ сорбционно-замкнутой влаги в элементарном слое почво-грунта, кг/м^3 ; v - объемная влажность почво-грунта, кг/м^3 ; $v = v_f + \Omega$.

Данных, позволяющих судить о размерах слоя почво-грунта, в котором происходит утоньшение пленок сорбционной воды, в настоящее время не имеется и поэтому об этом можно говорить только предположительно.

При влажности почво-грунта в интервале величин НВ - ВРК, когда в нем сосуществует „свободная“ и сорбционная влага, утоньшение сорбционных пленок в слое почво-грунта, примыкающем к испаряющей поверхности, может произойти, очевидно, лишь в том случае, если интенсивность перехода „свободной“ воды в сорбционное состояние ниже интенсивности расходования сорбционной влаги на испарение. В этом случае „свободная“ вода в порах грунта не будет „успевать“ компенсировать образующийся в пленках дефицит влаги. Последнее, например, может иметь место, если микроопленки „свободной“ воды существуют не во всех, а лишь в наиболее крупных порах почво-грунта, а также в структурных его образованиях. В этом случае утоньшение пленок сорбционной влаги будет происходить в первую очередь в самых тонких каналах почво-грунта. Глубина зоны, в которой происходит утоньшение пленок, по-видимому, не велика.

В основной части толщи почво-грунта, влажность которого больше величины ВРК, градиента сорбционной влаги, видимо, не образуется. Передвижение сорбционной влаги здесь обусловлено усилиями, развиваемыми градиентом сорбционной влаги в зоне испарения, и происходит вследствие повышенной вязкости сорбционной пленки и ее непрерывности по всему профилю промоченной толщи.

Следовательно, при объяснении явления передвижения подвешенной влаги мы исходим из того, что наибольшей подвижностью обладает не сорбционно замкнутая „свободная“ влага, а определенные слои пленок сорбционной влаги.^{1/}

^{1/} Эта гипотеза уже выдвигалась ранее автором данной статьи (см. статью в настоящем сборнике).

Наблюдаемое нами в опытах передвижение влаги, согласно изложенной выше гипотезе, можно объяснить следующим образом.

В опыте № 4 (рис.4) первоначально наблюдалось перемещение влаги из ("влажных") слоев в средний ("сухой"), так как в последнем содержании сорбционной влаги было значительно меньше, чем во "влажных" слоях. По мере увеличения содержания сорбционной влаги в среднем слое уменьшались градиенты этого вида влаги на границе соприкасающихся слоев, а следовательно, уменьшались и усилия, вызываемые этими градиентами. Наконец, в опыте наступил такой момент, когда эти усилия становились значительно меньше усилий, обусловленных градиентом сорбционной влаги зоны испарения, и тогда во всей колонке грунта пленки сорбционной влаги начинают передвигаться только в направлении этой зоны. В среднем слое сорбционная пленка начинает "срабатываться", так как здесь не имеется дополнительного источника - "свободной" воды.

В различных сериях опыта № 3 (рис.3) содержание влаги в среднем ("сухом") слое составляло не менее 18%, поэтому по той же причине, что и в завершающей стадии опыта № 4, влага передвигалась по всей колонке только в направлении зоны испарения.

Аналогичным образом можно объяснить передвижение влаги и в опыте № 1 (рис.2). В серии а этого опыта (глина) сорбционная влага верхнего ("влажного") слоя испытывала на себе действие противоположных по направлению усилий, одни из которых были обусловлены градиентом сорбционной влаги зоны испарения, другие - градиентом сорбционной влаги на границе "влажного" и "сухого" грунта. В начале опыта на этой границе имел место перепад с о р б ц и о н н о й влаги, равный примерно 6% (17-11%). Этого перепада было достаточно для того, чтобы сорбционная влага "влажного" слоя грунта передвигалась не только в процессе испарения, но и в нижний ("сухой") слой, причем довольно интенсивно, в результате чего во всем сухом слое грунта содержание сорбционной влаги заметно увеличилось, а в верхней его части достигло наибольшего значения (примерно 17%). Затем интенсивность передвижения влаги в "сухой" слой снизилась, так как градиент сорбционной влаги на границе слоев значительно уменьшился. Усилия, создаваемые этим градиентом, стали, очевидно, сопоставимы по величине с усилиями, развиваемыми здесь градиентом сорбционной влаги зоны испарения.

В колонках серий б и в этого опыта (рис.2 б, в) на границе раздела "влажного" и "сухого" грунта хотя и имел место значительный градиент о б щ е й влажности, но перепад сорбционной влаги, по-видимому, был или очень мал, или вообще отсутствовал. Поэтому во всех слоях колонки грунта сорбционная влага ввиду повышенной ее вязкости передвигалась только в направлении зоны испарения.

Передвижение влаги, наблюдаемое в опыте № 5 (рис. 5), может быть объяснено аналогично тому, как это было сделано при рассмотрении данных опыта № 4.

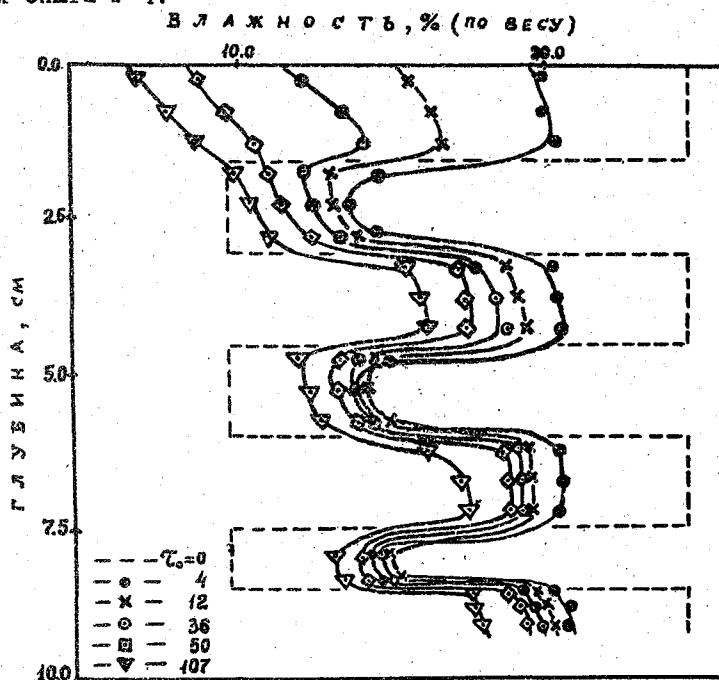


Рис. 5. КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГИ В КОЛОНКЕ КЕМБРИЙСКОЙ ГЛИНЫ В ПРОЦЕССЕ ЕЕ ВЫСЫХАНИЯ.

Время указано в часах с момента начала сушки ($\tau_0=0$).

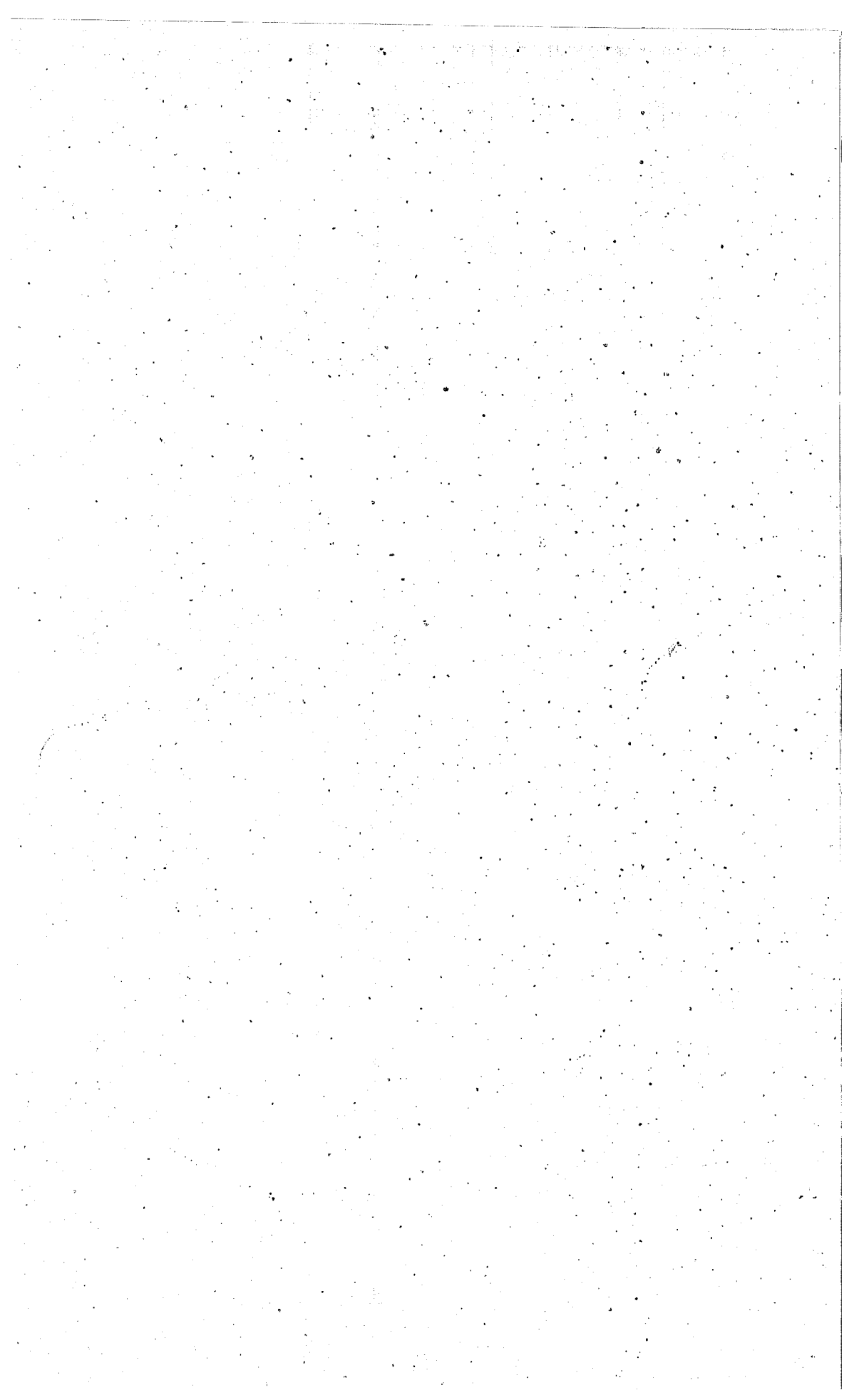
Таким образом, данные лабораторных опытов свидетельствуют о том, что уравнение диффузии (1) не является общим законом движения удерживаемой в почво-грунтах влаги, так как направление движения последней определяется не только градиентом влажности почво-грунта.

Изложенная выше точка зрения, согласно которой механизм передвижения влаги в тонкозернистых почво-грунтах трактуется как явление сорбционной влагопроводности при наличии дополнительных, местных источников "свободной" воды, согласуется с данными лабораторных опытов и поэтому она может быть принята в качестве рабочей гипотезы в дальнейших исследованиях рассматриваемого в настоящей работе вопроса.

Л и т е р а т у р а

1. А б р а м о в а М.М. Передвижение воды в почве при испарении. Труды Почвен. ин-та АН СССР, т. 41, 1953.
2. А б р а м о в а М.М., Б о л ь ш а к о в А.Ф., О р е ш к и н а Н.С., Р о д е А.А. Испарение из почвы подвешенной влаги. Почвоведение, № 2, 1956.

3. Б о л ь ш а к о в А.Ф. Водный режим богарных почв Узбекистана. Труды Почвен.ин-та АН СССР, т.32, 1950.
4. Д е р я г и н Б.В. Сольватные слои как особые граничные фазы на основе прямых методов исследования. Труды 2-й Всес.конф. по кол. химии, Киев, 1952.
5. Д у м а н с к и й А.В. Вода в коллоидных системах. Изв. Гос. н.-и. ин-та кол. химии, вып.2, Воронеж, 1934.
6. Л ы к о в А.В. Явление переноса в капиллярно-пористых телах. ГИТТЛ, М., 1954.
7. Л е б е д е в А.Ф. Почвенные и грунтовые воды. М.-Л., 1936.
8. Р о д е А.А. Почвенная влага. Изд. АН СССР, 1952.
9. H a l l a i r e M. Sur la non validite de l'equation de conductivite pour exprimer le mouvement de l'eau non saturante dans le sol.
Comptes rendus des seances de l'acad. des Sc., 1958 t. 246 N II p. 1720.
10. H a l l a i r e M., H e n i n S. Desséchement du sol et l'évolution des profils hydriques.
C.r. des seances de l'acad. des Sc., 1958, t 246 N IV, p. 2151 - 2153.



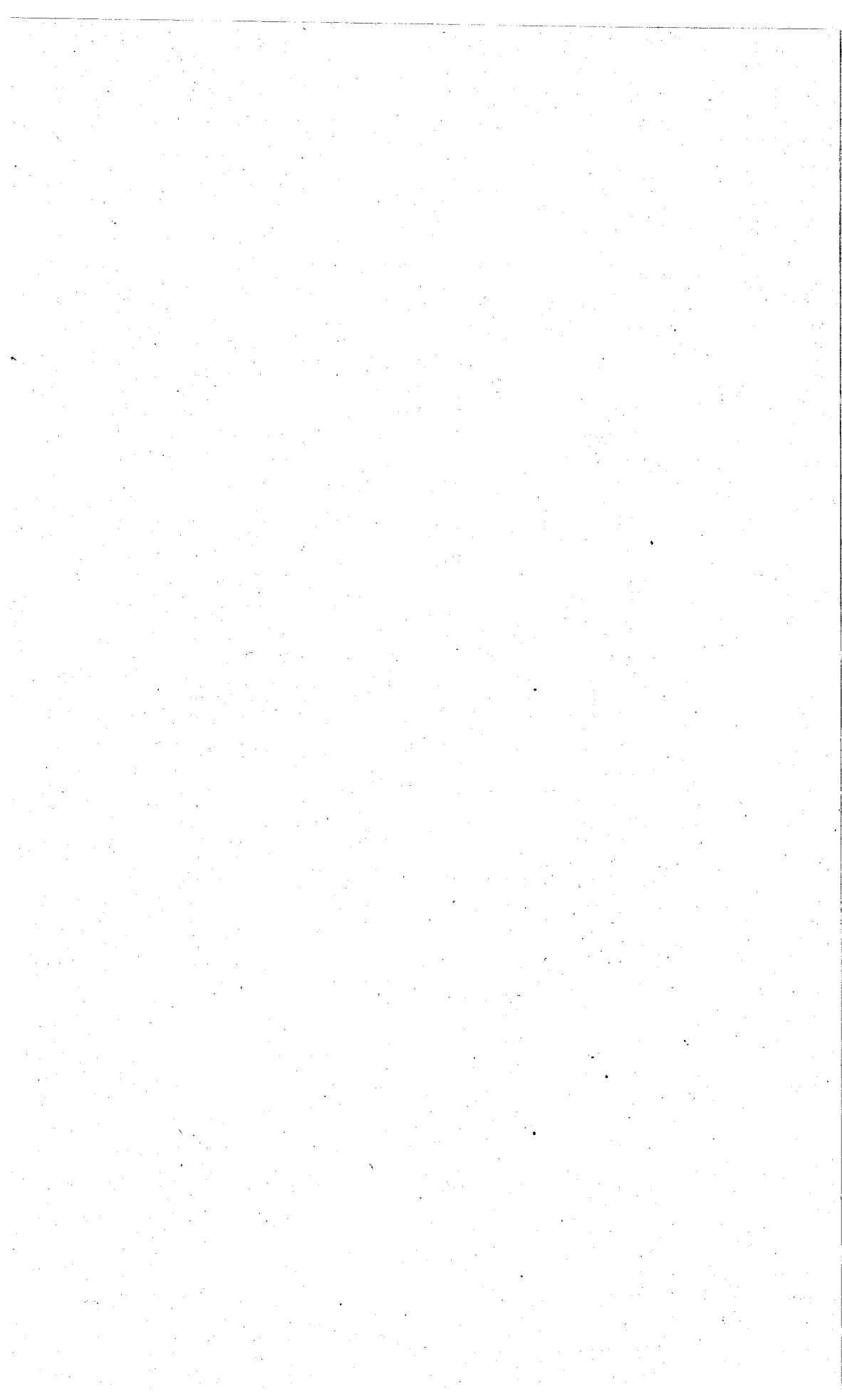
А Н Н О Т А Ц И И **ДИПЛОМНЫХ РАБОТ ЛГМИ**

Дипломные работы, выполненные студентами ЛГМИ за время с 1959 по 1962 г., охватывают большой круг вопросов гидрологии.

Большинство из них выполнены по заявкам производственных и научно-исследовательских организаций и представляют научный и практический интерес, а многие содержат оригинальные предложения и решения. Поэтому ЛГМИ признал целесообразным опубликовать краткие аннотации наиболее ценных дипломных работ, выполненных в ЛГМИ за период 1958-1962 гг.

Ниже прилагаются аннотации дипломных работ, выполненных в ЛГМИ на 5 специальных кафедрах:

- 1) инженерной гидрологии,
- 2) водных исследований,
- 3) гидрогеологии,
- 4) динамики русловых потоков,
- 5) океанологии.



1. Кафедра инженерной гидрологии

За время с 1959 по 1962 г. на кафедре инженерной гидрологии ЛГМИ выполнено 166 дипломных работ, из них 93 по методике гидрологических расчетов и по водным ресурсам отдельных районов, 36 по гидрологическим прогнозам и 37 по другим вопросам гидрологии суши.

Аннотации наиболее ценных работ приведены ниже.

1959 г.

Б а в у у М я г м а р ж а в "Водные ресурсы рек Монгольской Народной Республики".

Руководитель д-р техн.наук Д.Л. С о к о л о в с к и й.

Работа посвящена оценке водных ресурсов Монгольской Народной Республики и методике расчета основных характеристик стока. На основе анализа полученных материалов составлена карта среднегодового стока. Расчет максимальных ресурсов рекомендуется производить по редукционной формуле, параметры которой разработаны автором для условий МНР.

Г у р е в и ч Л.Д. "Методика расчета максимального весеннего стока на реках Карельской АССР и Кольского полуострова".

Руководитель канд.геогр.наук Л.М. С и д о р к и н а.

В работе использованы результаты наблюдений над стоком на 59 водосборах с продолжительностью периодов до 24 лет. Произведен анализ особенностей водного режима и хода весеннего половодья на реках Карелии и Кольского полуострова.

Расчет максимальных расходов рекомендуется производить по редукционной формуле, параметры которой определены по данным наблюдений. Построены карты изолиний элементарного максимального модуля стока 1,10 и 25%-ной обеспеченности. В работе приведены данные о максимальных расходах воды за годы наблюдений по всем рекам, расчетные параметры и значения расходов воды различной обеспеченности, а также сведения об озерности и заболоченности бассейнов.

Л и б е р з о н Т.З. "Анализ дождевого стока и методика расчета боковой приточности в бассейне Верхнего Амура".

Руководитель канд.техн.наук, доц. И.Ф. Г о р о ш к о в.

В работе произведен методом изохрон расчет гидрографа боковой приточности 1%-ной обеспеченности в бассейне Верхнего Амура по модели паводка 1928 г. Максимумы боковой приточности 1%-ной обеспеченности определены по методике, разработанной в ЛенГИДЭНе.

М а з у р Г.С. "Анализ и методика расчетов дождевого стока рек бассейна Верхнего Амура".

Руководитель преподаватель Н.Н. С о л о вь е в а.

В работе выполнен анализ применимости существующих формул

расчета максимальных расходов дождевого стока в условиях Верхнего Амура, от истоков р. Шилки и Аргуни до впадения р. Зеи.

Разработаны параметры этих формул и произведена сопоставление наблюдаемых максимумов с вычисленными по различным формулам.

М у р а т а е в а Р.А. "Водные ресурсы рек Таджикистана".

Руководитель канд. геогр. наук, доц. К.П. В о с к р е с е н с к и й.

Для анализа стока рек Таджикистана в работе использованы данные по 46 пунктам с продолжительностью периодов наблюдений до 40 лет. В результате анализа построена карта изолиний нормы стока для рек Таджикистана. Кроме того, произведен анализ зависимости нормы стока от средней высоты бассейна. Дается карта коэффициентов вариации годового стока по территории. Получена связь C_{σ} со средней высотой бассейна.

В работе производится анализ зависимости максимальных модулей стока от площади водосбора и разработаны параметры редуциционной формулы. В работе дается также характеристика минимального и твердого стока.

Н и к о н о в а Л.А. "Водные ресурсы рек Норильского района".

Руководитель канд. геогр. наук, доц. К.П. В о с к р е с е н с к и й.

Для исследования водных ресурсов рек Норильского района использованы данные наблюдений над стоком на 16 водосборах с продолжительностью периодов наблюдений до 19 лет.

Установлена связь нормы стока с высотой бассейна. Построена карта модулей среднегодового стока с учетом рельефа бассейна. Приведено распределение стока по месяцам за характерные по водности годы.

Для определения максимальных расходов весеннего половодья изученных рек применена редуциционная формула. Дается характеристика минимального стока рек.

П о п о в а Е.А. "Водные ресурсы рек Киргизской ССР".

Руководитель канд. геогр. наук, доц. К.П. В о с к р е с е н с к и й.

Работа посвящена характеристике водного режима и ресурсов рек Киргизской ССР.

Для определения нормы стока использовано 152 пункта. В результате построена карта средних многолетних модулей стока с учетом высоты местности.

На основе анализа основных факторов изменчивости годового стока получена приближенная зависимость коэффициента вариации стока от средней высоты бассейна.

Дается общий вид зависимости максимального модуля стока от площади и связь коэффициента вариации среднегодового стока с C_{σ} максимального стока.

В работе также дается оценка минимальных расходов воды и

стока речных наносов.

С и р к о в Л.И. "Водные ресурсы малых и средних рек Вологодского экономического района".

Руководитель д-р техн.наук, проф. Д.Л. С о к о л о в с к и й.

Работа посвящена анализу водных ресурсов Вологодского экономического района и методике их расчета. Для анализа использованы данные наблюдений сети станций и постов по 53 пунктам. Составлена таблица норм стока рек района и построена карта изолиний.

Рассматривая внутригодовое распределение стока, автор отмечает положительную роль болот в увеличении зимнего стока. Для учета снижения максимальных расходов весеннего половодья под влиянием озерно-болотной аккумуляции использована известная формула Д.Л.Соколовского.

В работе даются рекомендации по рационализации гидрологической сети района.

С ю й - Ч э н - ц и н. "Анализ и расчет максимального дождевого стока р.Сунгари".

Руководитель д-р техн.наук, проф. Д.Л. С о к о л о в с к и й.

Цель дипломной работы - выявление наиболее обоснованного метода расчета максимального дождевого стока и его применимость на реках северо-восточной территории Китая.

В дипломной работе дан подробный анализ условий формирования дождевых паводков: рассмотрены природные условия, в которых образуются паводки - климат, рельеф, особенности почвенного и растительного покрова. Рассмотрены ливни, являющиеся главным фактором макс. стока. Произведен анализ влияния типов атмосферной циркуляции на режим стока в бассейне р.Сунгари. Дипломанткой проанализированы методы построения кривых обеспеченности максимальных расходов дождевых паводков. Проверена применимость к бассейну р.Сунгари наиболее распространенных в СССР методов расчета максимальных расходов и гидрографов дождевых паводков.

Расчет максимальных расходов различной обеспеченности произведен по трем методам по всем гидростворам бассейна р.Сунгари, где имели ряд наблюдений над стоком свыше 10 лет:

- 1) по биномиальной кривой с использованием одних годовых максимумов (однопиковый метод),
- 2) по биномиальной кривой с использованием всех максимумов в году (многопиковый метод),
- 3) по схеме Г.А.Алексеева.

На основании сопоставления результатов расчета по различным методам и анализа исходных материалов наблюдений приняты расчетные значения $Q_{\text{макс}}$ 1%-ной обеспеченности.

Для расчета ливневого стока использована объемная формула

Д.Л.Соколовского. Для проектирования гидрографов дождевых паводков был использован метод изохрон. При этом построение гидрографов произведено с учетом руслового регулирования с целью учета влияния поймы на формирование стока. Учет произведен по формуле водного баланса. Для горных рек применен метод изохрон без учета руслового регулирования.

1960 г.

А л е к с е е в а И.И. "Водные ресурсы рек Кольского полуострова".

Руководитель канд.геогр.наук,доц.К.П.В о с к р е с е н с к и й.

Работа посвящена анализу основных факторов стока рек Кольского полуострова, методике расчета нормы стока, внутригодового распределения стока, максимальных и минимальных расходов.

Использованы материалы наблюдений на водпостах и станциях Гидрометслужбы с продолжительностью наблюдений до 30 лет.

Построена карта нормы стока для Кольского полуострова. Дается зависимость нормы стока от средней высоты бассейна. Приведены коэффициенты вариации по всем использованным пунктам и построена зависимость $C_{\text{г}}$ среднегодовых расходов от площади водосбора. Кроме этого, сделана попытка связать значения коэффициента вариации с нормой стока и средней высотой бассейна.

Приведена схема типового распределения стока в зависимости от степени озерности бассейна для среднего по водности года.

Построена карта изолиний максимального элементарного стока.

Е р м о л о в В.Н. "Водные ресурсы бассейна р.Туры".

Руководитель д-р техн.наук, проф.Д.Л. С о к о л о в с к и й.

В работе рассмотрены основные вопросы, предусмотренные программой Справочника по водным ресурсам СССР.

Наиболее полно разработан раздел нормы стока, в котором дается уточненная карта изолиний для бассейна р.Туры.

Дан анализ максимального стока, на основании которого уточняется значение максимального элементарного стока для разных частей водосбора.

Систематизирован материал по стоку наносов растворенных веществ и зимнему режиму рек.

К о ч м а р ч и к К.С. "Анализ и методика расчета максимального дождевого стока в бассейне горной Вислы".

Руководитель д-р техн.наук, проф.Д.Л. С о к о л о в с к и й.

Работа посвящена анализу и разработке методики расчетов максимального дождевого стока в горной части бассейна р.Вислы.

Для определения обеспеченности максимальных расходов использованы: метод биномиальной кривой с учетом всех пиков, графоаналитический метод Г.А.Алексеева и метод К.Дембского, применяе-

мый в П.Н.Р.

Расчеты максимальных расходов 1%-ной обеспеченности проводились по формулам К.Дембского, объемной формуле Д.Л.Соколовского и редукиционной формуле.

При проектировании гидрографа дождевого паводка применен метод единичного гидрографа, давший удовлетворительный результат.

К о н с т а н т и н о в а В.Г. "Влияние гидротехнических мероприятий на внутригодовое распределение стока Волги".

Руководитель канд.геогр.наук, доц. К.П. В о с к р е с е н с к и й.

В работе рассматриваются вопросы изменения внутригодового стока р.Волги под влиянием созданных на ней крупных водохранилищ и восстановления естественного стока за годы после постройки гидротехнических сооружений.

Для решения этой задачи построены зависимости естественного (бытового) и проектного (зарегулированного) среднего месячного и суточного стока р.Волги для периода до начала строительства плотины, позволившие восстановить естественный сток за 1956-1958гг.

Р е й з и ц Е.Э. "Влияние расположения болот и почв на максимальный сток рек".

Руководитель канд.геогр.наук, доц. К.П. В о с к р е с е н с к и й.

Вопрос о влиянии заболоченности на максимальный весенний сток освещается в работе с целью выявления роли почв и расположения болот в бассейне.

Для анализа этого вопроса использованы материалы по Северному и Северо-Западному районам.

Для оценки величины снижения пика весеннего половодья была использована формула Д.Л.Соколовского.

В этой формуле были уточнены значения коэффициентов для различных типов почв и различного расположения болот в водосборе.

С м и р н о в а В.К. "Водные ресурсы Прибалтики".

Руководитель канд.геогр.наук, доц. К.П. В о с к р е с е н с к и й.

Задачей работы являлись систематизация и обобщение материалов наблюдений сети гидрологических станций и постов Гидрометслужбы и других ведомств в пределах Эстонской, Латвийской и Литовской ССР.

Составлена карта среднего стока, во многом отличающаяся от ранее известной.

Большое внимание уделяется вероятным колебаниям среднего стока - установлению параметров кривых обеспеченности годового стока. Произведен анализ распределения по территории вычисленных и приведенных к многолетнему периоду коэффициентов ва-

риации. Уделено внимание характеристике внутригодового распределения стока и факторам естественного регулирования на годовое распределение стока. Уточнены параметры объемной формулы Д.Л.Сokolовского для максимального стока рек. Приведена также сводная таблица минимального стока и стока речных наносов.

Работа охватывает почти весь комплекс вопросов, обычно включаемых в состав районных Справочников по водным ресурсам.

Т е м н и к о в а Л.М. "Исследование связи годового стока с характеристиками циркуляции атмосферы".

Руководитель канд.техн.наук, доц. Ю.М. А л е х и н.

В работе изложены современные попытки установления связи годового стока с характеристиками атмосферной циркуляции по Л.А.Вителю.

Приводятся результаты исследования применимости метода Л.А.Вителю для прогноза среднегодового расхода на реках: Ангара, Дон, Калач, Десна, и притока в Верхне-Свирскую ГЭС.

Помимо обычной схемы Л.А.Вителю, исследовались способы уточнения прогнозов по этому методу, предложенные в ГТИ.

Выполненная работа подтверждает теоретический вывод Г.П.Калинина и Н.Л.Белинского о физической необоснованности метода Л.А.Вителю, т.е. принятая в них система подбора прогнозных признаков приводит к случайному решению.

Т и м о х и н а Д.Д. "Сток рек и малых водотоков по материалам Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории".

Руководитель д-р техн.наук, проф. Д.Л. С о к о л о в с к и й.

В работе произведен анализ факторов, влияющих на величину и распределение стока малых логов ВНИГЛ, сопоставлены величины стока малых логов со стоком рек, даны зависимости среднего стока, коэффициентов и модулей максимального стока от площади водосбора и степени облесенности, зависимость слоя дождевого стока от осадков и предшествующего увлажнения, дана расчетная формула максимальных модулей стока для логов ВНИГЛ.

Ш и ш к и н а Н.Я. "Краткосрочные прогнозы дат появления плавучего льда и установления ледостава на реках Оке и Клязьме".

Руководитель канд.техн.наук, доц. Ю.М. А л е х и н.

Работа посвящена исследованию применимости существующих методов краткосрочных прогнозов дат появления плавучего льда и установления ледостава к условиям рек Оки и Клязьмы.

Подробно рассмотрен метод В.Д.Комарова, Л.Г.Шуляковского и особенно большое внимание уделяется новому методу Л.Г.Шуляковского, разработанному им в 1958 г.

Пользуясь этим методом, автором получены прогностические зависимости для прогноза дат появления плавучего льда на р. Оке

для пп.Копаново, Калуга, Серпухов, Щурово, Рязань, Елатьма, Муром, Новинки, Нижний Ивбылец и на р.Клязьме для пп.Ковров и Вязники.

Для получения прогностических зависимостей установления ледостава был применен также метод Л.Г.Шуляковского.

По этому методу получены прогностические зависимости для участков р.Оки в п.Рязань-Копаново, Копаново-Елатьма, Елатьма-Муром, Муром-Н.Ивбылец, Ковров-Вязники.

Расчет даты появления плавучего льда по методике Л.Г.Шуляковского 1958 г. был произведен для р.Оки у п.Новинки за 1941-1954гг., для участка р.Оки п.Муром-Сапун за 1941-1958 гг.

1961 г.

Д у д и н с к и й С.Я. "Максимальный сток весеннего половодья рек бассейна Верхнего Днепра".

Руководитель канд.техн.наук, доц.И.Ф. Г о р о ш к о в.

В работе рассмотрены вопросы формирования весеннего половодья по данным 58 пунктов с продолжительностью периодов наблюдений до 75 лет.

Для расчетов максимальных расходов рекомендована формула редуccionного типа. Даны параметры этой формулы для всех пунктов наблюдений и произведено сопоставление с наблюдаемыми максимумами. Проектирование выполнено по моделям наблюдаемых паводков.

Приведены кривые обеспеченности максимальных расходов и слоя весеннего половодья, а также построены карты изолиний среднего многолетнего слоя половодья и максимального элементарного стока.

К а в р о в А.В. "Исследование скоростей и времени добега-ния дождевых паводков на реках Дальнего Востока".

Руководитель канд.техн.наук, доц.И.Ф. Г о р о ш к о в.

Работа посвящена исследованию скорости и времени добега-ния дождевых паводков на реках Дальнего Востока.

Использованы данные наблюдений над скоростями течения в 44 створах для 64 паводков. Анализируется изменение скоростей во время наводков и по длине реки на участках между створами наблюдений.

В результате анализа скоростей добега-ния пиков паводка получен вывод, что в качестве расчетной скорости следует принимать среднюю скорость за время подъема паводка в замыкающем створе.

Кроме того, в работе рассмотрены скорости продвижения волн паводков и зависимости скоростей течения от расходов, уклонов и площади водосборов.

У р ы в а е в А.П. "Анализ формирования и расчет максимального дождевого стока малых водосборов Южного Приморья".

Руководитель д-р техн.наук, проф.Д.Л. С о к о л о в с к и й.

Анализ формирования максимального стока произведен по материалам наблюдений над стоком за 1957-1959 гг. и осадками на 6 логах Приморской стоковой станции.

Характеристика формирования паводков и величин потерь произведена по совместным наблюдениям над осадками и стоком в замыкающих створах водосборов района.

Наблюденные максимальные расходы оценены путем сопоставления их с осадками и дается вывод, что обеспеченность этих максимумов больше или равна 50%. Определение максимальных расходов воды редкой повторяемости произведено по методу Дальгипротранса, объемной и редукционной формулам.

Анализируя гидрографы паводков на логах, автор делает вывод о неприменимости для этих условий существующих методов схематизации паводков, а также метода изохрон, относящегося к случаю поверхностного стока, не имеющего места в данных условиях.

В результате анализа данных автор приходит к выводу о том, что наблюдения на этой станции недостаточны для каких-либо надежных выводов ввиду слабой организации и недостатка самописцев.

1962 г.

В и н н и к о в С.Д. "Долгосрочные прогнозы стока р.Оби для планирования работы Новосибирской ГЭС".

Руководитель канд.техн.наук, доц.Ю.М. А л е х и н.

В работе приведены результаты исследований методов долгосрочных прогнозов стока р.Оби (прогноз объема весенне-летнего стока и среднемесячных расходов в весенне-летний период). Большое внимание уделяется анализу процесса формирования стока в горных районах.

В результате исследований даны рекомендации по улучшению долгосрочных прогнозов путем учета запасов воды к началу таяния снега и характеристик циркуляции атмосферы (Г.Я.Вангенгейма) в апреле.

Для прогноза среднемесячных расходов воды р.Оби у Барнаула автор рекомендует применять так называемый метод "типового графика", основанный на генетической формуле стока.

Автор предлагает оригинальный способ типизации графика распределения среднемесячных расходов воды в этом створе за период апрель-август по объему стока, средней температуре апреля и интенсивности восточного переноса воздушных масс. Эта типизация позволяет прогнозировать среднемесячные расходы с наибольшей заблаговременностью до пяти месяцев со средней ошибкой 20% (для различных месяцев от 8 до 33%).

Проведенные исследования показали наличие зависимости стока от процессов восточного переноса воздушных масс, а также возможность долгосрочного прогноза гидрографа за вегетационный пе-

риод в створе г.Барнаула.

В о л к о в В.А. "Анализ и методика расчета максимального стока бассейна Средней Оби".

Руководитель д-р техн.наук, проф.Д.Л.С о к о л о в с к и й .

В работе исследованы методы расчета максимального стока на территории бассейна Оби от г.Новосибирска до впадения р.Иртыша.

Всего в работе приведены и использованы сведения о максимальном стоке по 44 пунктам с продолжительностью периодов наблюдений от 10 до 26 лет. Вычислены параметры кривых обеспеченности максимальных расходов и слоев весеннего половодья.

Расчеты максимальных расходов $P\%$ обеспеченности рекомендуется производить по редуccionной формуле с учетом слоя весеннего стока, а также по объемной формуле. Для расчета гидрографов половодий рекомендованы методы Г.А.Алексеева и Д.Л.Соколовского.

Д ы с к и н а Н.Б. "Водные ресурсы рек бассейна Верхнего Енисея".

Руководитель д-р техн.наук, проф.Д.Л. С о к о л о в с к и й .

В работе рассмотрены водные ресурсы Верхнего Енисея, включая бассейн р.Абакан.

Дан подробный анализ гидрологической изученности района и оценка исходных данных, выявлены имеющиеся неточности в подсчете стока.

Произведено гидрологическое районирование территории по характеру режима и внутригодовому распределению стока рек. Выделено четыре района: реки степной и лесостепной территории Тувинской котловины, горнолесной зоны Тувы, Минусинской котловины, горной системы Сайн, дается характеристика основных черт режима рек этих районов.

Для каждого гидрологического района произведен расчет внутригодового распределения стока рек, дан анализ средних многолетних модулей стока и изменчивости годового стока, получены зависимости коэффициентов вариации годового стока от высотного положения бассейна и среднего модуля стока, построена карта изолиний среднемноголетнего стока; произведен анализ максимальных расходов весеннего половодья, разработаны параметры редуccionной формулы максимальных расходов воды для территории в зависимости от высоты бассейна.

Ж е л т и к о в Ю.Т. "Норма и изменчивость годового стока рек Заволжья".

Руководитель канд.техн.наук, доц.И.Ф. Г о р о ш к о в .

Анализ распределения нормы стока произведен по 74 пунктам.

На всей рассматриваемой территории выделено пять гидрологических районов, отличающихся друг от друга по условиям форми-

рования стока. Построена карта изолиний нормы стока и даны величины поправок к ней для малых водотоков. Кроме того, предложены районные эмпирические формулы, выражающие зависимость нормы стока от площади бассейна.

В работе произведен анализ изменчивости годового стока, построена схематическая карта изолиний коэффициента вариации, а также предложены районные формулы для определения коэффициентов вариации в зависимости от нормы стока.

Ж у р а в л е в а Л.Л. "Расчетные нормы максимального стока на реках Сахалина по материалам экспедиции ЛГМИ 1962 г."

Руководитель канд.геогр.наук Ю.М. Г е о р г и е в с к и й.

В работе предложена методика расчета максимальных расходов воды рек Сахалина, разработанная на материалах экспедиционного обследования 70 водотоков и стационарных наблюдений над стоком в 19 пунктах ГМС.

Для водотоков, обследованных экспедицией, приведены сведения о площади водосбора, уклоне, густоте речной сети, заболоченности и залесенности и величине расхода воды, определенного по меткам ГВВ. Для пунктов наблюдений ГМС вычислены параметры кривых обеспеченности и величины расходов заданной вероятности превышения.

В работе произведена обработка суточных максимумов осадков и слоя дождя по 13 метеостанциям с продолжительностью периодов наблюдений до 24 лет. По трем пунктам построены зависимости интенсивности осадков от продолжительности.

Расчет максимальных расходов рекомендуется производить по редуccionной формуле. Проектирование дождевых паводков произведено в работе методом единичного гидрографа.

М и н е в и ч Т.З. "Современные возможности применения электронных вычислительных машин в гидропрогнозах".

Руководитель канд.техн.наук, доц. Ю.М. А л е х и н.

В работе дается обзор существующих методов расчета неустановившегося движения воды в естественных руслах и описываются возможности применения для этих расчетов электронно-вычислительных машин.

В работе приведены выполненные автором на электро моделирующих устройствах расчеты и прогнозы водн попусков из водохранилища Ивановской ГЭС и дождевых паводков на р.Колыме - п.Дусканья.

Расчеты трансформации паводочных волн на участке нижнего бьефа Ивановской ГЭС производились на основе метода Г.П.Калинина и П.И.Милюкова.

Проведенные автором исследования показали, что расчеты трансформации паводочных волн и прогнозы дождевых паводков с помощью электро моделирующих установок по точности не уступают аналитическим методам, при очень небольших затратах рабочего времени.

П о л я к о в Ю.К. "Влияние озерности на режим стока рек Карельской АССР".

Руководитель канд. техн. наук А.А. С а м о х и н.

В работе исследовано влияние степени озерности бассейнов на характеристики речного стока на примере рек Карелии. Для этого использовано 22 бассейна с озерностью до 21% и продолжительностью периодов наблюдений до 36 лет.

Р у б ц о в И.Г. "Режим стока малых водотоков по материалам Придеснянской стоковой станции".

Руководитель д-р техн. наук, проф. Д.Л. С о к о л о в с к и й.

Анализ режима произведен по материалам наблюдений над стоком на 8 опытных водосборах Придеснянской станции с периодами наблюдений над стоком до 31 года.

В работе выявлено влияние степени облесенности на характеристики речного стока малых водосборов, не дренирующих постоянных водоносных горизонтов. Все выводы в работе обоснованы табличными и графическими материалами.

С т а р о д у б ц е в а Г.Г. "Оценка длительности и повторяемости маловодных и многоводных периодов на реках Европейской территории СССР".

Руководитель канд. геогр. наук, доц. К.П. В о з н е с е н с к и й.

В работе произведено моделирование длинных тысячелетних рядов годовых значений стока рек по методу Монте-Карло, примененному в СССР впервые Г.Сванидзе.

Моделирование произведено для случаев отсутствия связи между стоками за смежные годы на примере р. Чир (п. Обливская) и наличия коррелятивной связи между величинами годового стока смежных лет на примере р. Западной Двины (г. Витебск).

В результате статистической обработки получаемых 1000-летних рядов установлена длительность группировок маловодных, средних по водности и многоводных рек. В работе даются карты водности рек ЕТС за маловодные и многоводные годы (1921, 1928, 1939, 1958 гг.), а также построены интегральные кривые отклонений стока от нормы для длинных рядов стока, моделированных по указанному методу.

2. Кафедра водных исследований

Тематика дипломного проектирования по кафедре водных исследований соответствует тем дисциплинам, которые входят в состав кафедры. Многие дипломные проекты выполнены по реальным темам родственных научно-исследовательских или проектных институтов и производственных организаций (ГГИ, ВНИИГ им.Веденеева, Гидроэнергопроект, Северо-Западное УГМС и др.).

За последние годы ряд дипломных проектов был посвящен экспериментальному исследованию комбинированных гидрометрических сооружений, исследованию на приборах ЭГДА фильтрационного потока под гидрометрическими сооружениями, составлению проектов конкретных гидрометрических сооружений.

В дипломных проектах нашли отражение гидрофизические исследования конкретных объектов: термический и ледовый режим рек и водохранилищ, вопросы борьбы с вредным воздействием льда на гидротехнические сооружения, закономерности движения почвенной влаги в процессе испарения и др.

Значительное место среди дипломных проектов занимают работы, посвященные вопросам водного хозяйства и водохозяйственным расчетам проектируемых Гидроэнергопроектом крупных гидроузлов на Ангаре, Амуре, Енисее и др.

1959 г.

А р с е н ь е в Г.С. "Комплексное использование стока р.Амура на Амазарской ГЭС".

Руководитель канд.техн.наук, доц.В.А. Б а х т и а р о в.

Несмотря на большие методические трудности, в работе успешно решается задача определения параметров водохранилища Амазарской ГЭС и составления характеристик зарегулированного режима в контрольном створе у Гродеково, удаленном на значительное расстояние вниз по течению реки от створа Амазарской ГЭС. В частности, показано, что одним Амазарским водохранилищем проблема борьбы с наводнениями на среднем участке Амура не может быть решена. Поэтому сделана попытка оценить влияние и водохранилища на р.Зее. Совместная работа этих водохранилищ (Амазарского и Зейского); как показывают расчеты, успешно решает задачу борьбы с наводнениями на Среднем Амуре.

В работе также решены и другие задачи комплексного использования водных ресурсов Амура на Амазарской ГЭС - гидроэнергетики, водного транспорта и др.

Ч е н - В е й - ц а в н ь "Сопоставление различных методов определения испарения с водной поверхности и оценка его величин на территории К.Н.Р".

Руководитель ассистент С.И. Д м и т р и е в.

В работе дан обзор методов определения испарения с водной поверхности. Выполнены расчеты величины испарения с малых во-

доемов для значительного количества пунктов, расположенных в различных климатических зонах СССР. В результате сопоставления расчетных данных об испарении с "наблюденными" было установлено, что из наиболее распространенных эмпирических формул (применяемых для расчета величины испарения с малых водоемов) удовлетворительные результаты для всех климатических зон СССР дает только формула Б.Д.Зайкова. При этом в качестве "наблюденных" для рассматриваемых пунктов были приняты величины испарения, соответствующие показаниям наземного испарителя ГГИ-3000, исправленным на величину переходного (редукционного) коэффициента.

На основе значительного количества данных, относящихся к различным климатическим зонам СССР, составлена номограмма, которой устанавливается зависимость величины испарения с водной поверхности от температуры и абсолютной влажности воздуха.

Полученная зависимость позволила оценить величину испарения с водной поверхности для 54 пунктов К.Н.Р. и затем составить для этой территории схематические карты норм испарения.

1960 г.

Каган И.А. "Влагообмен в водонасыщенных почво-грунтах".

Руководитель ассистент С.И. Дмитриев.

На основе анализа современных теорий и гипотез, объясняющих движение влаги в водонасыщенных почво-грунтах, составлено дифференциальное уравнение влагопроводности.

Выполненные лабораторные эксперименты по исследованию движения влаги в водонасыщенных грунтах позволили получить значения коэффициента влагопроводности для грунтов с различной крупностью частиц.

При этом была предпринята попытка исследовать характер изменения коэффициента влагопроводности в зависимости от температуры и степени увлажнения грунта.

Каминарова А.З. "Анализ различных методов гидротехнического и фильтрационных расчетов гидрометрических сооружений водосливов (на примере ВНИГЛ)".

Руководитель канд. техн. наук, доц. В.А. Берг.

Работа посвящена сопоставлению различных способов вычисления фильтрационного противодействия на подземный контур гидрометрических водосливов малого напора.

На основе сопоставления различных аналитических способов вычисления фильтрационного противодействия на подпорные сооружения малого напора с результатами определения фильтрационного противодействия на лабораторном приборе ЭГДА показано преимущество этого последнего способа по сравнению с другими.

В работе показано также, что использование сложных теоретических способов вычисления фильтрационного противодействия для сооружений малого напора, каковыми являются гидрометрические водосливы, не оправдываются получаемыми результатами по сравнению с затратой труда на их выполнение.

Л о п у х о в а Е.Л. "Противопаводочное и транспортно-энергетическое регулирование стока р.Амура водохранилищем Кузнецовской ГЭС".

Руководитель канд.техн.наук, доц. В.А. Б а х т и а р о в.

Дипломный проект посвящен рассмотрению комплекса вопросов водного хозяйства, решаемых постройкой на Амуре, несколько выше впадения р.Зей, Кузнецовской ГЭС.

На основе изучения естественного режима паводков в бассейне р.Амура и возможностей регулирования их водохранилищами в работе показано, что проблема борьбы с наводнениями в среднем течении реки радикально может быть решена лишь в результате постройки двух водохранилищ - Кузнецовского на р.Амуре и Зейского на р.Зее. Этот вывод подтверждается результатами тщательно выполненных водохозяйственных расчетов. В проекте показано также огромное значение Кузнецовского гидроузла и в решении других народнохозяйственных задач (гидроэнергетики и водного транспорта). Определены водохозяйственные параметры водохранилища и подробно разработаны водноэнергетические характеристики ГЭС.

В заключительной части расчета дается оценка технико-экономических показателей ГЭС.

1961 г.

С е р г е е в а А.И. "Анализ элементов водного баланса малых водосборов лесной зоны".

Руководитель ассистент С.И. Д м и т р и е в .

В работе выполнен анализ полученных за последние 14 лет данных наблюдений за гидрологическим режимом ряда опытных водосборов Прибалтийской стоковой станции.

В результате этого анализа были выбраны наиболее репрезентативные пункты наблюдений на исследуемых водосборах. По данным наблюдений по этим пунктам за один гидрологический год (1959-1960) вычислены величины составляющих уравнения водного баланса для исследуемых водосборов.

При расчете составляющих уравнения водного баланса водосборов использовались новейшие методы, рекомендуемые ГГИ.

Т р о ф и м о в а С.И. "Экспериментальное гидравлическое исследование совместной работы контроль-порога с водомерным лотком".

Руководитель канд. техн. наук, доц. В.И. П о л т а в ц е в.

Основной задачей являлась экспериментальная проверка методи-

ки расчета пропускной способности и изучение гидравлических условий совместной работы контроль-порога с водомерным лотком на модели комбинированного водомерного сооружения, запроектированного Отделом экспериментальных сооружений ГИ на р.Балцата Молдавской стоковой станции.

В работе излагаются основные задачи и программа исследования, приводится описание экспериментальной установки и методики проведения опытов.

Опытами подтверждается приемлемость принятой схемы расчета контроль-порога с наклонной к оси потока верхней гранью порога. Однако вычисленные в проекте расходы по формуле водослива практического профиля значительно отличаются (до 25%) от измеренных на модели. Расчет же по формуле водослива с широким порогом дает хорошее совпадение с данными опытов.

Эксперименты дали возможность выяснить влияние промежуточного бычка-колодца на пропускную способность сооружения, условия и границы затопленного истечения, роль расхода лотка в общем расходе сооружения при равном его значении и ряд других вопросов.

Успенский С.К. "Экспериментальное исследование комбинированного гидрометрического сооружения на р.Балцата"

Руководитель канд. техн. наук, доц.В.И. Полтавец.

Основной задачей являлось экспериментальное изучение местного размыва в нижнем бьефе комбинированного гидрометрического сооружения на р.Балцата Молдавской стоковой станции.

Выполненные эксперименты дали возможность выяснить характер сопряжения бьефов на разных условиях работы сооружения, интенсивность размыва русла в нижнем бьефе и размеры образующейся здесь воронки размыва.

Выполнены также расчеты сопряжения бьефов и глубины и длины воронки размыва по методам разных авторов (Чертоусова, Внаго, Россинского-Гончарова и Гальперина) и произведено сопоставление результатов расчета с данными опытов, что носит, конечно, приближенный характер.

Расчет глубины воронки размыва по разным методам дает значительные отклонения, что говорит о недостаточной разработанности этого вопроса.

Анализ полученных результатов позволил сделать вывод о том, что расчет глубины воронки размыва в проекте по методу Чертоусова дает значительно заниженную величину и принятые в проекте длина водобоя и глубина низового экрана не гарантируют сооружение от подмыва.

На основании этого сделан вывод о необходимости увеличения длины рисбермы до 20 м и увеличения глубины низового экрана.

Весьма целесообразным является в данных условиях устройство гасителей энергии на рисберме. Эффективность этого проверена

путем постановки дополнительных опытов с двумя типами гасителей.

Ш м и д т Т.С. "Регулирование стока р.Буреи Желундинским водохранилищем в энергетических целях и в целях борьбы с наводнениями".

Руководитель инж. А.Н. К о м а р о в.

В работе дано описание схемы использования р.Буреи и устанавливается связь этой схемы с задачами комплексного использования водных ресурсов всего бассейна р.Амура. На основе проведенных расчетов и анализа выявлена роль Желундинской ГЭС как наиболее эффективного объекта гидростроительства на р.Буреи, вследствие чего она вполне обоснованно выдвинута в качестве первоочередной.

Желундинское водохранилище, существенно регулирующее сток Буреи, будет оказывать заметное влияние на срезу паводков Амура лишь в те годы, в которых участие Буреи в формировании паводков на Амуре большое.

Показана роль Желундинского водохранилища в решении задачи борьбы с наводнениями как в долине самой Буреи, так и в долине Амура. Успешно были решены и задачи использования водной энергии на Желундинской ГЭС, диспетчерского регулирования стока, технико-экономической оценки водохозяйственных мероприятий и др.

Ш у л ь м а н Ю.В. "Водноэнергетические характеристики Тувинской ГЭС и влияние ее на работу Красноярской ГЭС".

Руководитель канд.техн.наук, доц.В.А. Б а х т и а р о в.

Наличие огромных гидроэнергетических ресурсов на р.Енисее создает предпосылки для форсированного строительства на ней крупнейших гидроэлектростанций. Работа посвящена одной из таких гидроэлектростанций - Тувинской.

С постройкой Тувинской ГЭС наряду с решением основной энергетической задачи получают соответствующее развитие также и другие важные проблемы водного хозяйства - водный транспорт, регулирование весенних половодий и рыбное хозяйство.

В работе наиболее подробно разработаны водноэнергетические характеристики ГЭС для окончательно выбранных ее параметров - НПГ, ГМО и полеовой емкости водохранилища - на основе тщательно составленных диспетчерских графиков регулирования стока. В проекте также рассмотрены вопросы влияния водохранилища Тувинской ГЭС на работу строящейся Красноярской ГЭС - ее гарантированную мощность и среднюю годовую выработку электроэнергии. В заключении проекта дана оценка технико-экономических показателей ГЭС в сопоставлении с показателями других наиболее эффективных гидроэлектростанций СССР.

1961-1962 гг.

Т а н Х а й - С и н, Г о с т е в а И.А., Ж у к о в а В.Г.
"Исследование фильтрационного потока под напорными гидрометрическими сооружениями на приборах ЭГДА".

Руководитель канд.техн.наук, доц.В.А. Б е р г.

Работы посвящены одной теме, а именно: рассмотрению вопросов фильтрации под напорными гидрометрическими сооружениями на плоских и пространственных моделях ЭГДА. Рассматривались гидрометрические сооружения с боковым сжатием и без сжатия, при близком и глубоком расположении водоупора и при различной глубине противофильтрационных шпунтовых стенок.

В результате исследований выяснилось, что гидрометрические водосливы надо рассматривать как пространственную задачу фильтрации, так как недоучет фильтрации в обход водослива приводит к значительному снижению фильтрационного расхода, а также искажает общий характер фильтрационного противодействия на подвешенный контур сооружений.

Разработана методика исследований на пространственных моделях ЭГДА и подробно рассмотрены различные материалы для изготовления пространственных моделей.

1962 г.

Г и н к о Н.С. "Экспериментальные исследования работы гидрометрического сооружения и опыт применения расходомеров в системе ГУГМС".

Руководитель канд.техн.наук, доц.В.И. П о л т а в ц е в.

Работа посвящена изучению опыта эксплуатации расходомеров в Гидрометслужбе СССР. Дано также описание и анализ результатов выполненного в лаборатории ЛГМИ экспериментального исследования комбинированного расходомера конструкции Л.К.Неймана.

В результате систематизации и анализа этих материалов делается вывод об основных причинах неудовлетворительной работы расходомеров и приводятся некоторые рекомендации по устранению их недостатков.

В лаборатории ЛГМИ была изготовлена модель комбинированного расходомера Л.К.Неймана и произведено экспериментальное изучение условий его работы.

Сооружение состоит из трапецеидального водослива и бетонированного резервуара в верхнем бьефе сооружения.

Опыты подтвердили, что предложенная конструкция сооружения обеспечивает возможность быстрого освобождения от наносов верхнего бьефа сооружения даже при полном его занесении наносами, а также и возможность измерения твердого стока.

Результат этой работы дает основание рекомендовать внедрение этого типа расходомера на водотоках, несущих большое количество наносов.

3. Кафедра гидрогеологии

Специализация студентов-гидрологов по кафедре гидрогеологии и геологии началась с 1957 г. За это время на кафедре защитили свои дипломные работы 38 студентов. Тематика дипломных работ подбиралась полностью по заявкам гидрологических режимных станций геологической службы СССР, проектных и научно-исследовательских институтов, гидрометуправлений, а также была связана с темами кафедры гидрогеологии, выполнявшимися по содружеству.

Темы дипломных работ охватывали вопросы формирования и режима подземных вод и условий использования подземных вод для целей водоснабжения. Ряд дипломантов разрабатывали вопросы подземного стока и его связи с поверхностным стоком, проводили расчеты баланса грунтовых вод, составляли проекты опытно-балансового участка для службы прогнозов режима грунтовых вод. В ряде работ разрабатывались вопросы прогноза режима подземных вод при заполнении крупных водохранилищ и после сооружения систем орошения. Дипломные работы 1962 г. имели большое практическое значение, решая вопросы водоснабжения городов и крупных населенных пунктов.

Среди дипломных работ, начиная с 1958 г. можно выделить ряд наиболее интересных, имеющих практическое и методическое значение.

1958 г.

В и н о г р а д о в а А. "Опыт исследования подземного питания рек по материалам Прибалтийской стоковой станции".

Руководитель канд. геогр. наук, доц. Г. Л. А к у л о в.

Тема работы связана с одной из наиболее актуальных проблем современной гидрогеологии и может быть использована при решении ряда задач, связанных с рационализацией водного хозяйства и проектированием сооружений Латвийской ССР.

Приводятся данные физико-географических условий, обуславливающих формирование подземного и поверхностного стока. На основе анализа режимных данных проведено исследование роли подземных вод в питании местных водотоков методом расчленения гидрографов по трем схемам (ГГИ, А. В. Огиевского и Б. В. Полякова).

Сопоставление полученных результатов с гидрогеологическими условиями района позволило сделать вывод, что полученные по методу расчленения гидрографов величины подземного стока (21%) явно занижены для изучаемого района. Разработан проект дополнительных гидрогеологических исследований, необходимых для количественной оценки роли подземного стока в питании рек.

Г у с е л ь н и к о в а Э. В. "Влияние нагонных явлений на р. Неве на режим грунтовых вод г. Ленинграда".

Руководитель канд. геолого-минерал. наук, доц. Б. Д. Р у с а - н о в.

Для успешного решения вопросов, связанных с промышленным и коммунальным строительством в Ленинграде, существенное значение имеет знание гидрогеологических условий и режима грунтовых вод на территории города и влияния поверхностных вод р.Невы и каналов на режим грунтовых вод. Приведен материал по режиму р.Невы, о наводнениях и нагонных явлениях за многолетний период и подобраны характерные факты изменения режима грунтовых вод в зависимости от подъема уровней в реке. Сделаны весьма существенные выводы о распространении подпора грунтовых вод поверхностными водами по площади и в зависимости от литологического состава и фильтрационных свойств водоносных горизонтов. Установлены четыре типа режима грунтовых вод, зависящих главным образом от гидрометеорологических факторов, и выделены районы, где они наблюдаются. Также установлено, что влияние нагонных явлений на р.Неву в связи с их непродолжительностью во времени распространяется лишь на небольшое расстояние от реки (порядка 1,0-1,5 км) и для различных участков не одинаково. Выделены три участка, на которых сказываются явления подпора уровня грунтовых вод. Даны рекомендации о необходимости продолжения изучения влияния нагонных явлений на режим грунтовых вод и о выборе мест для бурения дополнительных наблюдательных точек.

1959 г.

Сейнова И.Б. "Режим артезианских водоносных горизонтов Терско-Кумского бассейна".

Руководитель канд. геолого-минерал. наук, доц. Б.Д. Русанов.

Целью работы было установление связи режима артезианских вод Терско-Кумского бассейна с режимом рек в области питания и объяснение наблюдающегося с 1946 г. падения уровня и дебита воды в глубоких скважинах.

Дано обстоятельное описание геологических и гидрогеологических условий бассейна и данных режимных наблюдений по скважинам.

Приведены сведения о пяти основных эксплуатируемых водоносных горизонтах, даны границы распространения, глубина залегания, мощности, состав водовмещающих пород, высота пьезометрического уровня. Дана подробная характеристика режима уровня, температуры и минерализация.

Установлена связь между изменениями водности рек в области питания и режимом уровней скважин артезианских горизонтов. Уменьшение водности рек в области питания в многолетнем разрезе повлекло за собой уменьшение питания и все прогрессирующее снижение напоров, а следовательно, и ресурсов артезианских горизонтов Терско-Кумского бассейна.

Приводятся расчеты, предопределяющие возможность прогноза

уровенного режима подземных вод. Составлен график связи уровня артезианских вод и водности р.Терека. Полученная зависимость дает возможность судить о связи режима артезианских вод с областью питания и объясняет падение уровня в скважинах влиянием многолетних колебаний климатических характеристик.

С о к о л о в а Л.В. "Роль поверхностного стока в формировании пика паводка Таицких источников и прогноз их стока".

Руководитель канд.геогр.наук, доц. Г.Л. А к у л о в.

Дано описание физико-географических, геологических и гидро-геологических условий территории. Критически рассмотрены существующие методы прогноза стока источников по формуле Майе и найдены пути ее применения для источников с большим дебитом, которые характерны для северной части Силурийского плато. Найдены связи уровней воды в скважинах с расходом источников, проведено расчленение пика паводка на поверхностный и подземный сток и разработана методика прогноза стока источников.

По сравнению с предыдущими расчетами Силурийской станции, предлагается довольно простой способ нахождения формулы для коэффициентов истощения, который позволяет ограничиться оставлением только одной корреляционной таблицы вместо двух.

Р о м а н о в Е.П. "Прогноз расчета Хревицких источников на периоды летнего и зимнего спада".

Руководитель канд.геолого-минерал.наук, доц.Б.Д. Р у с а н о в.

Целью работы является обоснование и вычисление формулы прогноза подземного стока Хревицких источников, формирующих р.Хревицу. Удалось очень точно выразить коэффициент регрессии в формуле прогноза как линейную функцию двух переменных (начального расхода и времени спада). Это выгодно отличает полученную формулу от более сложных расчетов, производившихся Силурийской партией. Расчеты облегчаются графиками. Дан также расчет поверхностного стока и оценка его в количественном отношении.

1960 г.

Е ф и м о в а Л.К. "Роль поверхностных водотоков в дренировании карстовых вод на Эстонском месторождении горючих сланцев и величина вторичного обводнения месторождения по данным гидрометрических наблюдений".

Руководитель канд.геогр.наук, доц. Г.Л. А к у л о в.

Обобщены результаты многолетней работы по определению величины вторичного обводнения месторождения. Излагается подробное описание методики измерения величины вторичного обводнения по водоотливным каналам. Впервые построены графики зависимости коэффициента поглощения от величины откачки.

Предлагается способ прогноза водопритоков в шахты и на основании этого прогноза вторичного обводнения.

Даются рекомендации по дальнейшим мероприятиям для более глубокого изучения режима ~~на~~хтных вод.

Помимо теоретического значения, работа имеет большой практический интерес, тем более что подобные исследования начаты впервые.

С а в о с т ь я н о в а В.П. "Некоторые закономерности изменения режима грунтовых вод под влиянием орошения в Каменной степи".

Руководитель канд.геогр.наук, доц.П.Н. М о р о з о в.

В настоящее время в связи с освоением целинных и залежных земель методика производства орошения приобретает первостепенное значение. Установлены общие характерные изменения в режиме грунтовых вод под влиянием различных способов орошения.

Рассматриваются три орошаемых участка:

1) поверхностного орошения, 2) орошения каналами, 3) дождевания.

Приводятся данные физико-географических и гидрогеологических условий и дается характеристика литологического состава грунтов. Дается анализ изменения режима грунтовых вод.

Сопоставлены сроки полива при различных методах орошения, сделан вывод о преимуществах отдельных методов орошения в зависимости от литологических условий, норм полива и характера возделываемых культур.

С м и р н о в а Н.С. "Влияние орошения на режим грунтовых вод на территории Нижне-Донской оросительной системы".

Руководитель канд.географ.наук, доц.Г.Д. А к у л о в.

В районе Нижне-Донской оросительной системы отмечено прогрессивное поднятие уровня грунтовых вод. Проведено исследование режима грунтовых вод в различных условиях и сделан анализ причин, вызывающих подъем, что создало угрозу заболачивания и вторичного засоления почв. Величина колебания уровня грунтовых вод в большинстве своем зависит от расстояния до магистрального канала. При создавшихся условиях, кроме общих мероприятий (соблюдение норм полива, недопущение прорыва дамб и ликвидация сильно фильтрующих участков на канале), необходимо проводить общий дренаж путем строительства более эффективной горизонтальной дренажной системы.

1961 г.

Б е в н о с ж к о в а Н.В. "Определение величины подземного питания мелких рек (на примере работ Северо-Украинской гидрогеологической станции)".

Руководитель канд.геогр.наук, доц.Г.Л. А к и м о в.

В общей части дается характеристика физико-географических особенностей, геологического строения и гидрогеологических ус-

ловий. В специальной части представлены различные методы расчета подземного питания рек.

Дана критическая характеристика ряда применяемых методов подсчета. Наиболее близким к природным условиям является метод конечных разностей Б.И. Куделина, который учитывает динамику подземного стока во времени, а также гидрогеологические условия района. Работа может иметь практическое значение в деле проектирования гидротехнических сооружений на мелких реках страны.

Д р е й е р М.А. "Проект опытнобалансового участка для службы прогнозов режима грунтовых вод Чуйской гидрогеологической станции".

Руководитель канд. геолого-минерал. наук, доц. Б.Д. Р у с а н о в.

На территории Киргизской ССР распространено поливное земледелие, что требует углубленного изучения режима и баланса подземных вод для разработки региональных мероприятий по улучшению мелиоративного состояния орошаемых земель, для составления прогнозов изменения режима и баланса.

В работе описаны природные условия Чуйской впадины (разобрано геологическое строение и гидрогеологические условия) и дана методика гидрогеологических наблюдений за режимом вод в зоне аэрации как связующего звена между атмосферой и грунтовыми водами.

Экспериментальные методы определения элементов водного баланса позволяют выявить главные его составляющие и дать количественную и качественную оценку последних.

Наличие фактических данных о величине инфильтрационного питания, подразделенного на питание за счет атмосферных осадков и поливных вод, дает возможность упростить решение задачи прогноза изменения уровня на интеграторе Лукьянова. Кроме того, полученные данные об испарении, инфильтрации, оттоке и притоке вод позволяют решать уравнение в конечных разностях относительно меняющихся по времени мощностей потока и напоров.

И в а н о в а Г.И. "Расчет эксплуатационных запасов подземных вод в пункте с крупным водозабором (на примере территории крупного города, эксплуатирующего бучакско-каневский водоносный горизонт)".

Руководитель канд. геогр. наук, доц. П.Н. М о р о з о в.

Водоснабжение города осуществляется за счет напорных и безнапорных подземных вод. Собран большой режимный материал и на основе тщательного гидрогеологического анализа произведен расчет эксплуатационных запасов подземных вод. Учитывая конкретные гидрогеологические условия, для расчета применен метод депрессионных воронок, разработанный Н.А. Плотниковым. Для контроля полученных результатов расчета использован также более упрощенный метод по данным откачек из одиночной скважины.

1962 г.

Т а р а с о в а В.Р. "Возможность использования аллювиальных вод для целей улучшения водоснабжения крупного населенного центра".

Руководитель канд.геогр.наук, доц.П.Н. М о р о з о в.

Дана краткая сводная характеристика физико-географических и геолого-гидрогеологических условий и на основе этого сделан подсчет водообильности аллювиальных отложений большой долины. Для правильного обоснования выводов и рекомендаций приведен ряд формул, взаимно друг друга проверяющих. Из них выбрана наиболее целесообразная и приемлемая к местным условиям для оценки водообильности аллювиальных отложений, а также для расчета возможных максимальных дебитов эксплуатационных скважин. Рекомендации по расположению этих скважин по прямой и прямоугольной схеме могут быть использованы при составлении проекта дополнительного водоснабжения города.

Ф е д о р о в а Л.А. "Сравнительная оценка вариантов водоснабжения г.Луги за счет использования подземных и поверхностных вод".

Руководитель канд.геолого-минерал.наук, доц.Б.Д.Р у с а н о в.

Дана комплексная характеристика возможных источников водоснабжения и описание существующего водоснабжения. Для централизованного водоснабжения города рекомендуются подземные воды лужского и наровского водоносных горизонтов (и как возможного резервного водоносного горизонта ордовика и кембро-ордовика).

Выводы подкреплены соответствующими расчетами. Предложен ряд мероприятий по существенному улучшению, как в отношении качества, так и увеличения количества воды, используемой для питьевого водоснабжения.

4. Кафедра динамики русловых потоков

Тематика дипломных работ определялась в основном задачами научно-исследовательской работы кафедры, запросами производственных и научно-исследовательских организаций. С 1954 по 1962 г. на кафедре выполнено 153 дипломные работы.

В дипломных работах разрабатывались:

а) вопросы взаимодействия потоков основного русла и поймы. Эти вопросы входили составной частью в тематику научно-исследовательской работы кафедры. Студенты-дипломанты выполняли значительную часть экспериментальных работ, первичную обработку экспериментального материала, а также предварительный анализ и обобщение полученных данных.

Учитывая тот факт, что решение весьма сложной экспериментально-расчетной проблемы невозможно одним или даже группой студентов-дипломантов, на протяжении четырех лет разработкой отдельных вза-

Им связанных вопросов этой проблемы занималось девятнадцать студентов. Исходя из этого, ниже приведены аннотации не по каждой работе, представляющей известный научный, практический и методический интерес, а по группе работ;

б) вопросы методики исследований и прогнозов русловых процессов, связанных со строительством крупных регулирующих водохранилищ на реках СССР;

в) проекты оснащения гидроэлектростанций аппаратурой для автоматического измерения основных гидравлических параметров;

г) макеты новой гидрометрической аппаратуры;

д) вопросы методики гидрометрических работ на реках и методики анализа их результатов.

Учитывая, что опубликование аннотаций по всем работам было бы слишком громоздко, кафедрой выведен ряд работ, характеризующих указанные направления.

1959-1962 гг.

Чжан Юэ-се, Налетова Л.Е., Покровская Г.В., Доан-Кует-чунг и Халиулин Х.Г.
"Экспериментальный анализ вопросов взаимодействия потоков основного русла и поймы при условии совпадения их осей (для различных форм сечений русла)".

Руководитель д-р техн. наук, проф. В.Н. Гончаров.

Указанные дипломные работы посвящены экспериментальному исследованию кинематической структуры потоков основного русла и поймы в условиях их взаимодействия. Эксперименты производились на схематизированных моделях русла с поймой, выполненных в русловом лотке гидролаборатории ЛГМИ. Размеры модели следующие: длина 8,0 м, ширина русла с поймой изменялась от 2,06 до 2,47 м, ширина основного русла 30-40 см. При проведении экспериментов глубины основного русла изменялись в пределах от 1 до 12 см, а величина наполнения поймы соответственно от 1 до 6-7 см.

Серии экспериментов выполнялись на моделях с односторонней и симметричной двухсторонней поймами при нескольких значениях шероховатости основного русла и поймы, при взаимодействии руслового и пойменного потоков, а также при их изоляции. Роль изолятора выполняла стеклянная перегородка, установленная на бровках основного русла вдоль всего потока.

Форма сечений основного русла в экспериментах была прямоугольной, треугольной, параболической и трапециевидальной, а сечение поймы - прямоугольным.

В результате обработки экспериментальных данных и их анализа получен ряд выводов, характеризующих пропускную способность русел с поймой.

а) В результате массообмена между русловым и пойменным потоками происходит существенное уменьшение скоростей руслового и уве-

личение скоростей пойменного потоков. Коэффициент полезного действия такого массообмена изменяется от 10 до 25%. Безвозвратные потери энергии вызваны интенсивным вихреобразованием в зоне взаимодействия руслового и пойменного потоков;

б) установлено, что существующие гидравлические методы подсчета стока на руслах с поймой только за счет недоучета результатов взаимодействия руслового и пойменного потоков допускают ошибку до 20%;

в) получены графические зависимости, характеризующие изменение средних скоростей руслового и пойменного потоков с увеличением наполнения поймы;

г) даны рекомендации о необходимости увеличения числа вертикалей в зоне активного взаимодействия руслового и пойменного потоков при измерениях расходов воды на реках с поймой.

Валерианов Г.А., Потапов А.И., Доненберг В.М., Иванова А.А., Рогачевская Э.М., Семенова Е.М., Левашов А.А., Кожемякина К.А., Козлова Т.И., Киселева Э.В. и Рыжкова Л.С. "Экспериментальный анализ поля продольных скоростей, поперечных течений и свободной поверхности на сложном изгибе в пределах основного русла и при наличии затопленной поймы".

Руководители д-р техн.наук, проф. В.Н. Гончаров, ст. преподаватель Г.В. Иванов, канд. техн.наук Н.Б. Барышников.

В указанных работах рассматривается в экспериментальном плане комплекс вопросов, определяющих гидравлический режим потока и деформации русла на одиночном и сложном поворотах основного русла в условиях незатопленной и затопленной поймы. Исходные данные опытов были получены в экспериментальных работах 1959-1962 гг. на принципиальных моделях речного русла с различными углами и радиусами поворотов и с различной длины прямолинейными вставками между ними. Ширина основного русла на модели была равна 30-40 см, а поймы - 2,10-2,20 м. Глубины наполнения изменялись для основного русла от 2 до 12 см, а поймы - до 7 см.

В результате первичной обработки экспериментальных данных и их анализа получен ряд выводов, имеющих как научное, так и практическое значение.

а) при взаимодействии изгибов в потоке возникает два вихря циркуляции: нижний, определяемый условиями одиночного закругления, и верхний - остаточный от вышерасположенного закругления, имеющий обратное нижнему вихрю затухающее вращение;

б) смена знака циркуляции потока сопровождается формированием переката;

в) смещение водных масс потока возникает до входа на закругление и направлено к внутреннему берегу, меняя свое направление на обратное после центрального створа;

г) сложная форма эпюра распределения скоростей по глубине ос-

новного русла на его изгибах объясняется поступлением масс пойменного потока в русло реки;

д) пойменный поток приобретает ведущую роль в формировании юля продольных скоростей, когда глубины на пойме достигают значений, равных половине глубины основного русла.

1962 г.

С м и р н о в В.А. "Деформации русла р.Волги, вызванные строительством и эксплуатацией ГЭС им.ХХП съезда КПСС".

Руководитель канд.геогр.наук И.В. П о п о в.

В работе применен разработанный в ГГИ метод анализа и прогноза русловых деформаций к участку р.Волги длиной 45 км, находящемуся в нижнем бьефе Волжской ГЭС им.ХХП съезда КПСС между Волгоградом и Красноармейском.

Характер русловых деформаций на данном участке имеет большое значение для водоснабжения Волгограда, водозаборные сооружения которого находятся в Денежной воложке.

К и р и л л о в а К.И. "Гидрологическое обслуживание Мамаканской гидроэлектростанции".

Руководитель канд.техн.наук И.А. Ч е р н я т и н.

Основной задачей дипломного проекта являлась разработка схемы оснащения Мамаканской ГЭС контрольно-измерительной гидрологической аппаратурой, выбор типов приборов и методики их тарировки.

Решение этой задачи выполнено с учетом весьма суровых климатических условий района р.Мамакан. В соответствии с этим в работе приводится климатическая, гидрологическая и геологическая характеристики бассейна р.Мамакан.

В результате сопоставления различных типов приборов делается выбор рекомендуемых для данной ГЭС наиболее совершенных новейших типов аппаратуры. Подобранный комплект приборов преследует цель обеспечить повышение эффективности использования запасов водной энергии и возможность ведения постоянного учета стока.

Применение автоматизации в измерениях, записи и обработке полученных результатов облегчает работу обслуживающего персонала, уменьшает его численность и обеспечивает большую достоверность результатов измерений.

В ряде случаев рекомендуется применение оригинальной аппаратуры, обеспечивающей наибольшую надежность работы в суровых условиях Мамаканской ГЭС.

В настоящее время в связи с усилением деформаций в главном русле р.Волги у ряда местных организаций возникли опасения о возможности заноса этой воложки. Полученные в работе схемы русловых деформаций позволили прийти к выводу о прогрессирующем размыве Денежной воложки, а также уточнить прогнозы, данные Гидропроектом и ГГИ о ходе русловых деформаций на исследуемом участке.

1960, 1961 гг.

Маслеников С.М. и Яковлев В.А. "Исследование гироскопического датчика направления скоростей течений".

Руководители канд.техн.наук П.Н. Бурцев и доц. К.А. Зварькин.

Работы посвящены экспериментальным исследованиям имеющихся гироскопических указателей направления течения с точки зрения возможности их использования в качестве основы принципиально нового прибора для измерения направления течений при гидрометрических работах на сети гидрологических станций и в экспедициях. Был испытан ряд отечественных датчиков, в частности гироскопический указатель направления с пневматической коррекцией, и были даны рекомендации по его использованию в конструируемом приборе.

Выводы и рекомендации дипломантов были использованы при конструировании в настоящее время освоенного производством гироскопического указателя направления течений.

Щеглова Л.С. "Гидрометеорологическое обслуживание ГЭС и опыт работы расходомеров на Нарвской и Верхне-Свирской ГЭС".

Руководитель канд.техн.наук И.А. Чернятин.

В работе приводится описание и анализ существующей практики гидрометеорологического обслуживания гидростанций системы Ленэнерго Северо-Западного УГМС.

Вопрос о положительной роли гидрометеорологического обслуживания в повышении эффективности работы ГЭС и влиянии ошибок в гидрологических прогнозах иллюстрируется конкретными примерами.

Вторая часть работы посвящена изучению практики эксплуатации турбинных расходомеров на Нарвской и Верхне-Свирской ГЭС и описанию специальных экспериментов по изучению новой аппаратуры, в проведении которых дипломантка принимала непосредственное участие. На основе сопоставления различных типов указывающих и интегрирующих частей расходомеров и результатов выполненных экспериментов в работе приводятся практические рекомендации и устанавливается предпочтительность комплекта расходомера ДМ-6 + ЭПИД-04 или ЭПИД-05 перед другими типами.

В работе приводится анализ источников погрешностей в определении стока по энергетическим характеристикам турбин и причины, по которым эксплуатационный персонал многих ГЭС предпочитает пользоваться этим методом. Результаты специально проведенных опытов по определению стока с помощью турбинных расходомеров для четырех агрегатов Верхне-Свирской ГЭС дают основание сделать вывод о предпочтительности этого метода по сравнению с использованием энергетических характеристик.

5. Кафедра океанологии

На кафедре океанологии дипломные работы выполнялись большей частью в процессе участия студентов-дипломантов в научно-исследовательской работе кафедры по проблеме плана МГТ "Взаимодействие океана и атмосферы и межгодовые изменения метеорологических и гидрологических процессов в Северной Атлантике". Результаты работ по этой проблеме публикуются по мере их появления в специальных выпусках Трудов ЛГМИ под названием "Исследования Северной Атлантики". До настоящего времени вышли выпуски 1 и 2 этой серии (Труды ЛГМИ, вып. 10 и 16). Работы дипломантов океанологической специальности использованы в большинстве статей, помещенных в названных выпусках, и потому отдельные аннотации этих работ здесь не публикуются.

1961 г.

Х а н ь Ч ж у э н - н а н ь. "Применение методов крайних значений для расчета приливных явлений Норвежского и Гренландского морей".

Руководитель А.В. Н е к р а с о в.

Работа посвящена расчетам приливных явлений методами крайних значений. Она состоит из двух основных разделов.

1. Расчет приливных колебаний уровня за счет волны M_2 в Норвежском и Гренландском морях методом Ханзена. Ввиду затруднений, связанных с так называемой "критической широтой", период рассчитываемых колебаний несколько изменен: рассчитывается колебание с периодом S_1 при граничных условиях M_2 . Проведено от 7 до 12 итераций. Результат подвергнут анализу.

2. Вывод рабочих формул для расчета "течений по течениям" (приливных). Взяв за основу метод О.А. Каменской, выведены расчетные формулы для случая океана переменной глубины. Полученные формулы применимы для района "критических широт". Они проверены на примере центральной части Северной Атлантики для суточных приливных течений с использованием данных расчета Л.И. Борис и дали реальный и логичный результат.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

1. МЕХАНИКА И ТЕРМИКА ВОДОТОКОВ

В.А.БЕРГ	Влияние глубины и скоростей течения водных объектов на общее термическое состояние водной среды и ложа без учета грунтового питания . . .	5-39
И.П.СПИЦЫН	О механизме взаимодействия потоков основного русла и поймы	40-47
А.С.БАЛУЕВА	Применение метода Христиановича к решению задачи об установившемся движении жидкости в открытом русле . .	48-53
Г.В.ИВАНОВ и Н.Б.БАРЫШНИКОВ	Движение потока на сложном изгибе по натурным данным.	54-59
В.А.БЕРГ	О теплообмене водотоков с ложем. без учета грунтового питания . . .	60-80

II. МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ СТОКА

В.Ф.КРЮКОВ	Применение теории динамических цепей к оценке формул эмпирической обеспеченности.	83-105
И.Ф.ГОРОШКОВ	Приближенная схема расчета максимального дождевого стока на реках Дальнего Востока.	106-120
Ю.М.ГЕОРГИЕВСКИЙ и В.Г.ОРЛОВ	Максимальный дождевой сток рек Сахалина по материалам экспедиции ЛГМИ 1961 года	121-132
И.Ф.ГОРОШКОВ и В.Ф.ИЗOTOB	Катастрофическое наводнение в бассейне р.Кан в 1960 году и его повторяемость.	133-151
В.Ф.КРЮКОВ	Доверительные границы кривых обеспеченности на срок эксплуатации гидротехнических сооружений	152-174
И.Ф.ГОРОШКОВ	О методе расчета максимальных расходов на основе кривых обеспеченности.	175-181

III. ДРУГИЕ ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ, ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ

С.И.ДМИТРИЕВ	Основные уравнения влагопроводности грунтов	185-204
Б.Д.РУСАНОВ	О некоторых редких формах карста. . .	205-215
И.Н.ЛОБАНОВ	Карстовые формы в низовьях р.Ингульца.	216-241
Д.М.КУДРИЦКИЙ	О методике определения длин рек. . .	242-246

С.И.ДМИТРИЕВ при участии В.К.НЕЧАЕВА	К вопросу о применимости уравнения диффузии для изуче- ния явления влагопроводности в почво-грунтах.	247-265
Аннотации дипломных работ ЛГМИ.		267-296

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

Труды
Ленинградского гидрометеорологического
института
выпуск 13

Ротапринт Географического общества СССР,
г. Ленинград, Центр, пер. Гривцова, 10

Подписано к печати 24/ХП-1962г.м - 76340
Тираж 600 экз. Печ. л. 18,2. Заказ № 1048

Цена 96 коп.

