

551
E-45

ISSN 0130-4887

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

64640

ТРУДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
им. В. А. БУГАЕВА

Выпуск **119 (200)**

**ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
В СРЕДНЕЙ АЗИИ**

МОСКВА
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1986

551
с-75

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
им. В. А. БУГАЕВА

Выпуск

119 (200)

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Под редакцией

канд. геогр. наук Ю. Н. ИВАНОВА,
канд. техн. наук И. Д. ШЕНЦИС



В сборнике представлены результаты исследований антропогенных изменений стока и гидрохимического режима рек, рассмотрены особенности распространения селей по территории Узбекистана, условия формирования разрушительных паводков, предложен новый способ расчета максимальных расходов воды дождевых паводков.

Приведены результаты широкого круга исследований зимнего режима рек, снежного покрова в небольших бассейнах, твердого стока горных рек, показаны особенности расчета испарения для крупного бассейна и составляющих его административных районов. Рассмотрены вопросы использования численных характеристик речной сети и внутригодового распределения стока.

Сборник рассчитан на научных работников, аспирантов, инженеров-гидрологов и проектировщиков.

АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА РЕК БАСЕЙНА КАШКАДАРЬИ

Интенсивное использование водных ресурсов для хозяйственных нужд приводит к трансформации речного стока в зоне его использования. Особенно интенсивно этот процесс происходит в бассейнах маловодных рек, к которым относится р. Кашкадарья. Основным потребителем водных ресурсов является орошаемое земледелие, а доминирующей культурой — хлопчатник.

Антропогенные изменения стока в бассейне оценивались в створах с длительным периодом наблюдений. Это створы Чиракчи, н/б Чимкурганского водохранилища, Каратикон (Ханабадский) и Больничный — по руслу р. Кашкадарья, Парчикентский на р. Акдарье и Нушкент на р. Танхизыдарье.

Отсутствие наблюдений за стоком в последние годы на устьевых участках рек Яккабагдарья и Гузардарья не позволило выявить антропогенные изменения в бассейнах этих рек.

Антропогенные изменения стока оценивались стоковым методом, основанным на сопоставлении оттока за пределы мелиорируемой территории в годы равной (по притоку из зоны формирования) водности, но на разных уровнях водохозяйственного строительства.

Суммарный эффект воздействия антропогенных факторов на сток рассчитывается либо как изменение среднего за период стока между двумя расчетными уровнями по выражению

$$\Delta y = y_{01} - y_{02},$$

либо за конкретный сезон (год) по разности между наблюдаемыми и восстановленными («условно-естественными») значениями стока:

$$\Delta y = y_{\text{восст}} - y_{\text{факт}}.$$

В этих выражениях Δy — изменение среднего за расчетный период стока в м³/с или в процентах относительно стока в исследуемом створе на исходном уровне; y_{01} и y_{02} — сток в исследуемом

створе на двух уровнях водохозяйственного строительства, полученный по уравнениям $y_0 = f(y_n)$ (табл. 1, 2); $y_{\text{юест}}$ — сток, восстановленный по уравнению $y = f(y_n)$ для условно-естественного периода (табл. 1); $y_{\text{факт}}$ — сток, фактически зарегистрированный в исследуемом створе.

Крупное водохозяйственное строительство осуществлено в бассейне р. Кашкадарья в середине 50-х годов, поэтому конец условно-естественного периода приурочен к этому времени, а начало совпадает с установлением регулярных гидрометрических работ в бассейне.

До 50-х годов водохозяйственное строительство в бассейне было направлено в основном на реконструкцию старых оросительных систем и поддержание их в рабочем состоянии. С середины 50-х годов началось строительство крупных каналов, водохранилищ, водозаборных гидроузлов. Эти мероприятия существенно повысили водообеспеченность земель, уменьшили потери на линейную фильтрацию за счет резкого сокращения протяженности каналов, а также способствовали значительному улучшению состояния старых оросительных систем.

Период интенсивного водохозяйственного строительства разбит (по возможности) на два этапа, отличающихся по степени хозяйственного воздействия на речной сток (табл. 2).

В качестве предиктора в уравнениях $y_0 = f(y_n)$ (табл. 1, 2) использован приток из зоны формирования.

Для большинства створов в бассейне р. Кашкадарья принятый предиктор достаточно информативен — коэффициент корреляции связей $y_0 = f(y_n)$ колеблется в пределах от 0,723 до 0,996. Лишь в устьевых участках рек (Кашкадарья в створах Каратикон и Больничный, Гузардарья в створе Ханабадский, Джиндыдарья в створе Паландара) в период интенсивного водохозяйственного строительства связь нарушается. При наличии хорошей связи между предиктором (y_n) и предиктантом (y_0) (коэффициент корреляции выше 0,7) указанные уравнения регрессии использовались для расчета убыли стока при повышении степени антропогенного воздействия.

Сток в замыкающем створе на каждом из исследуемых этапов рассчитывается с некоторой ошибкой

$$S = \sigma \sqrt{1 - R^2},$$

где S — средняя квадратическая ошибка расчета, σ — стандарт изменчивости, R — коэффициент корреляции связи.

В связи с этим вывод о хозяйственном воздействии на сток реки можно считать достаточно объективным лишь в случае, если оцениваемая величина Δy превышает величину S (табл. 1, 2), что в подавляющем большинстве рассмотренных случаев и имеет место. Следовательно, антропогенные изменения стока в бассейне р. Кашкадарья оценены достаточно надежно.

Таблица 1

Уравнения регрессии среднего за расчетный период стока в створах, замыкающих зону использования стока, с притоком из зоны формирования в условно-естественный период (1927—1955 гг.)*

Река, створ	Ноябрь—апрель	S м ³ /с	Май—октябрь	S м ³ /с	Год	S м ³ /с
Кашкадарья, Чиракчи	$y_0 = 4,11 y_n + 1,98$	5,8	$y_0 = 5,82 y_n - 1,40$	4,9	$y_0 = 4,71 y_n + 0,76$	3,7
Кашкадарья, Каратикон	$y_0 = 3,73 y_n + 3,30$	4,3	$y_0 = 5,02 y_n - 1,90$	4,2	$y_0 = 4,04 y_n + 1,60$	3,1
Кашкадарья, Больничный	$y_0 = 4,25 y_n - 2,20$	3,9	$y_0 = 5,43 y_n - 9,98$	4,8	$y_0 = 4,74 y_n - 6,10$	2,3
Акдарья, Парчикент	—	2,5	$y_0 = 0,84 y_n - 3,00$	2,4	$y_0 = 1,02 y_n - 2,10$	2,3
Танхизыдарья, Уртакурган**	$y_0 = 1,74 y_n - 0,90$	1,3	$y_0 = 0,72 y_n - 1,20$	1,0	$y_0 = 0,90 y_n - 0,90$	1,15
Танхизыдарья, Нушкент**	$y_0 = 2,32 y_n + 0,22$	1,9	$y_0 = 1,48 y_n - 4,00$	2,1	$y_0 = 1,68 y_n - 1,97$	1,7
Джиндыдарья, Паландара	$y_0 = 1,06 y_n - 0,1$	0,09	$y_0 = 0,68 y_n + 0,35$	0,2	$y_0 = 0,96 y_n + 0,04$	0,1
Яккабагдарья, Янгинский	$y_0 = 1,30 y_n - 1,60$	0,75	$y_0 = 0,57 y_n - 2,30$	0,90	$y_0 = 0,69 y_n - 1,80$	0,55
Яккабагдарья, Искикурган	$y_0 = 1,46 y_n - 1,60$	0,51	$y_0 = 0,72 y_n - 1,80$	1,01	$y_0 = 0,87 y_n - 1,70$	0,66
Гузардарья, Яртеле	$y_0 = 1,11 y_n - 0,56$	0,49	$y_0 = 1,02 y_n + 0,11$	0,57	$y_0 = 1,09 y_n - 0,38$	0,45
Гузардарья, Коштепе	$y_0 = 1,06 y_n - 3,18$	0,58	$y_0 = 0,51 y_n - 1,55$	0,58	$y_0 = 0,77 y_n - 2,26$	0,48
Гузардарья, Ханабад	$y_0 = 0,88 y_n - 2,11$	0,46	$y_0 = 0,48 y_n - 1,28$	0,54	$y_0 = 0,67 y_n - 1,62$	0,49

* В расчетах здесь и ниже принят год с ноября по октябрь.

** Уравнения за период 1927—1982 гг.

Таблица 2

Уравнения регрессии среднего за расчетный период стока в створах, замыкающих зону использования стока, с притоком из зоны формирования в период интенсивного водохозяйственного строительства

Река, створ	Ноябрь—апрель	S м ³ /с	Май—октябрь	S м ³ /с	Год	S м ³ /с
Период 1956—1969 гг.						
Кашкадарья, Чиракчи	$y_0 = 3,48 y_n + 7,8$	4,1	$y_0 = 5,54 y_n - 4,3$	4,0	$y_0 = 4,23 y_n + 2,2$	3,3
Кашкадарья, Каратикон	$y_0 = 2,88 y_n + 4,7$	7,3	$y_0 = 6,56 y_n - 4,0$	6,6	$y_0 = 4,29 y_n + 0,7$	3,4
Кашкадарья, Больничиный	$y_0 = 4,63 y_n - 11$	6,0	$y_0 = 3,07 y_n + 1,5$	5,4	$y_0 = 5,04 y_n - 9,3$	3,4
Яккабагдарья, Янгинский	$y_0 = 1,84 y_n - 3,4$	0,8	$y_0 = 0,89 y_n - 6,1$	0,9	$y_0 = 1,16 y_n - 5,2$	0,6
Яккабагдарья, Искикуртанс	$y_0 = 1,71 y_n - 2,8$	0,6	$y_0 = 0,94 y_n - 6,0$	0,8	$y_0 = 1,27 y_n - 5,3$	0,6
Джиндыдарья, Паландара	—	—	$y_0 = 1,3 y_n - 1,0$	0,4	$y_0 = 0,92 y_n - 0,4$	0,3
Период 1970—1982 гг.						
Кашкадарья, Чиракчи	$y_0 = 4,69 y_n + 1,2$	2,8	$y_0 = 4,56 y_n - 2,0$	3,9	$y_0 = 4,60 y_n - 0,2$	3,0
Кашкадарья, Чимкуртан	$y_0 = 2,02 y_n - 2,0$	2,8	$y_0 = 5,68 y_n - 0,2$	6,5	—	5,6
Кашкадарья, Каратикон	—	5,2	$y_0 = 5,85 y_n - 1,1$	6,8	—	5,1
Период 1956—1982 гг.						
Акдарья, Парчикент	$y_0 = 1,71 y_n - 2,93$	2,9	$y_0 = 1,06 y_n - 10,8$	2,9	$y_0 = 1,30 y_n - 7,8$	2,2
Джиндыдарья, Паландара	—	—	$y_0 = 0,88 y_n - 0,7$	0,5	—	—
Гузардарья, Яртеле	$y_0 = 0,58 y_n + 2,18$	1,11	$y_0 = 0,80 y_n + 0,99$	0,42	$y_0 = 0,59 y_n + 2,04$	0,50

В период интенсивного водохозяйственного строительства сток в бассейне р. Кашкадарьи изменился относительно условно-естественного уровня повсеместно. Так, в среднем за период 1970—1982 гг. годовой сток р. Кашкадарьи в створах Чиракчи и Каратикон составил соответственно 78 и 62% стока в тех же створах на исходном уровне. Аналогичная картина наблюдалась на других реках бассейна. Уменьшение стока было связано с влиянием как природных, так и антропогенных факторов. Для того чтобы исключить влияние первых, сток в створах, замыкающих орошаемую зону, сравнивался при равном притоке из зоны формирования, но при разной степени его использования (табл. 3).

Расчеты изменения стока, выполненные по выражению

$$\Delta y = y_{\text{восст}} - y_{\text{факт}},$$

показали, что годовой сток рек бассейна Кашкадарьи уменьшился повсеместно (табл. 4).

На первом этапе он сократился относительно условно-естественного уровня в Яккабагдарье на 45%, в Акдарье на 28%, в Гузардарье и Кашкадарье в верхнем течении на 5—7%, а в нижнем — на 14—15%.

На втором этапе водохозяйственного строительства убыль годового стока продолжала нарастать. Трансформация речного стока в орошаемой зоне внутри года определяется регулированием стока в водохранилищах и формированием стока возвратных вод.

Увеличение стока возвратных вод, вызванное расширением орошаемых площадей в верхней части бассейна Кашкадарьи, и повышение их водообеспеченности за счет переброски зеравшанской воды, а также регулирования стока в Чимкурганском водохранилище, привели к увеличению стока р. Кашкадарьи в нижнем течении на 21 и 43% (табл. 3).

На других реках вегетационный сток повсеместно уменьшился на первом этапе водохозяйственного строительства и продолжал уменьшаться на втором.

Невегетационный сток в период интенсивного водохозяйственного строительства также уменьшился относительно условно-естественного уровня. Лишь в створе Чиракчи сток Кашкадарьи увеличился на 10% по сравнению с исходным уровнем, а в створе Яртепе на р. Гузардарье сток практически не изменился. Здесь, вероятно, имеет место перераспределение части стока во времени и по длине реки: сток, забранный выше по течению в вегетацию, возвращается в виде возвратных вод в невегетационный период и ниже по течению.

На р. Гузардарье в створе Ханабадском убыль стока меньше, чем в вышележащем створе Коштепе (табл. 3). Это также свидетельствует о наличии компенсирующих факторов стока [2].

В табл. 4 приведены оценки антропогенного изменения стока при разной обеспеченности притока из зоны его формирования. В год средней водности вегетационный сток р. Кашкадарьи в

Средние за расчетные периоды антропогенные изменения стока в бассейне р. Кашкадарья
(в % относительно условно-естественного уровня)

Река, створ	Май—октябрь			Ноябрь—апрель			Год		
	1956—1969	1970—1982	1956—1982	1956—1969	1970—1982	1956—1982	1956—1969	1970—1982	1956—1982

Кашкадарья:

Чиракчи

—22,8

—31,4

—27,0

9,9

10,1

10,0

—4,7

—6,4

—5,5

Каратикон

21,0

24,4

22,6

—10,7

—54,8

—32,0

0

—27,6

—13,3

Большинчий*

43,3

—35,4

—83,0

—48,5

—14,0

—51,8

—24,1

Акдарья:

Парчикент*

—27,7

—48,0

—34,4

—28,0

—21,8

—26,3

Яккабагдарья:

Искикурган*

—49,1

—37,6

—43,5

Янгинский*

—40,5

—51,0

—80,0

—57,5

—45,2

—20,2

—40,6

Гузардарья:

Яртепе*

—4,6

1,2

—6,8

Коштепе*

—40,0

—31,2

—30,2

Ханабад*

—24,3

—17,6

—15,1

* Неполный ряд.

Таблица 4

**Антропогенные изменения стока в бассейне р. Кашкадарья
относительно условно-естественного уровня**

Расчетный период		Изменение стока (м³/с) при обеспеченности (%) притока			Изменение стока (%) при обеспеченности (%) притока		
годы	сезоны	25	50	75	25	50	75
Кашкадарья, Чиракчи							
1956—1969	Май—октябрь	—4,2	—3,9	—3,8	—15,6	—20,1	—23,4
	Ноябрь—апрель	0,8	2,1	3,0	2,3	8,0	14,7
	Год	—1,7	—0,9	—0,4	—5,5	—3,8	—2,2
1970—1982	Май—октябрь	—6,7	—5,1	—4,4	—24,8	—26,3	—27,2
	Ноябрь—апрель	3,8	2,6	1,8	11,1	9,9	8,8
	Год	—1,8	—1,5	—1,4	—5,8	—6,3	—7,7
Кашкадарья, Каратикон							
1956—1969	Май—октябрь	5,5	3,4	2,5	24,4	21,1	18,8
	Ноябрь—апрель	—5,3	—3,7	—2,4	—16,2	—14,5	—12,0
	Год	0,7	0,4	0,1	2,6	1,9	0,6
1970—1982	Май—октябрь	4,9	3,7	3,3	21,7	23,0	24,8
Кашкадарья, Больничный							
1956—1969	Май—октябрь	—0,1	3,0	4,4	—0,6	32,2	68,5
	Ноябрь—апрель	—5,8	—6,5	—7,1	—18,5	—28,0	—42,2
	Год	—1,2	—1,8	—2,0	—5,0	—10,5	—18,0
Джиндыдарья, Паландара							
1956—1969	Май—октябрь	—0,30	—0,60	—0,77	—19,9	—51,2	—77,8
	Год	—0,51	—0,49	—0,48	—30,5	—40,1	—45,6
1956—1982	Май—октябрь	—0,71	—0,81	—0,86	—47,0	—69,2	—86,9
Гузардарья, Яртепе							
1956—1982	Май—октябрь	—0,69	—0,25	0,10	—9,2	—4,6	2,7
	Ноябрь—апрель	—1,09	0,07	0,60	—14,8	1,4	15,5
	Год	—0,82	—0,15	0,44	—12,2	—2,8	11,1
Яккабагдарья, Янгинский							
1956—1969	Май—октябрь	—0,03	—0,67	—1,31	—0,7	—20,6	—61,0
	Ноябрь—апрель	—0,23	—0,50	—0,68	—10,4	—32,2	—62,5
	Год	—0,08	—0,44	—1,10	—2,6	—17,7	—69,5
Яккабагдарья, Искикурганский							
1956—1969	Май—октябрь	—1,61	—2,06	—2,49	—24,1	—39,4	—65,4
	Ноябрь—апрель	—0,47	—0,59	—0,68	—17,7	—30,6	—47,9
	Год	—0,78	—1,11	—1,64	—17,6	—29,8	—64,0
Акдарья, Парчикентский							
1956—1982	Май—октябрь	—3,3	—3,8	—4,5	—22,9	—31,7	—46,0
	Год	—2,0	—2,3	—2,8	—17,1	—23,0	—33,0

Таблица 5

**Сток рек бассейна Кашкадарьи в зоне его использования
(% от притока из зоны формирования)**

Расчетный период, годы	Вегетационный сток, обеспеченный на			Невегетационный сток, обеспеченный на			Годовой сток, обеспеченный на		
	25%	50%	75%	25%	50%	75%	25%	50%	75%
Кашкадарья, Чиракчи									
1927—1955	53,5	44,1	44,0	114	103	88,6	79,0	73,5	70,0
1956—1969	45,2	35,2	33,8	117	111	102	74,6	70,9	68,5
1970—1982	40,1	32,4	32,0	127	108	96,5	74,6	69,0	68,5
Кашкадарья, Каратикон									
1927—1955	44,9	36,6	36,2	109	100	87,0	70,0	66,0	63,5
1956—1969	55,6	44,4	43,0	91,5	85,5	76,5	71,9	67,1	64,0
1970—1982	54,5	45,0	45,0						
Кашкадарья, Больничный									
1927—1955	33,0	21,6	17,5	104	90,8	73,2	61,5	53,0	44,0
1956—1969	32,8	31,0	29,2	85,0	65,5	42,5	58,5	47,5	36,0
Акдарья, Парчикент									
1927—1955	69,6	67,0	65,0				86,6	84,0	82,0
1956—1982	53,5	45,8	35,0				72,2	64,5	55,1
Яккабагдарья, Янгинский									
1927—1955	37,4	33,4	27,6	75,5	64,0	52,5	43,5	40,1	32,3
1956—1969	37,4	26,6	10,9	67,5	43,5	19,8	42,4	28,2	9,8
Яккабагдарья, Искикурган									
1927—1955	56,8	53,5	49,0	91,0	79,9	68,6	62,9	60,0	52,3
1956—1969	43,0	32,5	17,1	75,0	55,0	35,8	51,8	42,1	18,8
Джиндыдарья, Паландара									
1932—1955	88,9	96,8	105				98,5	99,0	100
1956—1969	71,2	47,1	23,4				68,4	59,5	54,4
1955—1982	47,0	30,0	13,8						
Гузардарья, Яртепе									
1928—1955	104	104	105	103	99,5	97,0	103	102	99,5
1956—1982	94,0	99,4	108	88,0	101	112	90,8	99,0	111

створе Чиракчи уменьшился на первом этапе на 20%, а на втором — на 26% относительно исходного уровня. Невегетационный сток в тех же условиях увеличился соответственно на 8 и 10%. Ниже по течению р. Кашкадарьи (в створах Каратикон и Больничный) наблюдается обратная картина — сток увеличился в вегетационный период и уменьшился в невегетационный (табл. 4). Это связано с регулированием стока в Чимкурганском водохранилище и процессом перераспределения стока во времени и по длине реки. Аналогичная картина наблюдается на других реках бассейна.

Влияние водности лет на антропогенные изменения стока неодинаково в разных частях бассейна.

На реках Джиндыдаря, Яккабагдаря и Акдаря абсолютная убыль вегетационного стока возрастает от многоводных лет к маловодным; на остальных реках наблюдается обратная картина (табл. 4). Относительные изменения речного стока, как правило, максимальные в маловодные годы (табл. 4).

Изменение стока во времени и по длине рек на разных уровнях хозяйственной деятельности характеризует табл. 5. Анализ этих величин подтверждает выводы, сделанные выше: под влиянием хозяйственной деятельности происходит уменьшение речного стока и его перераспределение во времени и по длине реки; наиболее интенсивно истощаются водные ресурсы в маловодные годы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рубинова Ф. Э. Изменение стока р. Сырдарьи под влиянием водохозяйственного строительства в ее бассейне. — Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 58(139). — 135 с.
2. Рубинова Ф. Э. Влияние водных мелиораций на сток и гидрохимический режим рек Средней Азии. Обзор. — Обнинск, 1981. — 48 с.

М. М. ПЕРШУКОВА

ЗАВИСИМОСТЬ ЧИСЛЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СТРУКТУРЫ РЕЧНОЙ СЕТИ ОТ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ МАТЕРИАЛОВ

Решение проблемы охраны и использования водных ресурсов невозможно без строгого их учета. Сеть гидрометеорологических станций и постов, расположенных в основном в низкогорных зонах, дает лишь частичное представление о гидрологических и метеорологических процессах, происходящих в высокогорье. А именно они и представляют наибольший интерес, так как эти районы являются зонами формирования стока. О том, что происходит в верхних зонах, обычно приходится судить либо по данным близрасположенной станции (возможно, даже низкогорной), либо по каким-то косвенным признакам.

Одним из таких комплексных показателей, отражающих физико-географические условия бассейна, является степень развития речной сети. Существующие зависимости между морфометрическими и гидрологическими характеристиками каждого речного бассейна достаточно хорошо изучены для равнинных рек [2, 6]. Предложены классификации речной сети, полученные на основе изучения закономерностей ее строения. Для горных территорий, где ярко выражена высотная зональность гидрометеорологических условий, имеются лишь единичные проработки и первое, что

необходимо сделать, это оценить исходную информацию, получаемую с топографических карт, для выяснения возможности построения гидроморфометрических зависимостей.

В качестве примера рассмотрена горная часть бассейна реки Ахангаран. В этом районе имеется несколько метеорологических станций, осадкомерная и снегомерная сети, ведущие наблюдения за режимом осадков и снегонакоплением. Сток учитывается несколькими гидрометеорологическими постами, что позволит в дальнейшем попытаться установить связь между гидрологическими процессами и морфометрическими характеристиками.

В основе всех классификаций структуры речной сети лежит определение порядка (степени развития) реки, который зависит от количества и разветвленности притоков. Определение этих параметров для разных классификаций различно, но все они в большей или меньшей степени оказываются чувствительными к масштабу используемых карт.

Одним из показателей степени развития речной сети может служить коэффициент густоты речной сети D . Этот коэффициент также неустойчив к изменению масштаба.

Цели данной работы таковы: 1) проследить закономерности изменения отображенных на топографических картах элементов структуры речной сети, устойчивых к изменению этого масштаба; 2) выбор показателя развития речной сети, устойчивого к изменению этого масштаба; 3) выбор классификации речной сети, наиболее подходящей для условий горной территории; 4) расчет некоторых параметров по морфометрическим показателям речной сети, определенным по картам разного масштаба.

Попытки классифицировать различные речные системы были предприняты давно. Первой появилась европейская классификация, в которой самый большой главный поток относился к I порядку, впадающие в него — ко II и так далее — по мере уменьшения величины потока его порядок возрастает. Таким образом получалось, что самые маленькие, в общем-то схожие в различных водосборах, притоки относились к различным порядкам. В связи с этим в 1948 г. Роберт Е. Хортон предложил свою классификацию, принципиально отличную от европейской. Элементарный неразветвленный водоток он назвал водотоком I порядка. Водоток I порядка впадает в водоток II порядка, который может принимать неограниченное число водотоков I порядка. Водоток II порядка впадает в водоток III порядка и так далее. Таким образом, главная река имеет самый высокий порядок (рис. 1 а). Все это позволило Хортону сформулировать два основных закона: закон длин и закон чисел. В последующие годы классификация Хортона подвергалась различным модификациям.

А. Н. Штралер отказался от деления речной системы на главную реку и ее притоки [4]. Согласно его классификации при слиянии двух элементарных неразветвленных водотоков I порядка образуется водоток II порядка. Водоток II порядка меняет свой номер на III при слиянии с водотоком II порядка, принимая при

этом произвольное число водотоков I порядка. Таким образом, Штралер рассматривает отрезки русел, приуроченные к одним и тем же порядкам, не выделяя при этом главной реки (рис. 1 б).

Н. А. Ржаницын внес некоторые дополнения в классификацию А. Н. Штралера. Он также не выделяет главной реки, а относит

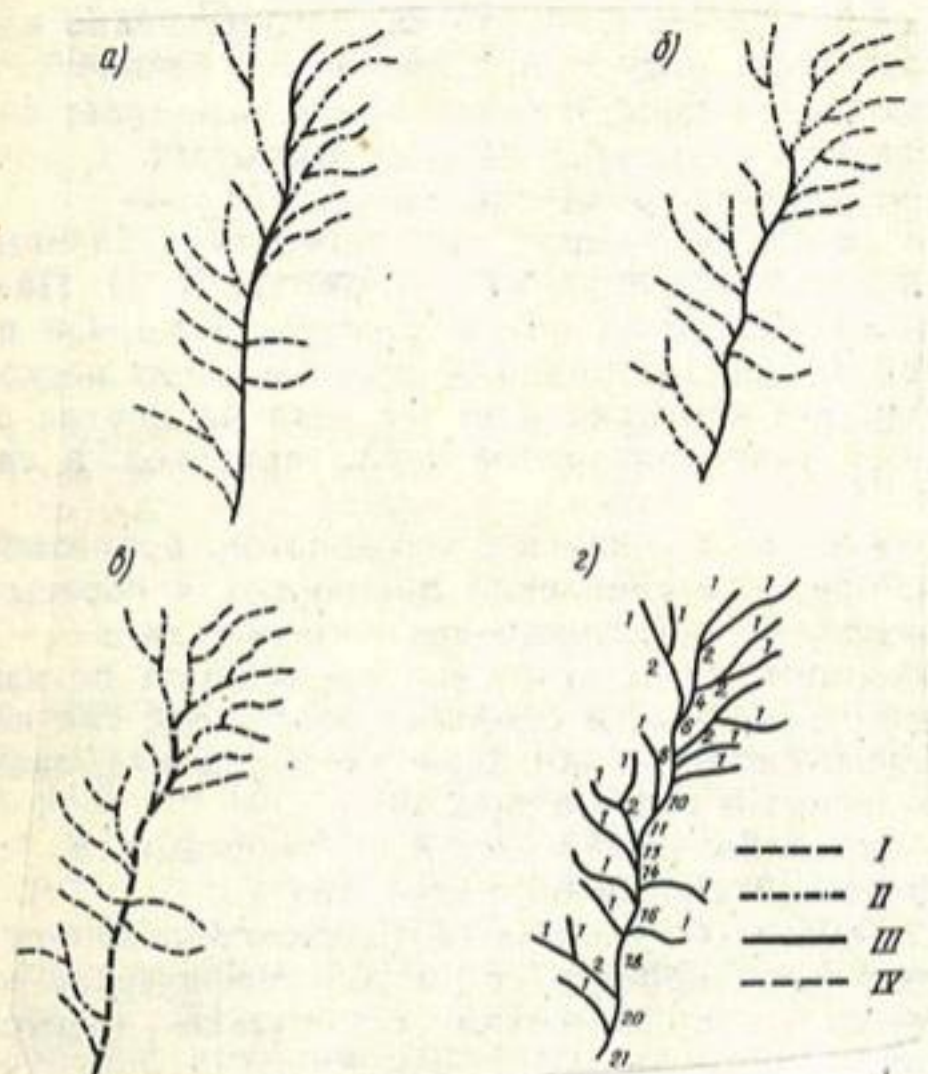


Рис. 1. Классификации строения речной сети:
а — Р. Е. Хортон; б — А. Н. Штралера; в — Н. А. Ржаницына; г — Р. Л. Шрива; I—IV — потоки разного порядка

отдельные участки к различным порядкам. Но в отличие от модели Штралера Ржаницын принимает, что река меняет свой порядок не только при слиянии с рекой такого же порядка, но и когда «...в реку, например IV порядка, впадают подряд две реки III порядка; ниже впадения второй из них река меняет свой класс на более высокий — V класс» (рис. 1 в) [6].

Р. Л. Шрив предлагает рассматривать не порядок речной системы, а «мощность речной системы», которая определяется количеством элементарных неразветвленных водотоков этой системы (рис. 1 г) [4].

А. Е. Шайдеггер определяет порядок системы ниже слияния двух подсистем m и n по уравнению

$$K = \log_2(2^m + 2^n).$$

Эта формула была упрощена и приведена к виду [4]:

$$K = 1 + \log_2 S_1,$$

где S_1 — количество элементарных неразветвленных водотоков (истоков) системы (подсистемы), порядок которой требуется определить.

Как уже говорилось, масштаб карт существенно влияет на количество водотоков, общую протяженность речной сети и производные от них параметры. В связи с этим возникает вопрос: какие реки учитываются на картах данного масштаба и, как связанный с ним, что принимать за водоток I порядка?

Разными исследователями предлагались различные способы определения потоков I порядка. Например, Б. П. Пановым было предложено считать рекой поток не менее 2 км. Он полагал, что определение потоков I порядка по картам носит несколько условный характер, так как одна и та же река на картах разных масштабов может иметь различное число притоков, в свою очередь ветвящихся.

На практике было доказано, что водоток, принятый за I порядок (2 км), при восстановлении временных и пересыхающих русел может оказаться водотоком высшего порядка.

Н. А. Ржаницын предлагает восстанавливать по изгибам горизонталей сеть временных и сезонных водотоков, так как во время весеннего снеготаяния и паводков их русла оказываются действующими и входят в речную сеть [6].

Способ, предложенный Н. А. Ржаницыным, по мнению И. Н. Гарцмана, не совсем оправдан, так как

1) сеть временных и сезонных водотоков слишком изменчива, чтобы надежно фиксировать ее на топографических картах. Восстанавливаются по горизонталям не столько водотоки, сколько пади и распадки;

2) необходимо провести определенную грань между временными и постоянными водотоками, так как возможны (при определенных гидрометеорологических условиях) переходы первых во вторые, и наоборот [2].

Однако Ржаницын приводит наглядный пример, доказывающий надежность и объективность предложенной схемы определения водотоков I порядка: при учете лишь 50% всех потоков I порядка ошибка в определении порядка коснулась лишь водотоков II и III порядков. На водотоки IV порядка ошибка влияния не оказывает.

Что же касается второго замечания Гарцмана, то действительно, по мере возможности необходимо учитывать физико-географические особенности рассматриваемого района и прочие факторы, могущие оказать влияние на изменение номеров порядков притоков.

В работе [3] в качестве исходного материала для определения элементов речной сети использовались данные, приведенные в справочнике «Ресурсы поверхностных вод СССР», где указаны

реки протяженностью не менее 10 км, что в общем соответствует картам масштаба 1:1 000 000.

Нами были использованы карты масштаба 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000, 1:100 000 и данные из [5].

В табл. 1 показана зависимость суммарной протяженности L речной сети, ее густоты D и количества истоков (количество элементарных неразветвленных водотоков по классификациям Штралера или Ржаницына) от масштаба карты.

Таблица 1

Суммарная длина водотоков L ,
число истоков S и густота речной сети D ,
рассчитанные по картам разного масштаба и [5]

Масштаб	L км	S	D км/км ²
1:1 000 000	399	20	0,32
1:500 000	570	34	0,45
1:200 000	1292	369	1,03
1:100 000	1500	854	1,19
[5]	412	26	0,33

Эта же зависимость показана на рис. 2. Коэффициент густоты речной сети оказывается показательным лишь при сравнении двух различных районов (бассейнов), взятых с карты одного масштаба. Один и тот же бассейн, изображенный в разных масштабах, характеризуется отличными друг от друга коэффициентами D . При отборе рек, наносимых на карты, руководствуются условием, что на карте должна быть река, протяженностью не менее 1 см в масштабе карты [1]. Но это условие не всегда выполняется. На картах, особенно крупномасштабных, указываются реки длиной менее 1 см в масштабе. Так, например, на карте 1:200 000 суммарная протяженность таких рек равна 192 км, а на карте 1:100 000 — 213 км. Также генерализация проявляется и в обобщении рисунка рек. Все это влияет на расчетную величину коэффициента густоты речной сети (табл. 2).

Таблица 2

Зависимость коэффициента густоты речной сети
водотоков I порядка от масштаба карты

Масштаб	L_1 км по Хортону	L_1 км по Ржаницыну	D_1 км/км ² по Хортону	D_1 км/км ² по Ржаницыну
1:1 000 000	205	268	0,16	0,21
1:500 000	228	348	0,18	0,27
1:200 000	512 (320)	596	0,41 (0,25)	0,47
1:100 000	580 (377)	820	0,46 (0,30)	0,65
[5]	252	303	0,20	0,24

Примечание. В скобках даны значения суммарной протяженности L_1 и D_1 за вычетом рек, длиной менее 1 см в масштабе карты.

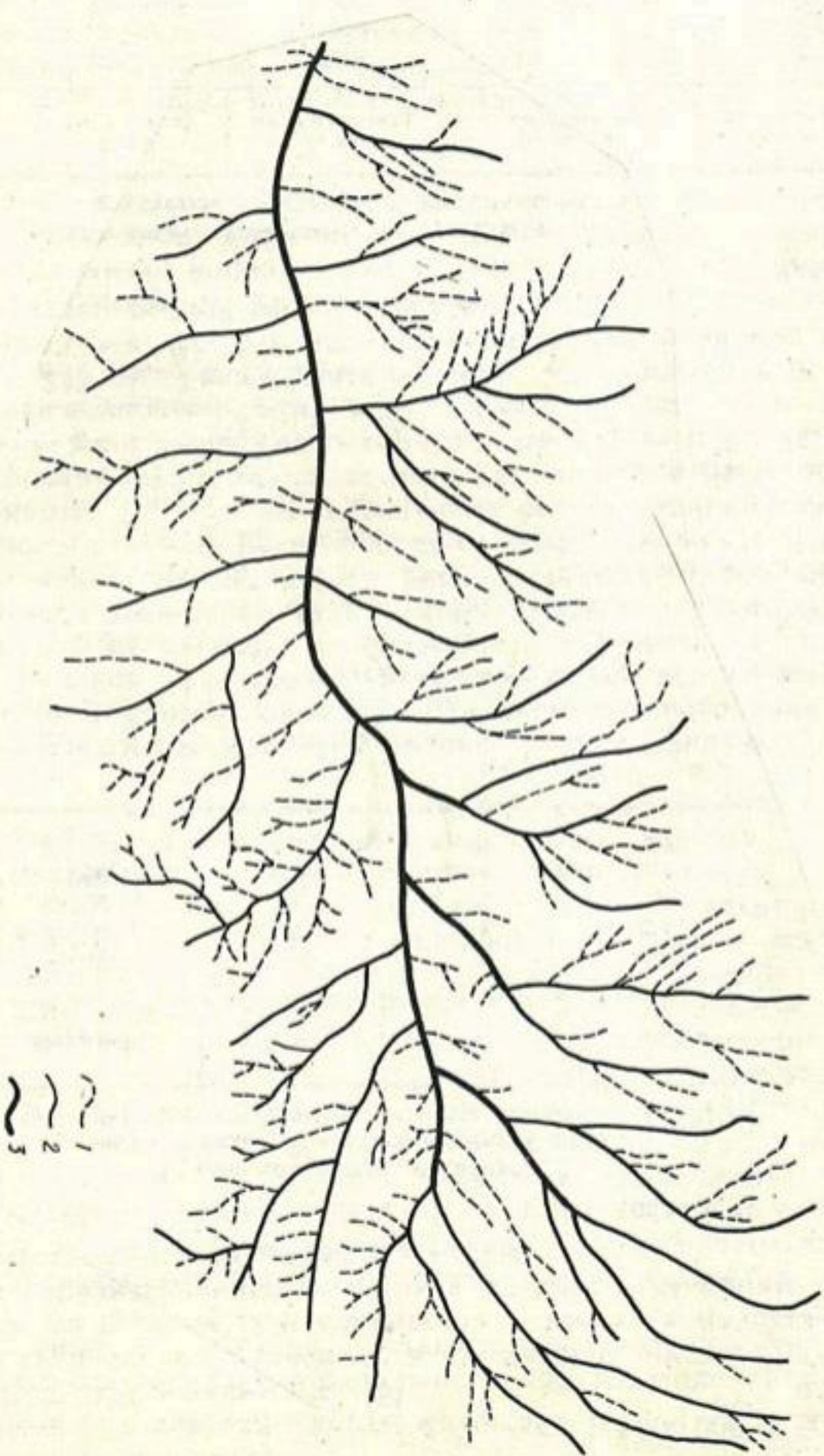


Рис. 2. Изменение вида речной сети на картах разного масштаба:

1 — водотоки, показанные только на картах масштаба 1:20 000; 2 — показанные на картах масштаба 1:500 000 и крупнее, но не приведенные на картах 1:1 000 000; 3 — речная сеть на картах масштаба 1:1 000 000

Уменьшение числа водотоков с переходом на более мелкий масштаб происходит за счет «отбрасывания» водотоков I порядка. Теперь водотоки II и III порядков становятся элементарными неразветвленными.

Большей устойчивостью к изменению масштаба должен обладать коэффициент густоты речной сети водотоков I порядка, который равен отношению суммарной протяженности водотоков I порядка к общей площади бассейна. Происходит это за счет того, что с уменьшением масштаба карты хотя и уменьшается общее число водотоков I порядка, но увеличивается средняя длина каждого, так как потоками I порядка становятся все более длинные.

Проверка устойчивости коэффициента густоты речной сети по классификациям Хортона и Ржаницына показала, что наибольшей устойчивостью к изменению масштаба обладает коэффициент D_1 по Хортону. Еще лучший результат он дает, если в суммарную протяженность длин не входят реки длиной менее 1 см в масштабе карты.

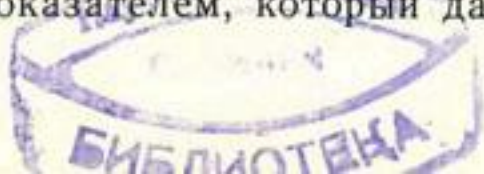
Таблица 3

Зависимость порядка главной реки, определенного по различным классификациям, от масштаба карт

Масштаб	Порядок главной реки			
	по Хортону	по Ржаницыну	по Шриву	по Шайдеггеру
1:1 000 000	4	4	20	5,3
1:500 000	4	4	34	6,1
1:200 000	6	7	369	9,6
1:100 000	7	8	854	10,8
[5]	3	4	26	5,7

Изменение порядка главной реки, как следствие генерализации речной сети, также весьма значительно при переходе от карт одного масштаба к картам другого (табл. 3). Поиск возможной зависимости густоты речной сети, порядка главной реки от масштаба карты проводился не раз [1]. Предполагалось, в частности, что отношение порядка основного потока в гидрографической сети на мелкомасштабной карте равно удвоенному отношению масштабов карт, но табл. 3 не подтверждает этого.

Из нее, кроме того, видно, что наибольшей устойчивостью к изменению масштаба обладают классификации Хортона, Ржаницына, Шайдеггера. Модель Шрива, определяющая мощность системы, является количественным показателем, который дает толь-



От 9759

ко частичное представление о величине и изменении порядка по длине реки, так как приходится судить о мощности речной системы по количеству внешних звеньев, т. е. истоков. В данной классификации порядок основной реки показывает не столько мощность реки с гидрологической точки зрения, сколько с морфометрической. Поэтому пользоваться этим показателем не совсем удобно.

Рассмотрим теперь, как меняются расчетные гидрологические характеристики бассейнов, определенные по морфометрическим показателям речной сети в зависимости от масштаба использованных карт.

В работе [3] сделана попытка расчета по уравнению, связывающему морфометрические характеристики с увлажненностью бассейна

$$F_k = \frac{\alpha}{X_k} L_k + \frac{\beta}{X_k} N_k, \quad (1)$$

где F_k , L_k , N_k , X_k — соответственно площадь, суммарная протяженность речной сети, количество истоков и увлажненность k -й высотной зоны. Обозначив через f_n площадь, приходящуюся на один исток, а через f_l площадь, дренируемую потоком длиной 1 км, и приняв эти величины обратно пропорциональными годовым суммам осадков X , авторы ввели параметры α и β :

$$f_l = \frac{\alpha}{X}, \quad f_n = \frac{\beta}{X}.$$

Эти параметры были рассчитаны для бассейна р. Ахангаран. Результаты приведены в табл. 4.

Таблица 4

Влияние масштаба карт на значения параметров α и β

Масштаб	α	β
1:1 000 000	1800	32680
1:500 000	1380	9710
1:200 000	571	1310

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. С изменением масштаба карты изменяются и отображенные на ней элементы структуры речной сети. Причем рассмотренные из предложенных зависимости [1] между элементами структуры речной сети (например, коэффициент густоты речной сети, порядок главной реки) от масштаба карты на данном примере не подтвердились.

2. Показателем, обладающим наибольшей устойчивостью к изменению масштаба карты, как показали результаты расчетов, оказался коэффициент густоты речной сети водотоков I порядка (поток I порядка определялся по классификации Хортона), но и он возрастает при переходе к крупномасштабным картам.

3. Для определения порядка реки лучше применять классификацию Хортона, так как, во-первых, величина порядка главной реки по этой классификации оказалась одной из наиболее устойчивых к изменению масштаба карты характеристик, во-вторых, устойчив к изменению масштаба коэффициент густоты речной сети и, в-третьих, эта классификация обладает сравнительной простотой в определении порядков главной реки и ее притоков.

Используя уравнение (1), можно приближенно оценивать распределение осадков малоизученного (в гидрологическом отношении) бассейна. Однако расчет параметров α и β требует дальнейшего уточнения вследствие их неустойчивости к изменению масштаба используемых карт.

Выводы получены на основе расчетов лишь по одному бассейну, но следует ожидать, что качественно они будут теми же и для других бассейнов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков Н. М. Принципы и методы картометрии. — М., Л.: Изд-во АН СССР, 1950. — 326 с.
2. Гарцман И. Н. Речная сеть и водоносность территории в условиях юга Дальнего Востока. — Труды ДВНИГМИ, 1968, вып. 27, с. 15—22.
3. Глазырин Г. Е., Рацек И. В. Характеристики речной сети в условиях горного рельефа. — Труды САННИ Госкомгидромета, 1983, вып. 96(177), с. 73—80.
4. Карасев М. С., Лобанова Н. И. Строение и водоносность речной сети Дальнего Востока. — Труды ДВНИИ, 1981, вып. 88, с. 1—135.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Вып. I, бассейн р. Сырдарья. — Л.: Гидрометеониздат, 1965. — 355 с.
6. Ржаницын Н. А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. — Л.: Гидрометеониздат, 1960. — 238 с.

В. Г. ГАПИШКО

К ОЦЕНКЕ СНЕГОЗАПАСОВ, ЛАВИН, СТОКА И ВОДНОГО БАЛАНСА В БАССЕЙНЕ р. КЫЗЫЛЧИ (на основе аэрофотосъемки)

В работе [1] на основе материалов аэрофотосъемок снежного покрова в период его таяния (1957—1967 гг.) и с использованием метода теплопроявления для бассейна р. Кызылчи количественно оценены снегозапасы и лавинный перенос; для составляющих бассейна Кызылчи, бассейнов Давансая и Головной — только лавинный перенос. В настоящей работе рассчитаны снегозапасы бассейнов Давансая (8,85 млн. м³) и Головной (7,41 млн. м³); суммар-

ный объем их составил 16,3 млн. м³, или 66% объема снегозапасов всего бассейна Кызылчи. Таким образом, на долю бассейнов Кутырбулака, Четыкхая и Кызылчи (ниже 1800 м) приходится лишь 34% снегозапасов.

Сопоставление объема снегозапасов, лавин и стока
в бассейнах Давансая и Головной

Таблица 1

Год	Объем, млн. м ³			Относительная доля, %	
	снегозапасов	лавин	годового стока	лавин от снегозапаса	лавин от годового стока
Бассейн Давансая					
1957	5,09	0,98	—	19,2	—
1958	11,9	2,06	—	17,3	—
1959	11,1	4,56	11,3	41,1	40,4
1960	13,0	1,87	12,2	14,4	15,3
1961	6,46	1,25	7,34	19,3	17,0
1963	8,90	0,98	9,69	11,0	10,1
1964	9,34	2,50	8,68	26,8	28,8
1965	6,54	0,86	5,34	13,0	16,1
1966	10,2	2,49	9,35	24,3	26,6
1967	5,94	1,24	7,02	20,9	17,7
Средний	8,85	1,88	8,87	21	21
Бассейн Головной					
1957	4,62	0,96	—	20,8	—
1958	10,8	1,30	—	12,1	—
1959	8,52	1,51	9,15	17,7	16,5
1960	11,7	1,31	11,0	11,2	11,9
1961	6,29	1,18	6,82	18,8	17,3
1963	6,24	1,65	7,14	26,5	23,1
1964	7,33	3,89	6,82	53,1	57,0
1965	5,36	0,52	3,89	9,71	13,4
1966	7,99	1,21	7,46	15,1	16,2
1967	4,82	0,77	5,52	16,0	13,9
Средний	7,37	1,43	7,23	20	21

Сопоставление объема лавин и снегозапасов (табл. 1) показывает, что объем лавин в рассматриваемых бассейнах составляет соответственно 21 и 20% объема снегозапасов этих бассейнов, что на 7 и 6% больше, чем в среднем по всему бассейну Кызылчи (14%) [1]. Крайние значения объема лавин для бассейна Давансая составляют от 11 (1963 г.) до 41% (1959 г.) объема общих снегозапасов; для бассейна р. Головной — от 9,7 (1965 г.) до 50% (1964 г.). Для всего же бассейна Кызылчи объем лавин изменяется от 9 до 26% объема снегозапасов [1]. Следовательно, основное лавинообразование приходится на бассейны Давансая и Головной. В стоке обоих бассейнов объем лавин занимает по 21%, при крайних значениях в бассейне Давансая от 10 до 40 и бассейне Головной от 12 до 57%. Во всем бассейне Кызылчи объем лавин в стоке составляет только 11%, при колебании — от 7 до 21%.

Расчет испарения (летнего и зимнего), осадков и потенциального стока (он же климатический) выполнен теми же приемами, что и в работе [1]. Элементы водного баланса для бассейнов Давансая и Головной представлены в табл. 2.

Таблица 2

Элементы зонального водного баланса (мм)
бассейнов Давансая и Головной

Высотный интервал, м	Осадки			Испарение			Потен- циаль- ный сток
	твердые	жидкие	сумма	зимнее	летнее	сумма	
Бассейн Давансая							
1800—2000	768	579	1347	80	417	497	850
2000—2200	732	479	1211	77	336	413	798
2200—2400	853	455	1308	76	296	372	936
2400—2600	782	362	1144	81	213	294	850
2600—2800	692	273	965	79	159	238	727
2800—3000	828	284	1112	88	137	225	887
3000—3200	848	234	1082	88	104	192	890
3200—3400	997	214	1211	104	74	178	1033
3400—3600	1173	208	1381	135	55	190	1191
>3600	1283	186	1469	129	41	170	1299
Среднее для бассейна	927	282	1209	99	140	239	970
Бассейн Головной							
1800—2000	708	499	1207	80	387	467	740
2000—2200	674	439	1113	77	321	398	715
2200—2400	834	430	1264	76	289	365	899
2400—2600	798	377	1175	81	223	304	871
2600—2800	679	259	938	79	143	222	716
2800—3000	748	247	995	88	123	211	784
3000—3200	751	215	966	88	97	185	781
3200—3400	976	222	1198	104	75	179	1019
3400—3600	1185	219	1404	135	56	191	1213
>3600	1209	169	1378	129	38	167	1211
Среднее для бассейна	806	317	1120	87	183	271	850

Средний потенциальный сток расчетного периода бассейнов рек Давансая и Головной составляет соответственно 970 и 850 мм, что на 16 и 21% больше измеренного [4]. Для всего бассейна Кызылчи расхождение рассчитанного тем же методом потенциального стока с измеренным составило 3,2%. Поэтому остается предположить, что для бассейнов Давансая и Головной расхождения могут являться следствием двух причин: первая — наличие подруслового стока (возможно, полное выклинивание происходит ниже устьев рек Давансая и Головной); вторая — сток на реках обоих бассейнов за подавляющее число лет учитывался донными контролями, условия работы которых были крайне неудовлетворительными. При параллельном учете стока вертушкой и конт-

рольным сооружением расхождение составляло 25% [3]. Это и побуждает считать измеренный сток недостаточно надежным.

Сумма потенциального стока с двух рассматриваемых бассейнов составляет 63% (19,1 млн. м³) стока всего бассейна Кызылчи (30,5 млн. м³) и 68% в интервале высот 1800—3864 м.

Водный баланс бассейнов рек Давансая и Головной характеризуется следующими значениями: осадки 1209 и 1120 мм, испарение 240 и 271 мм, сток 970 и 850 мм. Соответствующие значения для всего бассейна Кызылчи следующие: 893, 301 и 592 мм. Коэффициент стока бассейнов Давансая и Головной изменяется соответственно от 0,88 до 0,63 и от 0,83 до 0,61 при средних его значениях 0,80 и 0,76. В среднем для бассейна Кызылчи он равен 0,66.

В работе [1] показано, что бассейн Кызылчи представлен двумя ландшафтными поясами: среднегорным и высокогорным. Первый располагается в диапазоне высот 1400—2800, второй — выше 2800 м. Элементы водного баланса, рассчитанные по двум бассейнам для ландшафтных поясов представлены в табл. 3.

Таблица 3

Элементы водного баланса природных поясов
бассейнов Давансая и Головной

Пояс	Высотный интервал, м	Осадки, мм	Потен- циальный сток, мм	Вало- вое ув- лажне- ние	Испа- рение, мм
Бассейн Давансая					
Среднегорный (лесо-лугово-степной)	1800—2800	1143	817	608	326
Высокогорный (степной и лугово-степной)	Выше 2800	1244	1053	461	192
Бассейн Головной					
Среднегорный (лесо-лугово-степной)	1800—2800	1125	803	604	322
Высокогорный (степной и лугово-степной)	Выше 2800	1113	921	461	192

Как показано в работе [2], валовое увлажнение является важнейшей для народного хозяйства составной частью водных ресурсов. Его величина позволяет судить о степени благоприятности структуры водного баланса. Валовое увлажнение рассчитано как сумма подземного стока и испарения. При этом были использованы расчеты подземного стока, выполненные в Гидроингео по отдельным гидрогеологическим комплексам на основе тщательных исследований.

Оказалось, что наибольшее валовое увлажнение приходится на среднегорный пояс, в приводораздельной части оно уменьша-

ется. Для среднегорного пояса обоих бассейнов оно составляет соответственно 53 и 54% годовых осадков; на формирование подземного стока расходуется 46% (282 мм). В высокогорном поясе валовое увлажнение составляет лишь 37 и 41% (от осадков); 58% (269 мм) расходуется на формирование подземного стока. Обращает на себя внимание тот факт, что в высокогорном поясе на подземное питание расходуется больше осадков, чем в среднегорном за счет наличия там крупнообломочного материала, способствующего «проваливанию» стока и малого развития растительного покрова. Интересно, что распределение валового увлажнения и испарения по природным поясам обоих бассейнов аналогично их распределению в тех горных районах Болгарии, которые характеризуются относительно низким испарением и валовым увлажнением при высоких значениях поверхностного стока (левая часть рис. 19 в монографии [2]).

Итак, суммарный объем снегозапаса бассейнов Давансая и Головной составляет 66% объема снегозапаса бассейна Кызылчи. Объем лавин в этих бассейнах составляет 21 и 20% объема снегозапасов, т. е. больше чем во всем бассейне Кызылчи на 7 и 6%. Наибольший относительный объем лавин (50% снегозапасов) и стока (57% лавин) приходится на бассейн Головной при соответственных значениях 26 и 21% в бассейне Кызылчи. Наиболее увлажненным является бассейн Давансая: осадки и сток составляют 1209 и 970 мм. Потери влаги на испарение для всего бассейна Кызылчи за счет нижних зон выше, чем в бассейнах Давансая и Головной. Максимальное валовое увлажнение приходится на среднегорный пояс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гапишко В. Г. Методика расчета снегозапасов и водного баланса в среднегорных бассейнах (на примере Западного Тянь-Шаня). — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 101 с.
2. Львович М. И. Мировые водные балансы и их будущее. — М.: Наука, 1974. — 448 с.
3. Материалы наблюдений горностоковой станции Кызылча. 1973, вып. I, книга I.
4. Основные гидрологические характеристики, т. 14, вып. I. — Л.: Гидрометеиздат, 1967, 1974.

В. М. ДЕНИСОВ

О РАСЧЕТЕ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ

Дождевые паводки, как известно, образуются в результате сложного взаимодействия метеорологических факторов и факторов подстилающей поверхности водосборов. К метеорологическим факторам относятся дождевые осадки, характеризующиеся величиной их слоя, средней и максимальной интенсивностью, продолжи-

тельностью и распределением по времени и поверхности водосбора. К факторам подстилающей поверхности относятся форма и характер рельефа, наличие озер, болот и водохранилищ, виды растительности и степень покрытия ею водосбора, водопоглощающие свойства почвогрунтов, уклоны склонов и русел и их шероховатость.

Учет взаимодействия всех указанных природных факторов при расчете или прогнозе дождевых паводков представляет собой весьма сложную задачу, которая в настоящее время еще не имеет достаточно строгого решения. Это привело к разработке большого числа эмпирических и полуэмпирических формул и методов, которые позволяют хоть как-то удовлетворять запросы практики, не дожидаясь появления строгих теоретических методов расчета дождевых паводков.

Для повышения обоснованности гидрологических расчетов и их унификации в 1972 г. Госстроем СССР были введены в действие в качестве официального нормативного документа «Указания по определению расчетных гидрологических характеристик» СН 435—72 [10], подготовленные Государственным гидрологическим институтом. В Указаниях приводятся два способа расчета максимальных расходов воды дождевых паводков: по эмпирической редуccionной формуле и по формуле предельной интенсивности стока.

В настоящее время взамен СН 435—72 введен в действие СНиП 2.01.14—83 [9], расчетные формулы дождевых паводков в котором принципиально не отличаются от формул, рекомендуемых СН 435—72. Главное отличие заключается лишь в более сложном и менее обоснованном определении параметров, входящих в эти формулы.

Точность расчета максимальных расходов воды по эмпирической редуccionной формуле, регламентируемой СНиП 2.01.14—83, зависит в основном от возможности нахождения репрезентативных водотоков-аналогов, а также от правильности определения показателя редукции (уменьшения) модуля этого расхода в зависимости от площади водосбора. Для достаточно изученных в гидрологическом отношении районов и наличии водотоков-аналогов с длительным периодом наблюдений точность оценки этих параметров, видимо, может быть довольно высокой. Для малоизученных или совсем неизученных районов значения параметров q_{200} и n должны обязательно уточняться путем проведения специальных исследований.

Другой способ — расчет по формуле предельной интенсивности стока нуждается, по нашему мнению, в детальном анализе степени его обоснованности.

Методика расчета максимальных расходов воды дождевых паводков по формуле предельной интенсивности исходит из использования данных о наибольшей средней (предельной) за время бассейнового добега интенсивности дождя по какому-либо району. Определение величины этой интенсивности проводится по рай-

онным кривым редукции дождевых осадков, разработанным ГГИ [8] на основе объективных статистических методов определения характеристик ливневых осадков, предложенных Г. А. Алексеевым [1].

Районные кривые редукции максимальных осадков позволяют объективно определять их величины, зарегистрированные в пределах стандартных (принятых) интервалов времени. Однако нужно отметить, что фактическое время выпадения осадков T довольно часто не совпадает с выбранными интервалами τ . Это особенно отчетливо можно проследить при анализе данных табл. 1 в работе [8], когда один и тот же их слой соответствует различным интервалам времени одного и того же года. Например, с. 271, район 183, г. Самарканд, 1941 г., интервалы 60, 90, 150, 300 мин, слой осадков 10,6 мм или с. 274, район 187, г. Фрунзе, 1942 г., интервалы 90, 150, 300, 720 мин, слой осадков — 21,8 мм.

Такое повторение постоянных значений осадков за различные интервалы времени связано с неучетом бездождевых периодов. Игнорирование бездождевых периодов за принятые интервалы времени приводит к тому, что предельные значения наибольших средних интенсивностей осадков, отнесенных к суточным максимумам [8], очень часто бывают заниженными и по существу не являются предельными.

Условность кривых редукции осадков проявляется также и в том, что величина ψ_τ , по данным табл. II в [8], может быть близка или равна единице только для интервалов времени, равных 1440 мин, независимо от фактического времени выпадения максимума осадков. Это положение равнозначно утверждению, что все суточные максимумы осадков имеют одну продолжительность, равную 1440 мин. В реальных условиях $\psi_\tau = \frac{H_\tau}{H} = 1$ имеет место только тогда, когда продолжительность выбранного интервала времени равна фактическому времени T выпадения суточного максимума осадков или осадков за дождь, определивших суточный максимум. Причем фактическое время выпадения суточного максимума осадков редко бывает равным 1440 мин.

Кроме указанного при построении кривых редукции возможно такое расположение значений максимальных осадков по стандартным интервалам времени (табл. 1 в [8]), когда в соседние интервалы попадают осадки, выпавшие в различные дни или даже месяцы года, т. е. когда осадки даже соседних интервалов времени не являются составными частями одного и того же дождя. При статистической обработке максимальных осадков за различные интервалы времени для нахождения величины ψ_τ (табл. II в [8]) выполняется, как известно, операция их размещения в убывающем порядке (ранжирования). Эта операция ведет к полному смешению осадков по годам и, таким образом, еще в большей мере разрывает составные части дождей.

По существу, имеющиеся кривые редукции осадков объективно отражают статистические закономерности, свойственные только большой совокупности отрывочных выборок их слоя из множества дождей в пределах стандартных интервалов времени, но не дождям как природным процессам. Что касается кривых редукции наибольших средних (предельных) интенсивностей осадков, то они из-за неучета бездождевых периодов не могут быть объективными и носят весьма условный характер.

Использование кривых редукции для расчета дождевых паводков осложняется также тем, что они не дают возможности найти величины и состав неосредненных интенсивностей осадков, свойственных какому-либо дождю, которые крайне необходимы для определения продолжительности и интенсивности водообразования на поверхности водосбора.

Применение в настоящее время кривых редукции для расчета максимальных расходов дождевых паводков по формуле предельной интенсивности стока основано на определении продолжительности выпадения осадков по длительности времени добегания, так как равенство этих двух величин должно являться необходимым условием формирования наибольшего расхода. Принятие такого положения является, конечно, условным, так как фактическая продолжительность дождя совершенно не зависит от времени добегания воды по водосбору.

Более правильно, на наш взгляд, при расчете максимальных расходов учитывать не продолжительность осадков, а продолжительность водообразования. Это связано с тем, что многие дожди вообще не приводят к образованию стока на поверхности водосбора. Кроме того, длительность самого процесса водообразования значительно меньше продолжительности выпадения осадков.

Принимаемое обычно условное равенство продолжительности дождя и времени добегания приводит к неверным выводам о постоянном соответствии начала дождя и начала стока (добегания) поверхностных вод.

Проведенный анализ кривых редукции осадков показал их объективность только в части определения слоя наибольших осадков, выпавших в пределах стандартных интервалов времени. Неучет бездождевых периодов, приводящий к заниженным величинам предельных интенсивностей, допущение постоянства времени выпадения всех суточных максимумов ($\psi_r = 1,0$ при $\tau = 1440$ мин), принятие равенства продолжительности осадков времени бассейнового добегания и невозможность определения величин и состава неосредненных интенсивностей дождя, необходимых при оценке параметров водообразования, не позволяют использовать этот метод для расчета максимальных расходов воды дождевых паводков и вынуждают искать другие возможные пути решения поставленной задачи.

Наиболее достоверно состав (набор) неосредненных интенсивностей реального дождя, ранжированных в убывающем порядке,

может быть описан трехпараметрическим интерполяционным уравнением [4] вида

$$I_t = S \left(1 - \frac{t}{T} \right)^{\frac{S}{a} - 1}, \quad (1)$$

где I_t — интенсивность дождя на момент времени t ; S — максимальная (пиковая) интенсивность дождя; a — средняя интенсивность дождя; T — продолжительность дождя.

Интегрирование этого уравнения в пределах продолжительности дождя дает наибольший слой осадков (x_τ) за какой-либо его интервал τ :

$$x_\tau = H \left[1 - \left(1 - \frac{\tau}{T} \right)^{S/a} \right], \quad (2)$$

где H — слой осадков за дождь.

Наибольшая средняя интенсивность дождя за интервал времени τ находится по слою осадков за этот интервал:

$$\bar{I}_\tau = \frac{x_\tau}{\tau} = \frac{H}{\tau} \left[1 - \left(1 - \frac{\tau}{T} \right)^{S/a} \right]. \quad (3)$$

Как видно из рис. 1, величины осадков и наибольшей средней интенсивности, рассчитанные по формулам (1)—(3), достаточно хорошо соответствуют фактическим данным.

Что касается расчетных величин осадков, полученных по кривым редукции, то они резко отклоняются от фактического материала.

Анализ данных наблюдений за дождями показал наличие некоторой зависимости между их максимальной (пиковой) и средней интенсивностью [4]. Несмотря на значительный разброс точек, связь все же проявляется довольно отчетливо и может быть выражена уравнением

$$\frac{a}{S} = m = \frac{1}{9}. \quad (4)$$

Установлено, кроме того, полное отсутствие каких-либо связей между максимальной интенсивностью дождя и слоем осадков за дождь. Эти величины можно считать полностью независимыми друг от друга.

Для определения максимальных расходов воды заданной вероятности превышения очень важно иметь статистические характеристики основных параметров дождей, входящих в уравнение (1). Их можно определить путем использования интерполяционного уравнения вида

$$x_\tau(P) = X_T(P) \left(\frac{\tau}{T} \right)^{n_\tau}, \quad (5)$$

где $x_\tau(P)$ — наибольшие осадки заданной вероятности превышения P за интервал времени τ ; $X_T(P)$ — наибольшие осадки той же вероятности превышения за интервал времени T ; n_τ — показатель редукции наибольших осадков во времени.

Использование уравнения (5) основано на том факте, что наибольшая месячная сумма осадков по какой-либо метеостанции всегда больше суточного максимума за этот месяц, а слой осад-

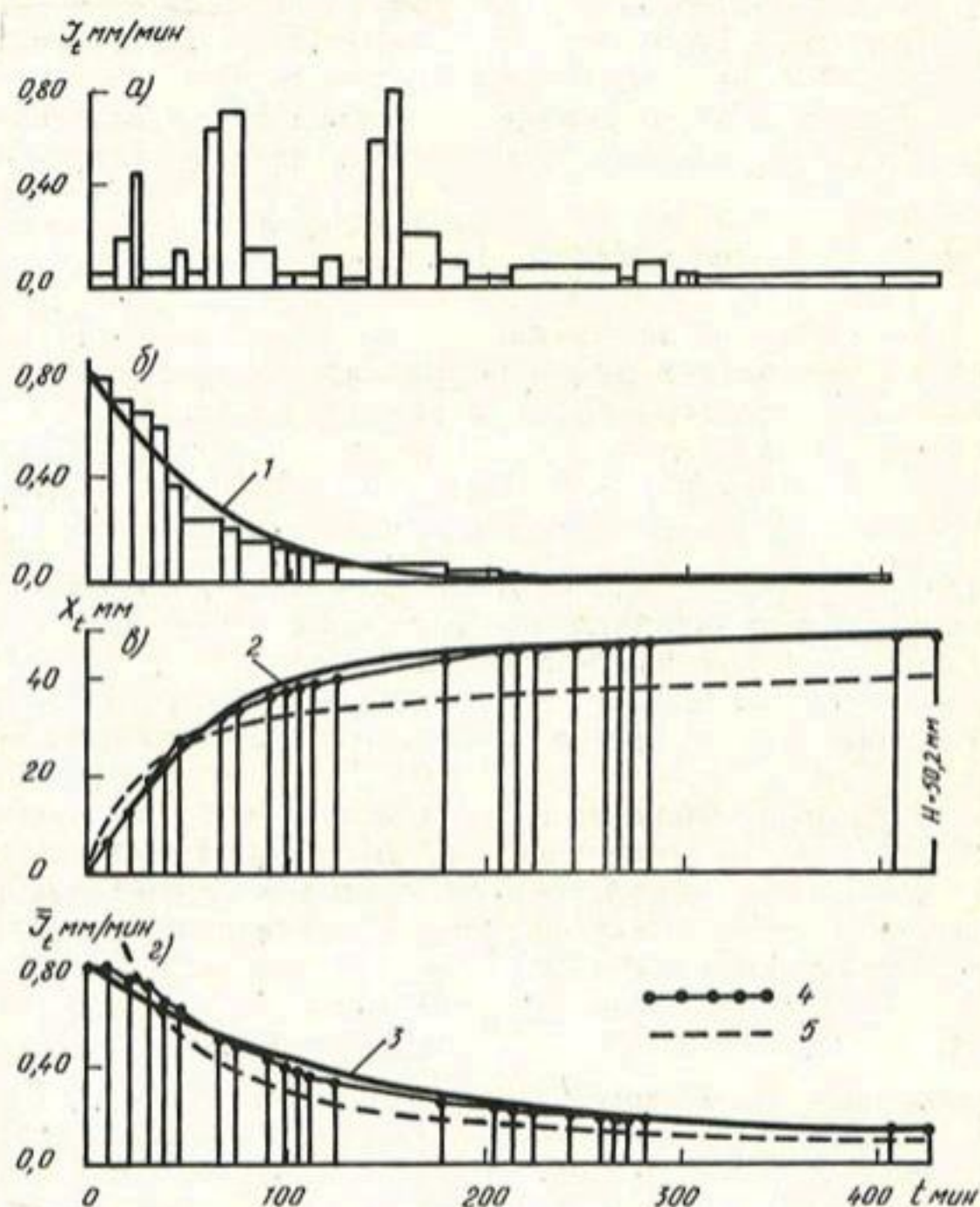


Рис. 1. Плувиограмма дождя и ее обработка по метеостанции Касансай от 13—14 VI 1949:

а — фактическая pluвиограмма, б — ранжированный ряд интенсивностей дождя, в — ход осадков ранжированного дождя, г — ход средней интенсивности ранжированного дождя; 1, 2, 3 — кривые хода параметров ранжированного дождя, рассчитанные по формулам этих номеров; 4 — фактические данные; 5 — кривые редукции осадков, соответствующие 180-му району (южные склоны Чаткальского хребта).

$$H_{\tau} = \psi_{\tau} H \text{ и } i = f(\tau)$$

ков за год также больше месячной суммы осадков этого года. Причем при использовании этого интерполяционного уравнения принимается во внимание, что осадки в течение выбранных интервалов времени могут выпадать с различными перерывами.

Анализируя уравнение (5), небезынтересно отметить, что если бы осадки выпадали непрерывно и с постоянной интенсивностью, то показатель степени n , этого уравнения был бы равен единице. Таким образом, величина показателя степени, по существу, является показателем неравномерности выпадения осадков в интервале времени τ . Учитывая относительную кратковременность ливневых дождей, следует ожидать, что с уменьшением выбранного интервала времени τ его продолжительность будет приближаться к времени непрерывных осадков и, таким образом, может стать интервалом дождя.

Максимальная (пиковая) интенсивность дождя имеет, как известно, размерность мм/мин и поэтому может рассматриваться как наибольший слой осадков заданной вероятности превышения, выпавший за одну минуту. Однако прежде чем перейти к ее определению по уравнению (5), необходимо сказать о наличии на этом пути некоторого затруднения. Дело в том, что уравнение (5) достаточно хорошо соответствует реальным условиям, если принять постоянным значение показателя степени для интервалов времени, больших $0,1+0,2$ сут (более 3—5 ч). Для меньших интервалов времени показатель степени, как правило, увеличивается, а рассчитанные по (5) величины осадков становятся несколько выше фактических. Это связано с тем, что в указанных интервалах времени интенсивность выпадения осадков хотя и не остается постоянной величиной, однако их выпадение может быть непрерывным.

С учетом вышесказанного, для среднеазиатского региона нами получена следующая эмпирическая формула для расчета максимальной (пиковой) интенсивности дождя по суточному максимуму осадков:

$$S(P) = \frac{H(P)}{1440^{n_1}}, \quad (6)$$

где $n_1 = n$ ($1,3-0,5n$) — показатель редукции наибольших осадков для интервала времени в одну минуту; $H(P)$ — суточный максимум осадков заданной вероятности P превышения, мм; $S(P)$ — максимальная (пиковая) интенсивность дождя с вероятностью превышения P , мм/мин; n — показатель редукции наибольших осадков для $\tau \geq 0,1$ сут.

Показатель степени n находился для каждой метеостанции региона путем решения уравнения (5) с использованием среднегодовых величин суточных максимумов ($\tau = 1$ сут) и средних многолетних осадков за теплый период года ($T = 214$ сут):

$$n = \frac{\lg \frac{\bar{H}}{X_T}}{\lg \frac{\tau}{T}} = \frac{\lg \frac{\bar{H}}{X_{214}}}{\lg \frac{1}{214}}. \quad (7)$$

Получена также вполне удовлетворительная эмпирическая зависимость показателя степени n от высоты местности:

$$n = 0,15 + 0,23 Z^{0,42}, \quad (8)$$

где Z — высота местности (площадки метеостанции), км.

Возрастание показателя редукции осадков с увеличением высоты местности говорит о том, что в горах осадки выпадают в течение времени более равномерно, чем на низких отметках.

Переход от максимальной (пиковой) интенсивности дождя за данной вероятности превышения к средней за дождь осуществляется по уравнению

$$a(P) = \frac{1}{9} S(P). \quad (9)$$

Учитывая полную независимость таких параметров дождя, как H и a , продолжительность выпадения осадков может быть определена по формуле

$$T(P) = \frac{H(P)}{a(P)} = \frac{H(P)}{\left(\frac{1}{9} S\right)(P)} = 9 \frac{H(P)}{S(P)}, \quad (10)$$

где

$$P(T) = P(H) P(a) = P(H) P(S). \quad (11)$$

Трехпараметрическое уравнение ранжированных интенсивностей дождя с учетом (1) и (4) запишется в виде

$$I_t(P) = S(P) \left(1 - \frac{t}{T(P)}\right)^8 = S(P) \left(1 - \frac{S(P)t}{9 H(P)}\right)^8, \quad (12)$$

где

$$P(I_t) = P(H) P(S). \quad (13)$$

Очень важным этапом при расчете максимальных расходов воды является определение параметров водообразования на поверхности водосборов.

Продолжительность водообразования определяется продолжительностью превышения интенсивности дождя над интенсивностью поглощения воды почвогрунтом [4]. Эта величина находится при помощи уравнения

$$t_b = \gamma T = \gamma \frac{H}{a}, \quad (14)$$

где

$$\gamma = \frac{t_b}{T} = 1 - \left(\frac{\bar{k}_{fv}}{S}\right)^{\frac{m}{1-m}}, \quad (15)$$

$\bar{k}_{fv}$ — средняя интенсивность инфильтрации за время водообразования по поверхности f_v водообразования.

Слой воды, образовавшийся на поверхности почв за время водообразования, и коэффициент стока, как показано в [4], равны

$$h = \left\{ 1 - \frac{\bar{k}_{fv}}{S} \left[\frac{1}{m} - \left(\frac{1}{m} - 1 \right) \left(\frac{\bar{k}_{fv}}{S} \right)^{\frac{m}{1-m}} \right] \right\} H \quad (16)$$

или

$$\alpha_{fv} = \frac{h}{H} = 1 - \frac{\bar{k}_{fv}}{S} \left[\frac{1}{m} - \left(\frac{1}{m} - 1 \right) \left(\frac{\bar{k}_{fv}}{S} \right)^{\frac{m}{1-m}} \right]. \quad (17)$$

Средняя интенсивность (мм/мин) и средний модуль непрерывного водообразования ($\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) определяются соответственно по уравнениям

$$i_v = \frac{h}{t_v} = \frac{\alpha_{fv} H}{\gamma \frac{H}{a}} = \frac{\alpha_{fv}}{\gamma} a \quad (18)$$

и

$$A_{fa} = 16,67 \frac{\alpha_{fv}}{\gamma} a. \quad (19)$$

Для облегчения расчетов уравнения (15) и (17) могут быть представлены в виде номограммы.

При расчете вероятностных значений максимальных расходов воды, когда принимается $m = \frac{a}{S} = \frac{1}{9}$, уравнения (15) и (17) выражаются в виде одиночных графиков.

Очень важным при расчете параметров водообразования является учет различной интенсивности инфильтрации воды на водосборе, связанной с неоднородностью строения его поверхности. Неоднородность водопоглощающих свойств приводит к тому, что водообразование может возникать не на всей поверхности водосбора, а только на ее некоторой части

$$\lambda = \frac{f_v}{F}, \quad (20)$$

где f_v — площадь водообразования; F — площадь водосбора.

Распределение фильтрационных характеристик по площади водосбора при их изменении от некоторой минимальной величины до максимальной может быть выражено следующим трехпараметрическим интерполяционным уравнением:

$$k_f = (k_M - k_m) \left(\frac{f}{F} \right)^2 + k_m. \quad (21)$$

Решение этого уравнения относительно средней интенсивности инфильтрации по водосбору дает

$$r = \frac{k_M - k_c}{k_c - k_m}, \quad (22)$$

откуда

$$k_f = (k_M - k_m) \left(\frac{f}{F} \right)^{\frac{k_M - k_c}{k_c - k_m}} + k_m, \quad (23)$$

где k_M , k_c и k_m — соответственно максимальная, средняя и минимальная интенсивность инфильтрации воды на водосборе.

Для определения наибольшей возможной величины площади водообразования приравняем значение k_f к максимальной (пиковой) интенсивности дождя S . Решение приводит к формуле вида

$$\lambda = \frac{f_v}{F} = \left(\frac{S - k_m}{k_M - k_m} \right)^{\frac{k_c - k_m}{k_m - k_c}}. \quad (24)$$

С целью облегчения расчетов уравнение (24) может быть представлено в виде номограммы.

Средняя интенсивность инфильтрации по поверхности водообразования $\bar{k}_{fv}$ находится путем решения уравнения (23) и подстановкой в него после интегрирования значения $\frac{f_v}{F}$ из (24)

$$\bar{k}_{fv} = (k_c - k_m) \frac{S - k_m}{k_M - k_m} + k_m. \quad (25)$$

При оценке величины максимальных расходов дождевых паводков относительно редкой повторяемости следует учитывать, что они формируются чаще всего на сравнительно водонасыщенной поверхности водосборов. Это позволяет с некоторым приближением принимать величину интенсивности инфильтрации дождевой воды равной значениям коэффициентов фильтрации различных почв и грунтов, слагающих водосбор. В связи с этим расчет по уравнениям (24) и (25) можно значительно упростить путем использования местных (региональных) эмпирических графиков связи значений средних коэффициентов фильтрации почвогрунтов каждого водосбора с их максимальными и минимальными величинами.

Для Среднеазиатского региона нами получены на основании 377 опытов следующие эмпирические зависимости:

$$k_M = 2,40 k_c \quad (26)$$

$$k_m = 0,30 k_c. \quad (27)$$

Подстановка этих эмпирических уравнений в (24) и (25) приводит к формулам

$$\lambda = \frac{f_v}{F} = 0,69 \sqrt{\frac{S}{k_c} - 0,30} \quad (28)$$

$$\bar{k}_{fv} = 0,333 k_c \left(\frac{S}{k_c} + 0,60 \right). \quad (29)$$

Уравнения (28) и (29) действительны при

$$\frac{S}{k_c} \leq 2,40. \quad (30)$$

В остальных случаях вся поверхность водосбора охвачена водообразованием ($\lambda = 1,0$; $\bar{k}_{fv} = k_c$). Это дает возможность использовать в расчетах среднюю величину коэффициента фильтрации по водосбору. Для ориентировочной оценки фильтрационных свойств почв среднеазиатского региона можно рекомендовать значения средних коэффициентов фильтрации k_c , приведенных в табл. 1. Более точно фильтрационные характеристики водосборов могут быть определены с помощью разработанного нами экспресс-метода [6].

Таблица 1

Преобладающие типы почв различных высотных зон
Среднеазиатского региона и их водопоглощающие свойства

Высотная характеристика водосбора	Преобладающие типы почв	Средняя высота водосбора, м	k_c мм/мин
Равнинный степной	Серо-бурые пустынно-степные, такыровидные, сильно смытые заброшенные пахотные земли	200	0,30—0,60
		400	0,40—0,80
Предгорный холмистый	Светлые типичные и темные сероземы на лёссах, суглинках и пролювиальных отложениях	600	0,60—1,00
		800	0,80—1,20
Низкогорный	Темные сероземы	1000	1,00—1,40
		1200	1,20—1,60
	Коричневые и бурые почвы	1400	1,40—1,80
		1600	1,60—2,00
Горный	Горные каштановые Горные черноземы Горно-лесные Горно-луговые	1800	1,80—2,20
		2000	2,00—2,40
		2200	2,20—2,60
		2500	2,40—2,80
Высокогорный	Горно-луговостепные Высокогорные пустынные (тундровые) Рыхлые каменистые породы	3000	2,60—3,00
		3500	2,80—3,50
		4000 и выше	3,00—4,00

Переходя непосредственно к изложению методики расчета максимальных расходов воды дождевых паводков заданной вероятности превышения с площадей водосборов не более 250—300 км², необходимо отметить, что она основана на известном положении теории изохрон, согласно которому максимальная ордината гидрографа стока формируется за счет наибольшей средней интенсивности водообразования (применяется также термин «водоотдача») за время добегания по склонам, ручейкам и русловой сети бассейна. На основе этой теории в [4] дан вывод формул для расче-

та максимального модуля стока дождевых вод. Рекомендуемая формула с учетом ее корректуры по скорости течения [5] и поверхности водообразования имеет вид

$$q_{fv} = \frac{A_{fv}}{1 + \frac{D}{q_{fv}^{1/3}}} \quad (31)$$

или

$$Q_m = q_{fv} f_v = q_{fv}^{\lambda F}, \quad (32)$$

где

$$D = \frac{333 n_p^{1/3} a \sqrt{\lambda} L}{\gamma H (\lambda F I_p)^{1/3}}. \quad (33)$$

I_p — средний уклон основного русла, ‰; n_p — коэффициент шероховатости основного русла.

Для получения возможности расчета максимальных расходов воды дождевых паводков с учетом таких независимых друг от друга параметров дождя, как H и S , воспользуемся принципом решения композиционных задач, разработанным Алексеевым [2] и примененным им для расчета снеговых максимумов [3]. С этой целью найдем из (31) значение параметра D и раскроем его содержание с учетом (32)

$$D = q_{fv}^{1/3} \left(\frac{A_{fv}}{q_{fv}} - 1 \right) = q_{fv}^{1/3} \left(\frac{A_{fv} \lambda F}{Q_m} - 1 \right) \quad (34)$$

Подставив значение D из (33) в (34) и проведя некоторые преобразования, получим

$$\frac{333 n_p^{1/3} a \sqrt{\lambda} L}{\gamma H (Q_m I_p)^{1/3}} = \frac{\lambda F A_{fv}}{Q_m} - 1, \quad (35)$$

откуда

$$H_Q = \frac{333 n_p^{1/3} a \sqrt{\lambda} L}{\gamma (Q_m I_p)^{1/3} \left(\frac{\lambda F A_{fv}}{Q_m} - 1 \right)}, \quad (36)$$

где H_Q — слой осадков, соответствующий Q_m .

Дальнейшее преобразование уравнения (36) проводится путем умножения числителя и знаменателя его правой части на значение коэффициента стока с поверхности водообразования (α_{fv}). С учетом отношения

$$\frac{\alpha_{fv}}{\gamma} a = \frac{A_{fv}}{16,67}$$

из (19) это приводит к окончательному выражению вида

$$H_Q = \frac{20 n_p^{1/3} \sqrt{\lambda} L A_{fv}}{\alpha_{fv} (Q_m I_p)^{1/3} \left(\frac{\lambda F A_{fv}}{Q_m} - 1 \right)}. \quad (37)$$

Уравнение (37) позволяет определять по величине максимального расхода Q_m и значениям морфометрических параметров водосбора F , L , I_p и k_c слой осадков H_Q , соответствующий принятому расходу. Это осуществляется с учетом параметров λ , α_{fv} , A_{fv} , k_{fv} , которые в конечном счете (уравнения (28), (17), (19) и (29)) зависят от единственной переменной величины — максимальной (пиковой) интенсивности дождя. Указанное позволяет написать уравнение (37) в виде

$$H_Q(P) = f[Q_m, P(S)] = \frac{20 n_p^{1/3} \sqrt{\lambda} L A_{fv}}{\alpha_{fv} (Q_m I_p)^{1/3} \left(\frac{\lambda F A_{fv}}{Q_m} - 1 \right)}. \quad (38)$$

Таким образом, задаваясь различными величинами максимального расхода воды и максимальной (пиковой) интенсивностью дождя разной вероятности превышения $S(P)$, можно определить осадки различной обеспеченности, соответствующие принятым максимальным расходам воды.

Для определения вероятности превышения максимального расхода воды строится график, по осям которого откладываются обеспеченности максимальной (пиковой) интенсивности дождя $P(S)$ и суточного максимума осадков $P(H_Q)$, рассчитанного по уравнению (38). Причем в данном случае принимается, что суточный максимум осадков выпадает за интервал времени в пределах суток ($T \leq 1440$ мин).

Вероятность превышения максимального расхода находится графоаналитически по указанному графику путем определения площадей графиков, ограниченных осями координат и изолиниями максимальных расходов по формуле

$$P(Q_m) = \frac{f_Q}{F_r} \cdot 100\%, \quad (39)$$

где F_Q — площадь графика, ограниченная изолинией Q_m и осями координат; F_r — площадь всего графика, ограниченная осями координат.

Небезынтересно отметить, что этот же генетико-статистический (композиционный) график определения вероятных значений максимальных расходов воды дождевых паводков в каком-либо створе водотока может быть использован и для их прогноза. С этой целью на графике рядом с осью $P(H_Q)$ строится соответствующая ей ось (шкала) осадков H , а около оси $P(S)$ — соответствующая ей шкала максимальной S или средней $a = \frac{H}{T} = \frac{1}{9} S$ интенсивности дождя.

Прогноз максимальных расходов воды дождевых паводков осуществляется по указанному графику с использованием фактических величин осадков за дождь и их продолжительности.

Таблица 2

Дождевые осадки по метеостанции Аблык ($n_1=0,367$)
и параметры водообразования

$P \%$	0,1	1	3	5	10	20	50	70	90	99
$H(P)$ мм	94,0	68,3	56,7	51,3	44,0	37,2	28,7	26,0	24,4	24,0
$S(P)$	6,53	4,75	3,94	3,57	3,06	2,59	1,99	1,81	1,69	1,67
$\overline{k}_{fv}$	2,10	2,00	1,73	1,61	1,44	1,28	1,08	1,02	0,98	0,97
$\overline{k}_{fv}/S(P)$	0,322	0,421	0,439	0,451	0,471	0,494	0,543	0,564	0,580	0,581
λ	1,000	0,966	0,866	0,816	0,742	0,666	0,566	0,517	0,491	0,485
$\sqrt{\lambda}$	1,000	0,983	0,931	0,903	0,861	0,816	0,746	0,719	0,701	0,696
α_{fv}	0,338	0,233	0,217	0,207	0,191	0,171	0,137	0,124	0,114	0,112
γ	0,132	0,102	0,098	0,095	0,090	0,084	0,073	0,069	0,066	0,065
$a = \frac{1}{9} S(P)$	0,726	0,528	0,438	0,400	0,340	0,288	0,221	0,201	0,188	0,186
A_{fv}	31,0	20,1	16,2	14,4	12,0	9,77	6,91	6,02	5,45	5,32

Таблица 3

Расчетные осадки H_Q и их обеспеченность $P(H_Q)$,
соответствующие Q и $P(S)$

Q м³/с	$P(S)$	0,001	0,01	0,03	0,05	0,10	0,20	0,50	0,70	0,90	0,99
205	H_Q	36,5	55,2	64,4	70,7	83,5					
	$P(H_Q)$	0,217	0,035	0,017	0,009	0,005					
143	H_Q	28,2	42,5	49,2	53,7	62,6	76,8				
	$P(H_Q)$	0,521	0,122	0,065	0,041	0,020	0,007				
95,0	H_Q	21,4	31,9	36,6	39,8	46,0	55,6	81,5	97,7		
	$P(H_Q)$	0,999	0,354	0,214	0,161	0,086	0,034	0,005	0,001		
52,6	H_Q	14,3	21,2	24,3	26,3	30,1	36,0	51,0	59,9	67,9	70,1
	$P(H_Q)$	0,999	0,999	0,920	0,680	0,426	0,231	0,052	0,024	0,011	0,009
30,0	H_Q	9,75	14,5	16,5	17,9	20,4	24,3	33,2	39,2	44,2	45,4
	$P(H_Q)$	0,999	0,999	0,999	0,999	0,999	0,930	0,310	0,165	0,100	0,095
15,0	H_Q	6,15	9,10	10,3	11,2	12,7	15,1	20,4	24,0	26,9	27,5
	$P(H_Q)$	0,999	0,999	0,999	0,999	0,999	0,999	0,999	0,990	0,620	0,580

Следует также отметить возможность корректуры изолиний расчетного графика путем использования данных непосредственных наблюдений за дождевыми осадками, их продолжительностью и максимальными расходами воды в расчетном створе.

Ниже в качестве примера приводится расчет предлагаемым генетико-статистическим (композиционным) методом максимальных расходов воды дождевых паводков по р. Карабау — с. Самарчук. Характеристики водосбора: средневзвешенная высота Z — 2030 м; площадь F — 166 км²; длина основного русла L — 25,0 км; средний уклон основного русла I — 53,0‰; коэффициент

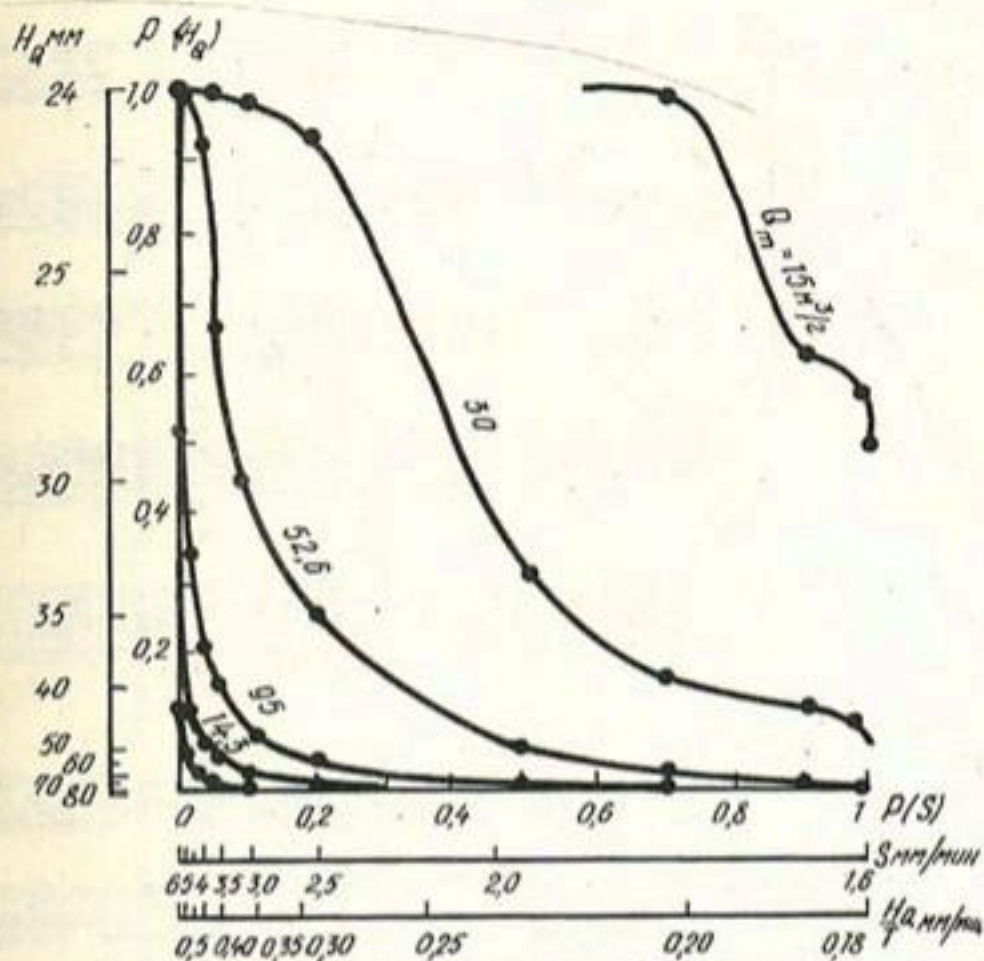


Рис. 2. Расчетный график $P(H_Q) = f[Q, P(S)]$ по р. Карабау — с. Самарчук для определения вероятных и прогнозных значений максимальных расходов воды дождевых паводков

шероховатости основного русла — 0,077; интенсивность инфильтрации воды на водосборе k максимальная — 5,04 мм/мин, средняя — 2,10 мм/мин, минимальная — 0,63 мм/мин.

Графоаналитические расчеты представлены в табл. 2, 3 и на рис. 2, 3. Выполненные расчеты показывают, что максимальные расходы воды 1%-ной и 2%-ной вероятности, превышая по р. Карабау, равны соответственно 143 и 115 м³/с. Небезынтересно отметить, что расчетный расход по этой реке 1%-ной вероятности превышения, по данным каталога [7], составляет 148 м³/с. Фактический максимальный расход воды по р. Карабау за весь 19-летний период наблюдений равен 114 м³/с.

В качестве примера в табл. 4 приводятся результаты машинных расчетов максимальных расходов воды дождевых паводков по 45 рекам Среднеазиатского региона.

Анализируя данные табл. 4, следует иметь в виду, что расчеты выполнялись не по фактическим, а по табличным (табл. 1)

Максимальные расходы воды дождевых паводков по некоторым водотокам Средней Азии, рассчитанные генетико-статистическим (композиционным) методом

Водоток	Параметры осадков по ближайшей метеостанции [8]				Фактический расход M^3/c	Гидроморфометрические параметры водосборов						$Q_{ш} (P) \text{ м}^3/c$			
	$\bar{X}$ мм	суточных		C_s		F км ²	L км	I ‰	n_p	Z м	k_c мм/мин	1%	2%	3%	4%
		$\bar{H}$ мм	C_v												
Водотоки бассейна оз. Иссык-Куль															
Чолпоната	231	24,2	0,27	0,30	16,0	111	18,0	140	0,090	1700*	1,80	20,4	17,0	15,0	9,25
Чон-Урюкты	518	36,6	0,35	0,80	19,5	78,7	13,0	140	0,090	1360*	1,60	54,1	44,6	38,6	22,7
Ойтал	518	36,6	0,35	0,80	20,0	37,9	9,80	160	0,095	1230*	1,40	34,5	29,0	25,4	15,8
Кутурга	518	36,6	0,35	0,80	9,32	47,4	7,70	150	0,090	1400*	1,60	47,4	38,8	34,4	20,4
Кичкине-Кызылсу	333	28,4	0,33	1,20	12,5	103	25,0	60,0	0,070	1330*	1,50	21,4	16,9	14,4	8,00
Чон-Джаргалган	230	25,1	0,35	1,40	25,3	128	20,0	100	0,085	1920*	2,10	30,9	23,2	19,4	9,37
Тамга	230	25,1	0,35	1,40	50,7	135	24,0	98,0	0,085	1470*	1,80	35,0	27,2	23,2	12,3
Водотоки бассейнов рек Чу, Талас															
Кызылсу	299	30,1	0,25	1,00	13,0	171	26,0	82,0	0,085	2500	2,40	20,1	16,0	13,4	6,96
Джеламыш	431	31,9	0,42	2,60	29,0	153	25,0	50,0	0,075	2650	2,40	22,8	13,7	10,4	2,32
Чон-Каинды	392	38,7	0,27	0,40	24,6	167	26,0	87,0	0,090	3040	2,60	39,6	32,8	29,0	17,1
Водотоки бассейнов рек Чирчик, Ангрен															
Каранкульсай	273	44,7	0,29	1,60	26,1	15,6	7,20	120	0,095	1380	1,60	80,2	67,1	59,8	40,9
Алтынбельсай	199	31,7	0,34	0,90	28,9	39,1	11,5	71,0	0,080	1660	1,80	52,5	44,5	40,0	27,3
Акташсай	199	31,7	0,34	0,90	23,6	19,3	6,0	130	0,097	1670	1,80	48,5	41,6	37,6	26,2
Угамсай	199	31,7	0,34	0,90	10,9	14,0	18,0	76,0	0,085	1270	1,30	10,1	8,40	7,51	5,12
Акчасай	180	32,0	0,30	2,40	128	125	28,0	45,0	0,075	1560	1,70	101	81,4	70,5	44,9
Карабау	180	32,0	0,30	2,40	114	166	25,0	53,0	0,077	2030	2,10	143	115	99,3	63,1
Таганбаши	180	32,0	0,30	2,40	62,0	16,8	6,20	252	0,100	1970	2,00	56,0	44,4	38,9	26,0
Наугарзан	180	32,0	0,30	2,40	74,9	84,4	15,5	100	0,092	1700	1,80	150	120	104	67,2
Шаугаз	165	22,1	0,55	2,40	17,2	65,8	15,0	56,0	0,075	1660	1,80	38,7	27,5	22,0	9,65
Паркентсай	149	27,9	0,31	0,60	26,3	39,7	14,0	66,0	0,082	1980	2,00	29,8	28,0	27,8	22,2

Водотоки бассейна р. Нарын															
Донгузтау	485	47,5	0,35	1,00	63,7	166	36,0	25,0	0,067	2000	2,20	65,9	53,9	47,3	29,0
Зергер	485	47,5	0,35	1,00	97,4	216	35,0	31,0	0,067	2020	2,20	110	90,5	79,6	49,1
Водотоки северо-восточной части Ферганской долины															
Алмассай	85	15,7	0,43	2,60	95,0	347	33,5	16,7	0,055	750	1,00	113	84,7	71,5	37,8
Чартаксай	140	20,6	0,35	1,80	103	319	36,1	25,5	0,062	1050	1,20	87,5	69,2	60,3	35,9
Майлису	260	31,1	0,45	1,10	142	530	40,4	39,8	0,070	2100	2,20	209	163	139	72,9
Водотоки бассейнов рек Санзар, Зеравшан, Кашкадарья															
Сазаган	169	31,5	0,27	0,90	40,5	34,9	11,7	82,0	0,080	1050	1,20	84,3	72,7	65,9	46,9
Дорисай	62	17,7	0,46	1,60	70,0	68,0	16,0	16,5	0,055	480	1,45	60,3	46,4	39,6	22,4
Водотоки бассейнов рек Сурхандарья и Кафирниган															
Туйкуталь	393	37,7	—	—	82,1	140	16,0	81,0	0,083	2680	2,60	68,6	55,6	48,8	29,0
Оджук	393	37,7	—	—	50,6	77,1	18,0	98,0	0,091	2350	2,40	31,0	25,5	22,5	14,0
Такоб	376	42,6	—	—	76,8	75,0	15,0	110	0,095	3140	2,80	108	87,2	75,5	44,5
Харангон	376	42,6	—	—	79,0	66,6	15,0	95,0	0,092	2060	2,20	121	97,3	85,2	52,7
Лячоб	376	42,6	—	—	154	170	26,0	87,0	0,085	2240	2,40	205	164	143	84,4
Курортная	421	51,3	0,23	0,70	39,8	19,2	8,40	140	0,097	2260	2,40	36,0	32,0	29,6	22,3
Гурке	421	51,3	0,23	0,70	54,6	51,4	15,0	92,0	0,090	2500	2,60	56,8	50,0	46,0	33,0
Водотоки бассейна р. Вахш															
Даштигургон	396	41,3	0,28	0,20	24,9	36,4	12,0	120	0,100	2130	2,20	26,8	23,2	21,2	14,9
Водотоки Копетдага															
Арваз	142	21,7	0,40	2,60	67,1	195	21,0	33,0	0,070	1500	1,60	95,8	72,1	60,5	32,3
родн. Кююрд-жаны	64,0	17,0	0,47	2,20	36,5	8,40	3,50	34,0	0,070	180	0,50	50,9	42,7	37,9	25,0
Аладерс	96,0	21,7	0,85	5,00	215	174	20,0	7,6	0,045	300	0,50	65,4	48,1	38,3	16,2
Ахчабиляк	96,0	21,7	0,85	5,00	238	152	21,5	9,4	0,048	500	0,80	38,5	26,2	20,2	82,7
Дивона	96,0	21,7	0,85	5,00	243	531	61,9	3,4	0,040	340	0,50	67,3	45,5	34,7	13,9
Теджева	91,0	21,4	0,51	1,50	116	55,5	18,0	74,0	0,084	900	1,00	126	99,9	84,7	47,7
Сунча	91,0	21,4	0,51	1,50	11,0	7,0	9,0	55,0	0,078	470	0,60	21,7	18,0	15,8	9,8
Водотоки Кызылкумов															
Поселковый	53,0	15,7	0,48	1,50	13,9	11,8	9,20	16,7	0,055	470	1,20	10,4	8,09	6,85	3,82
Мечетсай	53,0	15,7	0,48	1,50	55,0	85,0	21,0	14,0	0,052	530	1,20	56,1	43,4	36,7	20,4
Сутралысай	53,0	15,7	0,48	1,50	19,3	139	22,0	15,0	0,053	560	1,42	88,5	67,8	57,6	32,2

* Высота над уровнем оз. Иссык-Куль.

значениям коэффициентов фильтрации водосборов, и поэтому результаты расчетов являются приближенными.

Касаясь определения объемов стока паводковых вод, соответствующих расчетным максимальным расходам, необходимо отметить, что один и тот же расход может быть сформирован, как это видно из рис. 2, различным сочетанием максимальной (или средней) интенсивности дождя и слоя осадков за дождь. На графике это сочетание определяется изолинией принятого максимального расхода воды.

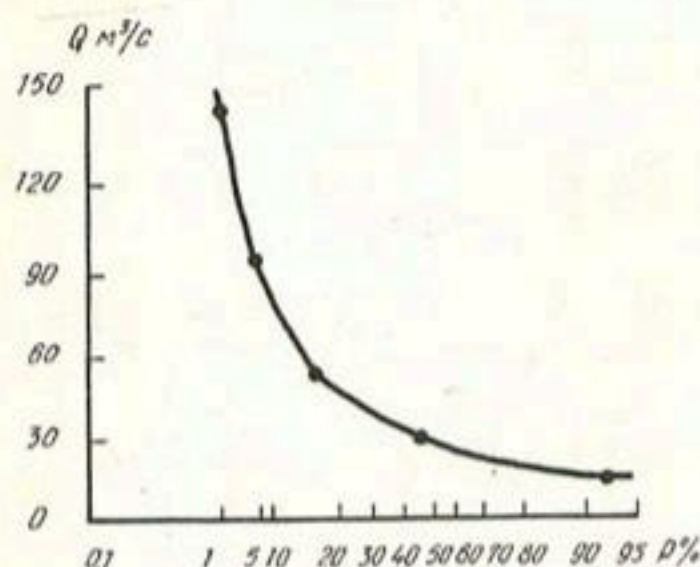


Рис. 3. Кривая обеспеченности максимальных расходов воды дождевых паводков р. Карабау — с. Самарчук:

$Q \text{ м}^3/\text{с}$	143	95	52,6	30	15
$P \frac{fQ}{F_r} \cdot 100\%$	1,0	3,44	16,5	45,4	92,4
$P \%$	1	2	3	10	
$Q \text{ м}^3/\text{с}$	143	115	99,3	63,1	

Объем стока рассчитывается по формуле

$$W = 1000 \alpha_{fv} \lambda H_Q F, \quad (40)$$

где W — объем стока, м^3 .

Из уравнения (40) видно, что α_{fv} и λ являются для данного водосбора функциями $P(S)$, а объем стока — функцией двух переменных

$$W = f[(P(S), P(H_Q))]. \quad (41)$$

Как показали исследования, одному и тому же максимальному расходу воды соответствуют разные значения объемов стока, определяемые конкретными сочетаниями различных величин $P(S)$ и $P(H_Q)$.

В качестве примера ниже приводятся расчетные объемы стока дождевой воды по р. Карабау — с. Самарчук для максимального расхода в $143 \text{ м}^3/\text{с}$ с учетом различных сочетаний $P(S)$ и $P(H_Q)$ (расчет выполнен по данным табл. 2):

$P(S) \%$	0,1	1	3	5	10	20
$P(H) \%$	52,1	12,2	6,5	4,1	2,0	0,7
$W \text{ тыс. м}^3$	1582	1588	1535	1506	1463	1452

Выполненные расчеты показывают, что объемы стока дождевой воды, соответствующие максимальному расходу в $143 \text{ м}^3/\text{с}$,

хотя и не остаются постоянными в зависимости от различных сочетаний $P(S)$ и $P(H_Q)$, однако их отличия относительно небольшие и не превышают 10—15% значения максимального объема стока. Приведенные результаты указывают на наличие максимума функции (41), который, видимо, целесообразно принимать в качестве расчетной величины объема стока, соответствующей выбранному значению максимального расхода воды.

Кроме определения расчетных значений максимальных расходов и объемов воды дождевых паводков, довольно часто возникает необходимость в построении гидрографа их стока. При отсутствии наблюдений в соответствии с требованиями СНиП 2.01.14—83 гидрографы стока схематизируются по уравнению одномодалной кривой распределения Гудрича

$$y = 10^{-a \frac{(1-x)^2}{x}}, \quad (42)$$

где $y = \frac{Q_t}{Q_m}$; $x = \frac{t}{\tau}$; a — параметр, характеризующий форму гидрографа и зависящий от коэффициента несимметричности (k_s):

$$k_s = \frac{h_n}{h}, \quad (43)$$

h_n — слой стока за период подъема паводка, h — слой стока за весь паводок.

Сложность использования уравнений (42) и (43) для расчета гидрографов стока заключается в трудности определения слоя стока h_n за период подъема паводка при отсутствии репрезентативных аналогов.

С целью устранения этих недостатков нами предлагается другое уравнение, в котором исключена необходимость определения коэффициента несимметричности формы гидрографа:

$$y = x^{M \frac{1-x}{1+x}}, \quad (44)$$

где M — параметр, определяемый по графику рис. 4 в зависимости от максимального расхода Q_m , объема стока за весь паводок W и времени добегаания (τ)

$$M = f\left(\frac{W}{60 Q_m \tau}\right) = f\left(\frac{1}{1 - \frac{Q_m}{\lambda A_{fb} F}}\right), \quad (45)$$

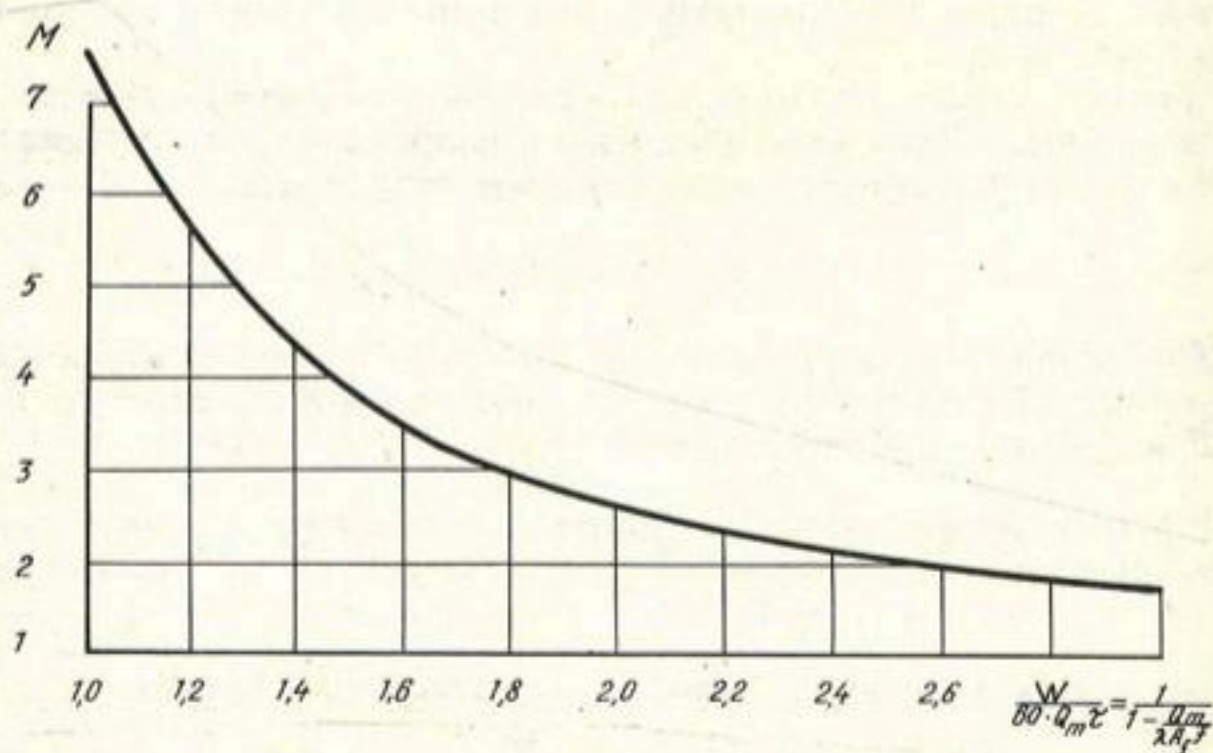
где τ — время добегаания (мин) выражается уравнением

$$\tau = \frac{1}{60} \frac{W}{Q_m} - \gamma \frac{H_Q}{a} = \frac{1}{60} \frac{W}{Q_m} \left(1 - \frac{Q_m}{\lambda A_{fb} F}\right). \quad (46)$$

Для облегчения расчетов гидрографов стока в табл. 5 приведены относительные значения расходов $y = \frac{Q_t}{Q_m}$ в зависимости от от-

Относительные координаты одномодальных гидрографов стока

x	M									
	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5
0,0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,1	0,004	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,2	0,040	0,023	0,014	0,008	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	0,000
0,3	0,143	0,103	0,075	0,054	0,039	0,028	0,020	0,015	0,011	0,008
0,4	0,308	0,253	0,208	0,171	0,140	0,115	0,095	0,078	0,064	0,053
0,5	0,500	0,445	0,397	0,354	0,315	0,281	0,250	0,223	0,198	0,177
0,6	0,682	0,640	0,600	0,563	0,528	0,495	0,465	0,436	0,409	0,384
0,8	0,928	0,917	0,906	0,894	0,883	0,873	0,862	0,851	0,841	0,830
1,0	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
1,2	0,951	0,944	0,936	0,928	0,920	0,913	0,905	0,898	0,890	0,883
1,4	0,845	0,822	0,799	0,777	0,755	0,735	0,714	0,695	0,675	0,657
1,6	0,722	0,684	0,648	0,614	0,581	0,551	0,522	0,494	0,468	0,443
1,8	0,604	0,556	0,511	0,470	0,432	0,397	0,365	0,336	0,309	0,284
2,0	0,500	0,445	0,397	0,354	0,315	0,281	0,250	0,223	0,198	0,177
2,5	0,308	0,253	0,208	0,171	0,140	0,115	0,095	0,078	0,064	0,053
3,0	0,192	0,146	0,111	0,084	0,064	0,049	0,037	0,028	0,021	0,016
3,5	0,124	0,088	0,062	0,044	0,031	0,022	0,015	0,011	0,008	0,005
4,0	0,082	0,054	0,036	0,024	0,016	0,010	0,007	0,004	0,003	0,002
4,5	0,057	0,035	0,022	0,013	0,008	0,005	0,003	0,002	0,001	0,001
5,0	0,040	0,023	0,014	0,008	0,005	0,003	0,002	0,001	0,001	0,000

Рис. 4. График зависимости $M = f\left(\frac{W}{60 Q_m \tau}\right)$:

$$\tau = \frac{1}{60} \frac{W}{Q_m} - \gamma \frac{H_{Q_m}}{Q} = \frac{1}{60} \frac{W}{Q_m} \left(1 - \frac{Q_m}{\lambda A_f F}\right) \text{ мин}$$

носительной продолжительности стока $x=t/\tau$, соответствующие различным значениям M .

Расходы воды Q_t и время стока t определяются по формулам

$$Q_t = yQ_m, \quad (47)$$

$$t = x\tau. \quad (48)$$

Уравнения (44) и (45), а также табл. 4 составлены с таким расчетом, чтобы объем стока по гидрографу был равен объему стока воды за паводок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Объективные статистические методы определения характеристик ливневых осадков. — Метеорология и гидрология, 1966, № 7, с. 22—27.
2. Алексеев Г. А. Генетико-статистический метод определения вероятных максимальных расходов воды. — Труды ГГИ, 1954, вып. 43(97), с. 5—21.
3. Алексеев Г. А. Расчеты паводкового стока рек СССР. — Л.: Гидрометеониздат, 1955. — 198 с.
4. Денисов В. М. О расчете дождевых паводков с малых водосборов Средней Азии. — Метеорология и гидрология, 1975, № 7, с. 81—90.
5. Денисов В. М. О средней скорости равномерного движения безнапорных турбулентных водотоков. — Труды САНИИ Госкомгидромета, 1982, вып. 94(175), с. 66—74.
6. Денисов В. М. Определение параметров водопроницаемости почвогрунтов по кривым неустановившейся инфильтрации. — Метеорология и гидрология, 1978, № 12, с. 74—82.
7. Каталог по максимальному дождевому стоку рек СССР. — Л.: Гидрометеониздат, 1972. — 131 с.
8. Материалы по расчетным характеристикам дождевых осадков / Под ред. А. И. Чеботарева. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 396 с.
9. Определение расчетных гидрологических характеристик. СНиП 2.01.14—83. Государственный Комитет СССР по делам строительства. — М., 1983. — 93 с.
10. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. СН 435—72. — Л.: Гидрометеониздат, 1972. — 18 с.

В. Г. ГАПИШКО, Т. И. ГОНЧАРОВА,
Н. И. ДАРВИНА, М. А. ЗЕЛЕНИНА

К ОЦЕНКЕ ИСПАРЕНИЯ В БАССЕЙНЕ р. СЫРДАРЬИ

Бассейн р. Сырдарьи представлен двумя существенно различными по рельефу частями: горной областью и выположенной территорией. В связи с этим испарение рассмотрено отдельно в каждой из указанных частей. Расчет испарения в зоне орошения (до отметки 700 м) выполнен методом САНИИ [3], в зоне естественных условий (в интервале 700—3000 м) — методом Ю. Н. Иванова [2], выше 3000 м — И. С. Соседова и Л. Н. Филатовой [4]. Расчет произведен на основе данных наблюдений 64 метеорологических станций по административным областям.

Преобладающей сельскохозяйственной культурой в бассейне р. Сырдарьи является хлопчатник. Расчет месячного испарения с хлопковых полей произведен методом, основанным на массовой информации о температуре и влажности воздуха, пригодным для любого периода и района хлопкосеяния Средней Азии. Период, свободный от снежного покрова, выделялся по датам образования и разрушения устойчивого снежного покрова. По 16 метеостанциям расчет выполнен помесечно за каждый год. Сопоставление испарения, рассчитанного по отдельным годам, с величинами, полученными по многолетним данным для года, показало расхождение в 3%, в марте и апреле — 18%, во всех остальных месяцах — менее 10%. Поэтому по 10 метеостанциям испарение вычислено по многолетним значениям исходных данных. В связи с неоднородностью ряда наблюдений выполнено сравнение значений испарения за 1930—1980 гг. с периодами 1940—1980 и 1960—1980 гг. Расхождение не превышает 10%.

В основе метода расчета испарения в естественных условиях лежит зависимость месячных величин испарения от среднемесячной температуры воздуха и суммы осадков за месяц. Расчет выполнен по данным 32 станций. Месячные суммы атмосферных осадков получены на основе наблюдений по дождемеру с защитой Нифера и по осадкомеру Третьякова. При измерении осадков обоими приборами имеют место систематические ошибки. По трем станциям данные наблюдений по дождемеру Нифера приведены к показаниям осадкомера Третьякова (поправка k_1); в данные осадков всех станций введена поправка на ветровой недоучет k_2 и на смачивание осадкомерного ведра k_3 .

На испарение конкретного месяца влияет увлажнение предыдущего периода. Ю. Н. Ивановым это увлажнение учитывалось косвенно. В расчетах принималось, что не все осадки, выпавшие в предыдущий месяц, испарились в тот же месяц. Расчетная месячная сумма осадков X_{pi} определялась по формуле

$$X_{pi} = X_i - \frac{1}{6} X_i + \frac{1}{6} X_{i-1} = 0,167 (5 X_i + X_{i-1}). \quad (1)$$

Здесь X_i — осадки данного месяца, X_{i-1} — осадки предшествующего месяца.

По пяти станциям рассчитаны месячные значения испарения каждого года. Сравнение последних с величинами, определенными по многолетним исходным данным, дает следующие результаты: расхождение годовых значений не превышает 5%, для месячных — 13%. Для остальных 29 станций испарение определено по многолетней исходной информации. Расхождение в значениях испарения при сравнении за периоды 1930—1980 с 1930—1963, 1951—1980 и 1960—1980 гг. не превышает 10%.

Выше 3000 м испарение рассчитано по данным шести метеостанций в зависимости от осадков и экспозиции склона [4].

Расчет испарения по областям выполнен методом взвешива-

ния с учетом площадей, тяготеющих к станциям. Площади f_i , относящиеся к каждой станции, определены с помощью палетки и выражены в долях от общей площади бассейна ($k_i = \frac{f_i}{F}$). Средневзвешенные величины испарения E вычислены по формуле

$$\bar{E} = E_1 k_1 + E_2 k_2 + \dots + E_n k_n = \sum_{i=1}^n E_i k_i. \quad (2)$$

Здесь n — число станций, по которым рассчитано испарение для конкретной области. Величины испарения по областям с орошаемой территории близки к рассчитанным по ирригационным районам.

В зоне орошения кроме хлопчатника возделываются и другие сельскохозяйственные культуры. Рассчитанные значения испарения с хлопкового поля отличаются от испарения с комплексного гектара не более чем на 40 мм, что составляет менее 5%. Только в Кызылординской области, где хлопчатник не выращивается, испарение рассчитано с комплексного гектара. В Чимкентской и Кызылординской областях на территории, занятой песками, где грунтовые воды залегают глубоко, испарение с песков принято равным осадкам. Учитывалось также испарение с водохранилищ: Кайраккумского и Чардаринского — по данным А. М. Никитина, с озер Арнасайского комплекса — по данным Н. Е. Горелкина и И. Б. Милькис.

Для зимнего периода в высокогорных и среднегорных областях испарение с поверхности снега принято равным 9% годовых осадков, для низкорасположенных — от 5 до 2% (В. Г. Гапишко, 1984 г.).

Таким образом, испарение по отдельным областям состоит из испарения с естественных подстилающих поверхностей (выше 700 м), с орошаемых площадей, с водной поверхности, с песков и с поверхности снежного покрова. Суммарная взвешенная величина испарения помещена в таблице; там же помещены значения осадков, средние по областям. Как видно из таблицы, наибольшее годовое испарение — в Кызылординской области, наименьшее — в Иссыккульской, наиболее высоко расположенной.

Режим увлажнения бассейна Сырдарьи крайне разнообразен, что обусловлено разнообразием рельефа и ориентацией склонов по отношению к влажным воздушным массам. Осадки для бассейна рассчитаны по 210 пунктам наблюдений стационарной сети и 11 суммарным осадкомерам (с корректировкой по методике ГГО).

Как правило, метеорологические пункты наблюдений располагаются ниже зоны выпадения основных осадков региона. Для восполнения недостающих данных с помощью гляциологической (каталоги ледников) и метеорологической информации выполнен расчет многолетней годовой величины аккумуляции—абляции на

границе питания ледников по формуле В. Г. Ходакова и А. Н. Кренке [1]:

$$A_{\text{мм}} = 1,33(T_{\text{л}} + 9,66)^{2,35}, \quad (3)$$

где $A_{\text{мм}}$ — аккумуляция—абляция, $T_{\text{л}}$ — средняя температура воздуха на фирновой границе за июль—август. Температура метеостанции приведена к средней нижней границе ледников с учетом вертикального температурного градиента, равного $6,3^{\circ}\text{C}$ на 1 км. При расчете температуры на границе ледника необходим учет температурного скачка; он был принят равным 1°C [1].

Средние многолетние осадки
и испарение в бассейне р. Сырдарьи

Область	Осадки за год, мм	Испарение, мм			
		летнее		зимнее	за год
		на оро- шаемой террито- рии	в естествен- ных условиях		
Иссыккульская	522		126	47	173
Сусамыр	603		173	54	227
Нарынская	500		216	45	261
Таласская	864		329	78	407
Ошская	685		335	62	397
Андижанская	295	980		6	986
Наманганская	203	1009	460	10	775
Ферганская	171	974		9	980
Сырдарьинская	370	966		7	973
Джизакская	385	988	347	8	851
Ташкентская	716	968	434	50	733
Ленинабадская	275	1013	201	14	460
Чимкентская	378	833	460	23	526
Кзылординская	152	1116	152	3	232
Среднее взвешенное для бассейна	364	672	227	24	338

Важной компонентой оледенения является лавинный и метелевый перенос. Поэтому вычисленная величина абляции и равная ей аккумуляция помимо фоновой величины твердых осадков включает осадки, обусловленные перераспределением снега. Для перехода к годовым суммам осадков использован коэффициент концентрации снега $k_c = 1,55$ и $1,20$ (по данным А. С. Щетинникова).

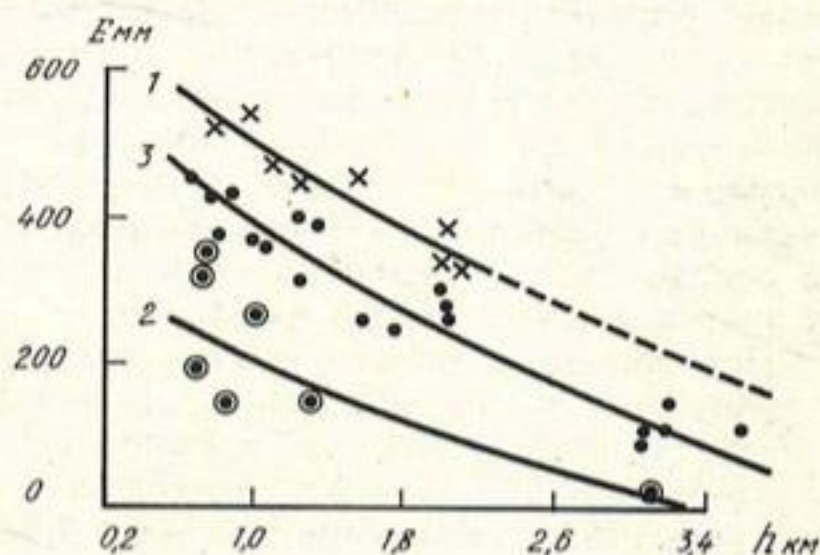
По административным областям расчет осадков выполнен методом взвешивания. Установлено, что наиболее увлажненными в бассейне являются Таласская, Ташкентская, Ошская области и Сусамыр — 864, 716, 685 и 603 мм соответственно. Иссыккульская и Нарынская области получают меньше осадков — 522 и 500 мм. В Джизакской, Чимкентской, Сырдарьинской, Андижанской, Ленинабадской и Наманганской областях выпадает еще меньше осадков — 385, 378, 370, 295, 275 и 203 мм. Наименее увлажнен-

ные области бассейна — Ферганская и Кызылординская — 171 и 152 мм/год.

На основе рассчитанных осадков в зоне естественных условий (по пяти верхним областям) проверено испарение по уравнению водного баланса: рассчитанное испарение изложенным выше способом меньше определенного по уравнению водного баланса на 16%, а среднее испарение всего бассейна больше на 23%.

Изменение с высотой летнего испарения в бассейне р. Сырдарьи (в зоне естественных условий):

1 — Ташкентская и Таласская области, верховья бассейна р. Арысь; 2 — Ленинабадская и Джизакская области; 3 — остальная территория бассейна р. Сырдарьи



Недостатком в проведенных расчетах методом взвешивания является неучет высотной закономерности. На высотной зависимости испарения в зоне естественных условий (рисунок) выделяются три района, обусловленные степенью увлажненности. Первый район с высоким испарением (360—540 мм), второй — с умеренным (120—450 мм), третий — с незначительным (150—360 мм).

Таким образом, впервые для всей территории бассейна Сырдарьи по административным областям выполнен расчет осадков и суммарного испарения и выявлено высотное распределение испарения в зоне естественных условий. Установлено, что наиболее увлажненными и имеющими наибольшее испарение являются Ташкентская и Таласская области, наименее увлажнены Кызылординская и Ферганская.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дополнение к программе и методическим указаниям по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1980, вып. 39, с. 8—30.
2. Иванов Ю. Н. Метод расчета месячных сумм испарения с поверхности. — Труды САНИГМИ, 1975, вып. 25 (106), с. 49—62.
3. Иванов Ю. Н. Эмпирический метод расчета месячных сумм испарения с полей хлопчатника. — Труды САНИИ Госкомгидромета, 1982, вып. 89 (170), с. 74—82.
4. Соседов И. С., Филатова Л. Н. Летнее суммарное испарение в среднегорном поясе Заилийского Алатау и влияние на него экспозиции склонов. — В кн.: Гидрофизические исследования в горных районах Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1969, с. 67—80.

О ВОЗМОЖНОСТИ РАСЧЕТА СРЕДНИХ ГЛУБИН НА р. АМУДАРЬЕ ПРИ ЕЕ ЗАМЕРЗАНИИ

Развитие ледовых процессов на реках в осенний и зимний периоды определяется общей гидрометеорологической обстановкой района и гидравлическими условиями реки. В САНИИ создана учитывающая указанные условия модель и численная схема ледообразования на шугоносной реке (на примере Амударьи), которая может быть использована при разработке методов прогноза различных элементов зимнего состояния реки. В настоящее время на основе модели ледообразования построен метод краткосрочного прогноза шугохода на Амударье.

При дальнейшем усовершенствовании расчетной схемы необходимы учет взаимодействия воды и льда, а также описание процессов, происходящих на кромке ледяного покрова. Одной из конкретных задач такого описания является расчет подъема уровней воды (или изменения глубин) при замерзании реки. Общее решение этой задачи сопряжено со значительными трудностями [1, 3, 5]. Поэтому часто исследователи идут по пути построения эмпирических зависимостей, оставляя в стороне точное решение соответствующих гидродинамических задач. В частности, О. П. Чижев [6, 7] рассматривал возможность прогнозирования зажорных подъемов уровней на Амударье в зависимости от расходов воды и средней температуры воздуха в период установления ледяного покрова. П. М. Машуков [2] при изучении заторов и зажоров на Амударье подробно проанализировал изменение уровней воды в зимний период.

В настоящей работе предпринята попытка отыскания локальных зависимостей, связывающих изменение глубин при установлении ледяного покрова на Амударье с температурами воздуха и водностью реки.

Рассмотрим случай, когда на подъем уровней воды при установлении ледяного покрова накладывается изменение уровней за счет паводочной волны. Выберем период 10—15 дней, включающий дату установления ледяного покрова в данном створе. В начале этого периода состояние реки — свободное с расходом Q_1 , в конце — ледяной покров при установившихся расходах воды Q_2 :

$$Q_2 = Q_1 + \Delta Q,$$

где ΔQ — изменение расхода воды за указанный период.

Используя формулы Шези и Маннинга, получаем

$$\frac{n_1}{n_2} \frac{h_2}{h_1} \left(\frac{R_2}{R_1} \right)^{2/3} \left(\frac{i_2}{i_1} \right)^{1/2} = 1 + \frac{\Delta Q}{Q_1}, \quad (1)$$

где h — глубина реки, n — приведенный коэффициент шероховатости русла в формуле Маннинга, R — гидравлический радиус,

i — гидравлический уклон, индексы 1 и 2 относятся соответственно к началу и концу периода.

При гидравлических расчетах потоков под ледяным покровом некоторые авторы предполагают равенство гидравлических уклонов при свободном русле и под ледяным покровом [4, 8]. При определенных условиях (в частности, при установившихся расходах воды, сглаженной нижней поверхности ледяного покрова) это допущение не вносит больших погрешностей в расчеты. Используя соотношение

$$(i_1/i_2)^{0,3} \approx 1$$

и учитывая, что при свободном русле $R_1 \approx h_1$, а при ледоставе $R_2 \approx h_2/2$, соотношение (1) перепишем

$$\frac{h_2}{h_1} = 2^{2/5} \left(\frac{n_2}{n_1} \right)^{3/5} \left(1 + \frac{\Delta Q}{Q_1} \right)^{3/5}. \quad (2)$$

Для выявления эмпирического соотношения между изменениями глубин в период установления ледяного покрова и изменением водности реки были привлечены материалы наблюдений за ледо-

Сведения о соотношении расходов воды и глубин потоков в период установления ледяного покрова на Амударье

Створ	Дата установления ледяного покрова	Расход воды в предледоставный период Q_1 , м ³ /с	Расход воды в период ледостава Q_2 , м ³ /с	$\Delta Q = Q_2 - Q_1$, м ³ /с	$\frac{\Delta Q}{Q_1}$	$2^{2/5} \left(\frac{\Delta Q}{Q_1} + 1 \right)^{3/5}$	Предледоставная глубина h_1 , см	Глубина при ледоставе h_2 , см	$\frac{h_2}{h_1}$
Тюямуюн	10 I 1972	353	199	-154	-0,436	0,935	175	257	1,47
	11 I 1974	360	222	-138	-0,383	0,987	180	227	1,26
	16 II 1976	260	308	48	0,185	1,46	208	316	1,52
	24 XII 1976	608	568	-40	-0,066	1,27	382	406	1,06
	4 II 1978	333	200	-133	-0,399	0,927	240	270	1,13
	26 I 1979	670	373	-297	-0,443	0,929	432	512	1,19
Кипчак	17 XII 1976	427	274	-153	-0,358	1,01	143	147	1,23
	25 I 1978	179	214	35	-0,195	1,16	142	229	1,16
	14 I 1979	327	240	-87	-0,266	1,10	142	194	1,37
Чатлы	9 I 1970	621	637	16	-0,026	1,30	193	327	1,69

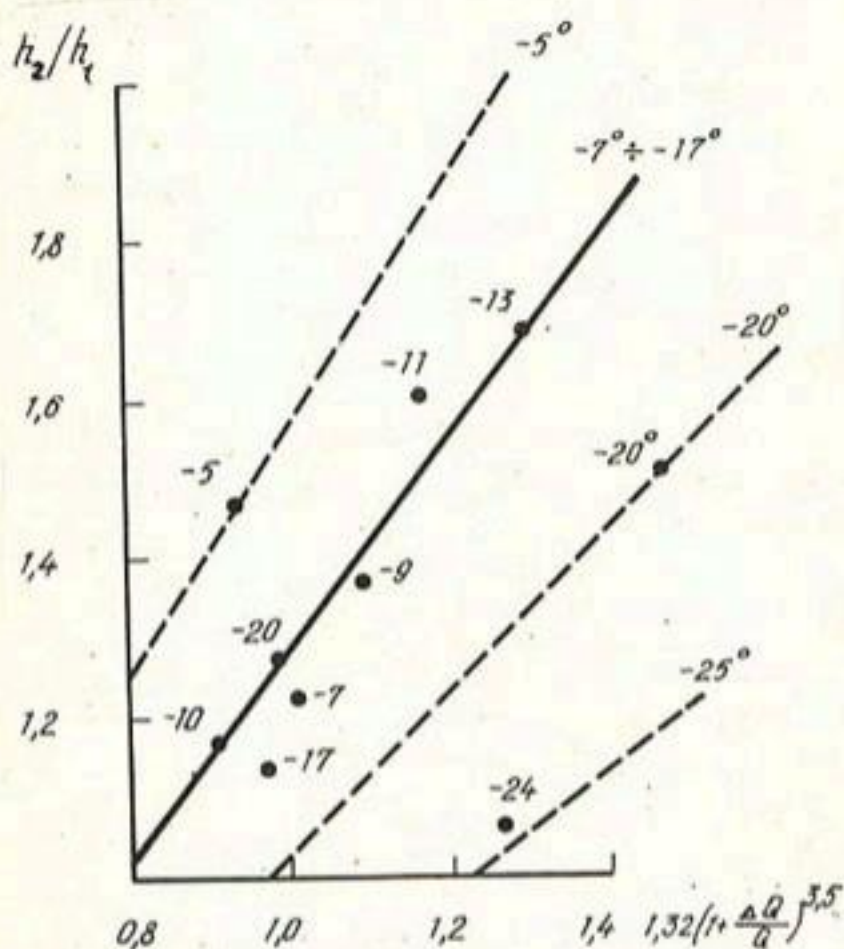
выми явлениями и стоком Амударьи по станциям Тюямуюн, Кипчак и Чатлы за 1972, 1974—1976, 1978—1979 гг. (таблица). Здесь и дальше не учитываются колебания уровней, вызванные неустановившимися расходами воды в период перемещения вблизи поста кромки льда.

В соответствии с выражением (2) на основе указанных материалов наблюдений была построена зависимость, приведенная на рисунке. По одной из осей координат отложено отношение глу-

бин потока до и после установления ледяного покрова, по другой — характеристика изменения водности потока за тот же отрезок времени. Видно, что точки, относящиеся к случаям формирования ледяного покрова при температурах воздуха от -7 до -17°C , достаточно хорошо описываются прямой, проходящей через начало координат. Среднее отклонение h_2/h_1 от прямой составляет 0,05, что при глубинах зимой на Амударье около 2,5 м соответствует ошибке расчетного подъема уровней 12 см. Угловой коэффициент этой прямой численно равен величине

$$K = (n_2/n_1)^{3/5}$$

и может служить характеристикой изменения гидравлических сопротивлений при установлении ледяного покрова. Для основной прямой, приведенной на рисунке, отношение коэффициентов шероховатости при ледоставе и при открытом русле составляет 1,55. Чем ниже температуры воздуха, сопровождающие формирование ледяного покрова, тем меньше приведенная шероховатость русла подолдом отличается от шероховатости свободного русла и тем меньше за-



Относительное увеличение глубин на р. Амударье при установлении ледяного покрова. Цифры у точек — минимальная температура воздуха в сутках, предшествующие установлению ледостава

жорные подъемы уровней воды. Напротив, при относительно высоких температурах воздуха создаются благоприятные условия для формирования вблизи кромки льда зажорных скоплений, являющихся причиной высоких гидравлических сопротивлений. Например, для случая замерзания реки при предшествующих ночных температурах воздуха около -5°C (рисунок) приведенный коэффициент шероховатости возрастает в 2,1 раза по сравнению с шероховатостью открытого русла. Замерзание Амударьи и повышение уровней происходит, как правило, на фоне уменьшающихся расходов воды. При неизменном же стоке установление ледяного покрова на Амударье, как видно из рисунка, может сопровождаться увеличением глубин в 1,7 раза.

Для ориентировочных расчетов при температурах воздуха, выходящих за указанный выше интервал $-7...-17^\circ\text{C}$, можно ис-

пользовать вспомогательные зависимости, приведенные на рисунке пунктиром.

Предложенную в данной работе зависимость можно использовать для предварительной оценки увеличения глубин реки при ее замерзании, если имеются сведения об изменении расходов воды за этот период. При минимальных суточных температурах воздуха, на фоне которых происходит замерзание реки, от -7 до -17°C , полученное соотношение имеет удовлетворительную точность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Генкин З. А. Экспериментальная зависимость для определения приведенного коэффициента шероховатости. — Труды координационного совещания по гидротехнике, 1968, вып. 42, с. 87—89.
2. Машуков П. М. Затопы и заборы на р. Амударье. — М.: Гидрометеоздат, 1977. — 120 с. (Труды САРНИГМИ. Вып. 47(128)).
3. Нежиховский Р. А. Коэффициенты шероховатости нижней поверхности шуголедяного покрова. — Труды ГГИ, 1964, вып. 110, с. 54—82.
4. Панов Б. П. Зимний режим рек СССР. — Л.: Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1960. — 239 с.
5. Синотин В. И. Гидравлический расчет потока при наличии в нем движущегося сплошного слоя ледового материала. — Труды координационного совещания по гидротехнике, 1968, вып. 42, с. 83—85.
6. Чижев О. П. О возможности прогноза уровня Амударьи при ее замерзании. — Метеорология и гидрология, 1955, № 5, с. 44—46.
7. Чижев О. П. Опыт разработки способов прогноза высоких зимних уровней Амударьи в ее нижнем течении. — Труды ЦИП, 1956, вып. 48(75), с. 72—91.
8. Шуляковский Л. Г. О подсчете зимнего стока нешугоносных рек. — Метеорология и гидрология, 1954, № 2, с. 37—41.

Х. К. ТАШМЕТОВ, Б. К. ЦАРЕВ

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПОНЕНТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ФАКТОРОВ, ВЛИЯЮЩИХ НА ТВЕРДЫЙ СТОК ГОРНЫХ РЕК СРЕДНЕЙ АЗИИ

Интенсивное использование водных ресурсов для нужд энергетики и поливного земледелия выдвигает задачу изучения твердого стока с бассейнов горных рек в ряд важнейших проблем гидрологии.

Сток взвешенных наносов рассматривается, как правило, в зависимости от площади водосбора, модуля жидкого стока, средней взвешенной высоты водосбора и других показателей, которые представляют собой исходные измеряемые переменные [3, 4, 6, 7, 9, 10].

В качестве примера можно привести работу Л. Г. Ткачевой [4], рассмотревшей формирование стока взвешенных наносов рек Средней Азии в зависимости от модуля жидкого стока, площади водосбора и средней взвешенной высоты водосбора методом мно-

жественной линейной регрессии. Янсен и Пеинтер [11] рассмотрели твердый сток как функцию не только указанных переменных, но также осадков, температуры воздуха и других показателей.

Цель данной работы — исследовать возможность применения компонентного анализа к выявлению основных климатических и орографических факторов, влияющих на твердый сток, и показать логику и ход рассуждений при использовании этого метода.

Идея компонентного анализа в нашем случае состоит в следующем. Обычно мы можем описать водосбор большим числом орографических, климатических и прочих показателей, часть которых значительно коррелирована между собой. Наличие такой связи объясняется тем, что известные исходные переменные характеризуют лишь косвенные «внешние» параметры. Однако можно допустить, что существует небольшое число «внутренних», «существенных» показателей, которые трудно или невозможно измерить, но которые определяют и проявляются в косвенных параметрах. Последние именно потому и оказываются взаимосвязанными, что зависят от небольшого числа существенных параметров. Эти гипотетические существенные параметры принято называть факторами [1].

При выборе совокупности исходных переменных предполагается, что каждая из них связана с исследуемым явлением (твердым стоком), но сама по себе является лишь одной из многих характеристик горного водосбора.

В качестве исходных переменных рассмотрены следующие 11 показателей для 40 бассейнов рек Сырдарьи и Амударьи: 1 — модуль жидкого стока M , л/с·км²; 2 — площадь водосбора F км²; 3 — площадь оледенения водосбора F_L км²; 4 — средняя взвешенная высота бассейна H м; 5 — коэффициент противоэрозионного влияния растительности N ; 6 — коэффициент устойчивости поверхности водосбора к размыву g ; 7 — средняя годовая температура T° ; 8 — коэффициент сейсмичности A_e ; 9 — густота речной сети D км/км²; 10 — доля твердых осадков в годовой сумме x_T/x ; 11 — коэффициент В. Л. Шульца δ .

Первые четыре показателя не нуждаются в пояснении. Коэффициент противоэрозионного влияния растительности рассчитан в соответствии с рекомендациями работы [11], в которой каждому виду растительности приписан свой коэффициент, возрастающий с увеличением противоэрозионной способности. Распаханные земли, степи и полупустыни с изреженным травянистым покровом имеют коэффициент 2, густой травянистый покров и луга — 3, арчовое редколесье — 4, заросли кустарников и мелколесье — 5, скалы и осыпи — 6, лиственные, арчовые, елово-пихтовые леса и субальпийские и альпийские луга — 8. Коэффициент N рассчитывался как средняя взвешенная по площади величина

$$N = \sum_i n_i f_i,$$

где f_i — доля площади водосбора, занятая растительностью с эрозионным коэффициентом n [7]. Доля площади определялась по картам растительности.

Коэффициент устойчивости поверхности водосбора к размыву представляет собой показатель, также рассчитанный по рекомендациям работы [11] как средний взвешенный по площади водосбора коэффициент, характеризующий возраст пород и, следовательно, устойчивость к размыву

$$g = \sum_i g_i f_i.$$

Породам четвертичного периода приписан коэффициент 2, палеозойского — 3, мезозойского — 5 и кайнозойского — 6. Для расчета доли площади, занятой породой данного возраста, использованы геологические карты.

Средняя годовая температура воздуха определена для средней высоты водосборов по графикам зависимости температуры воздуха от высоты местности для соответствующих бассейнов по данным близлежащих метеостанций.

Показатель сейсмичности характеризует среднюю сейсмическую активность территории водосбора

$$A_c = \sum_i A_i f_i,$$

где f_i — доля площади водосбора, заключенная между изолиниями сейсмической активности на соответствующих картах; A_i — средний для i -й зоны показатель, характеризующий среднее количество землетрясений десятого энергетического класса.

Доля твердых осадков в годовой сумме рассчитана для средней высоты водосбора по зависимости осадков от высоты местности с учетом фазового состояния осадков.

Коэффициент В. Л. Шульца [8] характеризует внутригодовое распределение стока

$$\delta = \frac{Q_{VII-IX}}{Q_{III-VI}},$$

где Q — средний расход воды за указанный период.

В выборку из 40 бассейнов включены только такие, для которых ряд наблюдений за твердым стоком составил не менее 15 лет.

Следующий шаг исследования — попытка с помощью отобранных внешних переменных выявить внутренние скрытые факторы.

Приведенные показатели рассматривались в качестве исходных переменных для проведения компонентного анализа. С этой целью исходные данные были представлены в виде матрицы Z размерностью (m/n) , где m — число исходных параметров, равное 11, а n — объем выборки, равный 40.

Элементы матрицы представляют стандартизованные величины: среднее значение каждой переменной равно нулю, а ее дис-

персия — единице. Для стандартизованных переменных корреляционная матрица равна ковариационной

$$R = \frac{1}{n-1} ZZ^T.$$

Основным положением компонентного анализа является гипотеза, что значение элемента матрицы Z может быть выражено в виде линейной комбинации m некоррелированных между собой главных компонент

$$Z = AP,$$

где матрица A содержит факторные нагрузки, являющиеся коэффициентами регрессии компонент с исходными переменными, а P — матрица значений главных компонент.

Известно, что

$$R = AA^T \text{ и } P = \Lambda^{-1} A^T Z,$$

где Λ — квадратная диагональная матрица, содержащая собственные значения корреляционной матрицы $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_m$, упорядоченные в убывающем порядке.

Вклад первых k компонент в общую дисперсию совокупности исходных переменных

$$G_k = \frac{1}{m} \sum_{l=1}^k \lambda_l; \quad k \leq m$$

представляет собой долю общей дисперсии корреляционной матрицы, объясняемой первыми k выделенными компонентами.

Для перечисленных выше исходных переменных вычисленные значения собственных чисел корреляционной матрицы и вклад

Таблица 1

Собственные числа λ_k и вклады G_k первых k главных компонент в общую дисперсию совокупности переменных

k	λ_k	$\frac{\lambda_k}{m} 100 \%$	$G_k \%$
1	4,35	39,5	39,5
2	1,83	16,7	56,2
3	1,26	11,4	67,6
4	1,10	10,0	77,6
5	1,02	9,3	86,9
6	0,48	4,3	91,2
7	0,33	3,0	94,2
8	0,30	2,8	97,0
9	0,19	1,7	98,7
10	0,13	1,1	99,8
11	0,02	0,2	100,0

первых компонент в зависимости от числа компонент приведены в табл. 1.

С целью сжатия объема используемой исходной информации при компонентном анализе ограничиваются несколькими первыми главными компонентами, которые в сумме описывают подавляющую долю общей дисперсии переменных [2].

В нашем случае по данным табл. 1 можно ограничиться первыми пятью компонентами, для которых собственные числа больше единицы и которые в сумме определяют 87% общей дисперсии переменных. Это отвечает большинству критериев выделения числа главных компонент [5], которым следует дать смысловую интерпретацию.

Для содержательной интерпретации главных компонент рассмотрим табл. 2. Начальное решение представляет собой факторные нагрузки матрицы факторного отображения A . Финальное решение — факторные нагрузки, полученные в результате ортогонального вращения пяти координатных плоскостей с помощью варимакс-метода, который ставит своей целью добиться максимальной простоты фактора за счет изменения нагрузок на отдельные переменные таким образом, чтобы нагрузки на одни переменные были максимальны, а на другие — близки к нулю или незначимы [5]. На 1%-ном уровне значимости парные коэффициенты корреляции компонент с исходными переменными должны превышать величину 0,39, что определяется объемом статистической выборки, представленной в нашем случае 40 водосборами горных рек Средней Азии.

Следующий важный шаг анализа — это попытка дать содержательную физическую интерпретацию выделенным факторам.

Анализируя распределение значимых нагрузок по переменным, приходим к следующим выводам.

Первая главная компонента определяет высотный уровень расположения бассейна в горах, поскольку все исходные переменные, для которых факторные нагрузки оказались значимы, находятся в прямой зависимости от высоты местности.

Вторая главная компонента определяет устойчивость поверхности водосбора к размыву жидкими осадками, так как эта величина характеризуется не только модулем жидкого стока, но и противоэрозийным влиянием растительности и твердостью пород в бассейне. Известно, что площадь водосбора также влияет на интенсивность дождевого смыва [9, 11].

Третья главная компонента, представленная значимыми нагрузками на такие переменные, как площадь бассейна и густота речной сети, характеризует, очевидно, общую протяженность речной сети.

Содержательная интерпретация четвертой и пятой компоненты для начального решения затруднена. Анализируя нагрузку этих компонент на переменные для финального решения, нетрудно убедиться, что в обоих случаях доминирующую роль играет лишь одна переменная. Таким образом, четвертая компонента характе-

Таблица 2

Весовые нагрузки компонент на исходные переменные

Исходная переменная	Номер главной компоненты									
	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV	V
номер обозначение	начальное решение					финальное решение				
1 M	0,49	0,73	-0,07	0,16	-0,15	0,19	0,83	0,25	-0,19	0,11
2 F	-0,61	-0,26	0,54	0,14	-0,34	-0,47	-0,60	0,48	-0,13	-0,21
3 F_L	-0,79	0,20	0,11	-0,06	-0,41	-0,82	-0,17	0,15	-0,34	-0,10
4 H	-0,94	0,22	-0,03	0,07	0,09	-0,94	-0,15	-0,00	0,11	0,17
5 N	0,33	0,65	-0,40	0,30	-0,19	-0,00	0,90	0,05	-0,03	-0,11
6 T	-0,16	0,51	0,38	-0,38	0,56	-0,14	0,01	0,09	-0,10	0,93
7 ξ	0,83	0,06	0,27	-0,24	0,15	0,83	0,15	0,11	-0,19	0,28
8 A_c	0,17	0,36	0,14	-0,69	-0,52	0,09	0,13	-0,07	-0,94	0,10
9 D	0,24	0,36	0,66	0,52	-0,02	0,14	0,21	0,90	0,09	0,15
10 χ_T/X	-0,83	0,37	0,06	0,01	0,21	-0,85	-0,01	0,05	0,08	0,38
11 δ	-0,79	0,23	-0,34	-0,09	0,10	-0,83	0,01	-0,03	0,06	0,15

Примечание. Значимые нагрузки выделены курсивом.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции нормированных величин модуля твердого стока с первыми k главными компонентами

	Номер главной компоненты				
	I	II	III	IV	V
Парные коэффициенты корреляции $k=1$	0,186	0,353	0,121	-0,448	-0,368
Коэффициенты линейной корреляции $k=3$		0,412			
множественной корреляции $k=4$			0,624		
$k=5$				0,688	
					0,173

ризует сейсмическую активность для территории водосбора, а пятая является геологическим фактором, определяющим среднюю устойчивость горных пород водосбора к размыву.

Перейдем теперь к поиску связи выявленных факторов с твердым стоком с поверхности бассейнов. Для ответа на этот вопрос исследовалась статистическая связь между модулем твердого стока и значениями главных компонент, которые рассматривались в качестве вектора-предиктора. Предиктантом служили нормированные по среднему значению и стандарту отклонений от среднего величины модуля твердого стока.

Коэффициенты корреляции уравнений множественной линейной регрессии на компонентах приведены в табл. 3. Как следует из данных табл. 3, максимальные значения парных коэффициентов корреляции обнаруживаются лишь для четвертой компоненты, характеризующей сейсмичность территории. На большое влияние этого показателя было указано и в работе [10].

В обоих случаях и для начального и для финального решения только для этой компоненты парный коэффициент корреляции является значимым на 1%-ном уровне значимости.

Коэффициенты корреляции для множественной регрессии резко увеличиваются при переходе от уравнений для трех первых компонент к уравнению, вычисленному для четырех главных компонент. Подключение в уравнение регрессии пятой главной компоненты не обнаруживает значительного увеличения тесноты связи.

Таким образом, мы показали возможность, порядок применения и результаты использования компонентного и факторного анализа в изучении генезиса такого сложного природного явления, как твердый сток с горных бассейнов. Полученные зависимости оказались не слишком тесные. Причиной этому могут быть как небольшой объем выборки, так и связанная с этим некоторая неоднородность исходных переменных. Но тем не менее мы считаем использование описанного метода весьма перспективным для решения сходных гидрологических задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браверман Э. М., Мучник И. Б. Структурные методы обработки эмпирических данных. — М.: Наука, 1983. — 464 с.
2. Дубров А. М. Обработка статистических данных методом главных компонент. — М.: Статистика, 1978. — 135 с.
3. Кабанова К. С. Генетический анализ режима стока взвешенных наносов рек Средней Азии. — Уч. записки ЛГУ, сер. география, 1952, вып. 8, с. 107—158.
4. Ткачева Л. Г. Сток взвешенных наносов рек Средней Азии. — Труды ГГИ, 1974, вып. 210, с. 73—81.
5. Харман Г. Современный факторный анализ. — М.: Статистика, 1972. — 486 с.
6. Хмаладзе Г. Н. Выносы наносов реками черноморского побережья Кавказа. — Л.: Гидрометеониздат, 1978. — 165 с.
7. Хикматов Ф. Роль атмосферных осадков и температуры воздуха в многолетних колебаниях стока взвешенных наносов рек Средней Азии. — Труды ТашГУ, 1980, вып. 624, с. 34—43.

8. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Ч. I, II. — Л.: Гидрометеониздат, 1965. — 691 с.
9. Щеглова О. П. Формирование стока взвешенных наносов и смыв с горной части Средней Азии. — М.: Гидрометеониздат, 1972. — 220 с. (Труды САРНИГМИ. Вып. 60(75)).
10. Щеглова О. П. Генетический анализ и картографирование стока взвешенных наносов рек Средней Азии. — Л.: Гидрометеониздат, 1984. — 127 с.
11. Jansen J. M., Painter R. B. Predicting Sediment yield From Climate and Topography. — J. Hydrology, 1974, vol. 21, N 4, p. 371—380.

Х. К. ТАШМЕТОВ

ПОКАЗАТЕЛИ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖИДКОГО И ТВЕРДОГО СТОКА ГОРНЫХ РЕК

Необходимость в исследовании внутригодового распределения жидкого и твердого стока вызвана запросами практической деятельности человека: проектированием ГЭС, водохранилищ, оросительных систем и т. д. Это распределение для среднеазиатских рек зависит от многих факторов: осадков, температуры воздуха, площади водосбора, площади оледенения и прочих.

В. Л. Шульцем [2] выделено три характерных периода формирования жидкого стока горных рек Средней Азии: межень — с октября по февраль, когда питание рек происходит лишь за счет подземных вод, снеговое половодье — с марта по июнь и снегово-ледниковое половодье — с июля по сентябрь. Он же предложил в качестве характеристики внутригодового распределения стока показатель δ , равный отношению стока за июль—сентябрь к стоку за март—июнь.

Большой вклад в исследование внутригодового распределения твердого стока рек Средней Азии внесла О. П. Щеглова [3]. Ею приняты следующие сезоны: зима — с декабря по февраль, весна — с марта по июнь, лето — с июля по сентябрь и осень — с октября по ноябрь, что почти совпадает с выделенными Шульцем сезонами для жидкого стока. Щеглова для характеристики внутригодового распределения твердого стока ввела показатель γ , аналогичный δ : отношение твердого стока за те же периоды.

Показатели δ и γ оказались весьма удачными, так как их значения связаны с вкладами источников питания рек: чем больше δ и γ , тем больше вклад ледниковой составляющей и меньше — дождевой. Однако слабостью этих показателей является то, что ими не учитывается распределение стока в другие сезоны года. Чтобы избежать этого недостатка, мы применили для той же цели другой способ, который неоднократно использовался при описании различных циклических явлений. Представим среднемесячные значения стока, выраженные в процентах от годового (a_i), в виде векторов, модули которых численно равны этим долям, а направления (φ_i) определяются номерами месяцев (i):

Прежде всего сопоставим новые показатели внутригодового распределения (ϕ^* , $\phi^{тв}$) со старыми (δ , γ) (рис. 1). Как видим, связь довольно хороша, но обращает на себя внимание тот факт, что в левой части рисунков кривые идут очень круто. Сюда попали низкорасположенные реки, о чем свидетельствуют зависимости ϕ^* и $\phi^{тв}$ от средней высоты водосборов (рис. 2). Таким образом, показатели ϕ значительно лучше характеризуют разли-

мени концентрации (ϕ^* и $\phi^{тв}$). Которого (A^*), твердого ($A^{тв}$) стока и соответствующие индексные показатели неравномерности внутригодового распределения жидкоосадками x_i [1], а также рассчитанные по указанному способу та $H^{ср}$, средний многолетний номер декады с максимальными стики выбранных рек и их бассейнов (площадь F , средняя высота и твердого стока. В табл. 1 приведены некоторые характеристики по типу питания и внутригодовому распределению жидкопериоды охватывают экстремальные по водности годы. Реки раз-шли 32 реки с периодом наблюдений за жидким стоком более 30 лет, а за стоком взвешенных наносов — более 15—20 лет. Эти исходным материалом нам послужили данные о среднемесеч-

$$\phi = \frac{12}{2\pi} \phi'$$

а если его выражать не в радианах, а в месяцах, то

$$A = \sqrt{A_x^2 + A_y^2}, \quad \phi' = \arctg \frac{A_y}{A_x}$$

Очевидно, результирующий вектор будет иметь параметры

$$A_x = \sum_{i=1}^{12} a_i \cos \phi_i, \quad A_y = \sum_{i=1}^{12} a_i \sin \phi_i$$

мы проекции a_i на оси координат. Вычисление этих показателей весьма просто. Рассчитаем сум-сцам, то $A=0$, а ϕ — не определен. Если же сток равномерно распределен по всем ме-чен внутри одного из месяцев. Тогда $A=100\%$, а ϕ укажет номер-ложение максимума). Действительно, пусть весь сток сосредото- ϕ — время его концентрации (при некоторых оговорках — это по-номерность внутригодового распределения стока, а направление-Модуль суммы этих векторов $|A|$ будет характеризовать нерав-т. е. построим нечто вроде розы ветров, но только по 12 рямкам.

$$\phi_i = \frac{2\pi}{12} i,$$

Характеристики бассейнов и параметры внутригодового распределения твердого и жидкого стока рек Средней Азии

Река—створ	E км ²	$H_{\text{ср}}$ км	x_d	δ	$A_{\text{ж}}$	$\varphi_{\text{ж}}$	γ	$A_{\text{тв}}$	$\varphi_{\text{тв}}$
Гунт — Хорог	13700	4,42	10	2,08	58	7,4	4,49	87	6,9
Лянгар — устье	335	4,67	10	3,84	57	7,9	3,31	82	7,4
Кзылсу — Саманчи	6200	1,46	9	0,14	42	4,2	0,0	88	4,2
Яхсу — Карбозтанак	1390	2,04	9	0,12	62	4,6	0,03	91	4,5
Вахш — Туткаул	31200	3,43	10	1,63	52	7,0	1,66	70	6,8
Каратаг — Каратаг	684	2,65	10	0,55	54	6,0	0,07	83	4,7
Гузардарья — Яртепе	3380	1,47	9	0,23	43	4,5	0,02	90	4,2
Яккабаг — Татар	504	2,73	10	0,44	62	5,9	0,08	97	5,2
Зарафшан — Дупули	10200	3,00	13	1,78	59	7,2	2,92	85	7,1
Нарын — Нарын	10500	3,60	19	1,35	55	6,9	1,50	81	6,7
Нарын — Кекерим	34600	3,03	15	1,04	—	—	0,81	68	6,4
Нарын — ниже Карасу пр.	57500	2,84	16	0,89	45	6,5	0,53	77	6,1
Б. Нарын — устье	5710	3,72	19	1,13	50	6,8	1,79	78	6,9
М. Нарын — устье	3870	3,49	19	1,62	58	7,0	1,34	83	6,9
Кекджерты — ниже оз. Акташ	1910	3,03	16	0,66	47	6,5	0,22	90	5,8
Атбаши — Джаугизтал	5540	3,06	19	0,84	48	6,6	0,44	76	6,0
Алабуга — Коштюбе	3710	3,19	17	0,95	42	6,6	0,68	86	6,2
Кекерим — Каратабылга	1720	2,41	14	0,89	56	6,2	0,16	88	5,4
Кекемерен — р. Джергитал	5290	2,94	15	0,57	52	6,6	0,37	81	6,0
Карасу пр. — устье	2740	1,93	13	0,38	44	5,5	0,14	82	4,9
Тентяксай — Чарвак	1319	2,19	8	0,32	52	5,4	0,05	88	4,7
Чаткал — Чарвак	7110	2,61	8	0,54	49	6,0	0,19	80	5,4
Пскем — Чарвак	2830	2,69	8	0,80	50	6,4	0,41	73	5,7
Ангрен — Турк	1290	2,37	8	0,17	62	5,0	0,05	82	4,8
Боролдай — Чохай	1320	1,05	8	0,09	—	—	0,0	79	3,8
Чу — Кочкорка	5370	2,84	14	1,10	21	7,3	0,53	78	6,2
Ирдык — Ирдык	91	2,79	22	0,99	43	6,8	1,66	70	6,7
Каракол — Кашкасу	325	3,52	20	1,36	54	7,3	1,84	74	6,9
Джетыгогуз — Лесозавод	330	3,13	21	1,71	51	7,3	1,78	72	6,7
Талас — Караой	2450	2,68	12	1,13	94	6,9	0,54	78	6,2
Алаарча — Кашкасу	230	3,29	15	2,20	54	7,4	3,66	92	7,3
Куругаты — Аспара	7430	0,97	12	0,12	—	—	0,03	72	3,3

чия внутригодового распределения жидкого и твердого стока низкорасположенных рек, чем δ и γ .

Хорошо известно, что с ростом высоты максимум стока смещается от весны к лету [2, 4]. Отметим, что на рис. 2 для высот, меньших 3 км, зависимости имеют практически линейный вид. Это подтверждает удобство показателей $\varphi_{\text{ж}}$ и $\varphi_{\text{тв}}$ для характеристики внутригодового распределения стока.

Найденные зависимости дают возможность установить границы изменения новых показателей внутригодового распределения для рек с различным типом питания (табл. 2). Типы питания выделены традиционно, но появилась дополнительная возможность выделения рек снегово-дождевого типа.

Мы попытались также сопоставить с высотой местности показатели $A_{ж}$ и $A_{тв}$. К сожалению, такие зависимости отсутствуют, что говорит о независимости от высоты внутригодовой неравномерности стока (см. [2], рис. 57). Среднее значение $A_{ж}$ около 60,

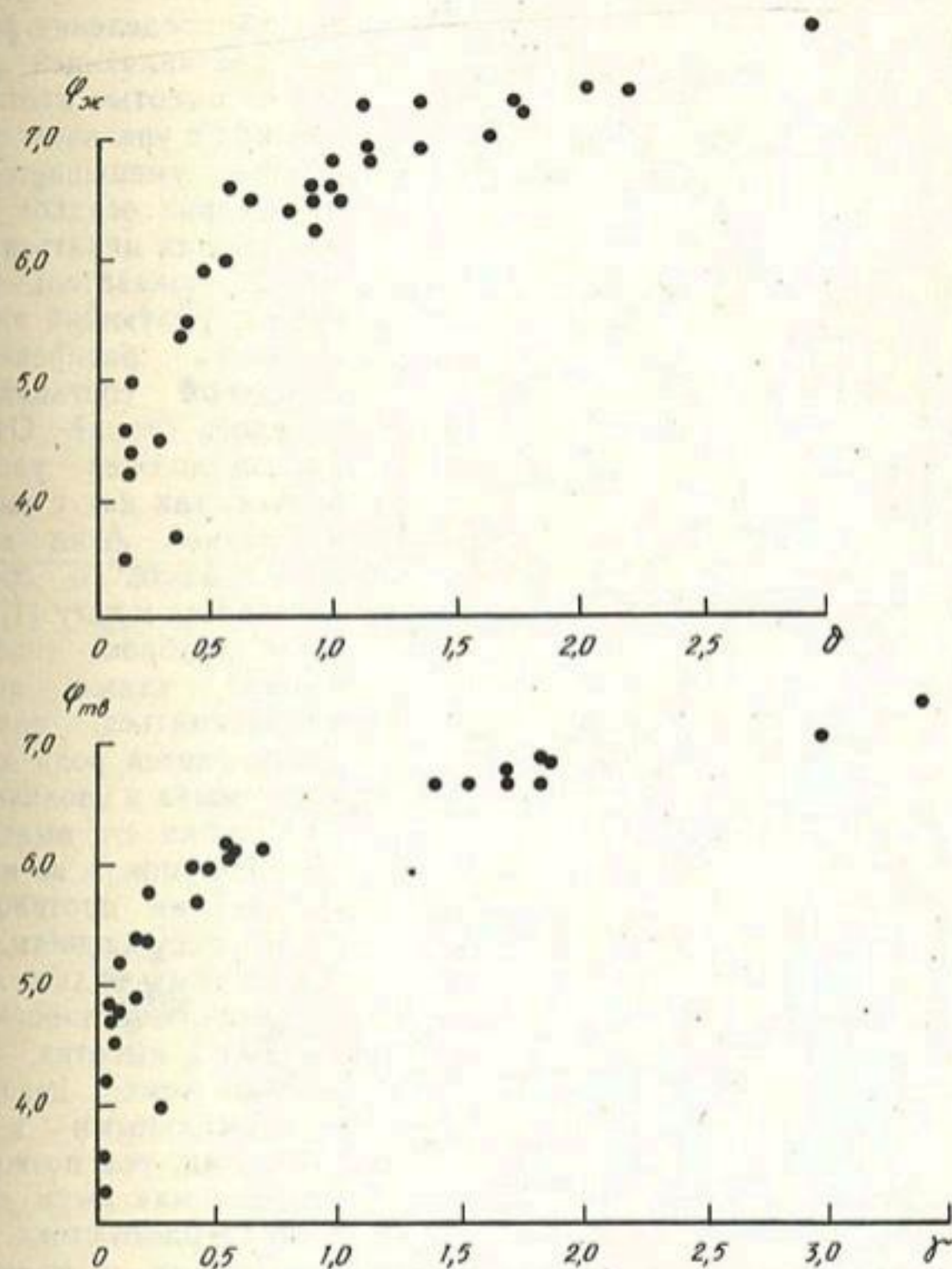


Рис. 1. Связь показателей внутригодового распределения жидкого $\varphi_{ж}$ и твердого $\varphi_{тв}$ стоков

в то время как $A_{тв}$ в среднем равно примерно 85, что и следовало ожидать, так как твердый сток распределяется внутри года менее равномерно, чем жидкий.

Следующий интересный вопрос: каково внутригодовое распределение отдельных генетических составляющих твердого стока.

Пользуясь методикой вертикального расчленения графика мутности, усовершенствованной Щегловой [3], для ряда рек мы определили помесечные величины талой и дождевой составляющих

твердого стока. Заведомо понятно, что внутригодоевое распределение дождевой составляющей зависит от высоты местности, так как с увеличением последней уменьшается доля жидких осадков. Как же должен меняться с высотой показатель $\varphi_{тв}$, характеризующий внутригодоевое распределение дождевой составляющей твердого стока? Очевидно, он должен увеличиваться, так как с высотой в Средней Азии максимум осадков в среднем смещается к лету [1]. При этом разброс точек на кривой также должен увеличиваться, так как уменьшается роль дождевого смыва и увеличивается ошибка его выделения [3]. Рисунок 3, во всяком случае, не противоречит этим рассуждениям. Кроме того, мы видим, хоть и не очень отчетливо, что на равных высотах, чем больше номер декады с максимальными в году осадками, тем позже наступает максимум дождевого твердого стока.

Данных о талой составляющей твердого стока у нас было значительно меньше, но они четко показывают, что, как и следовало ожидать, чем

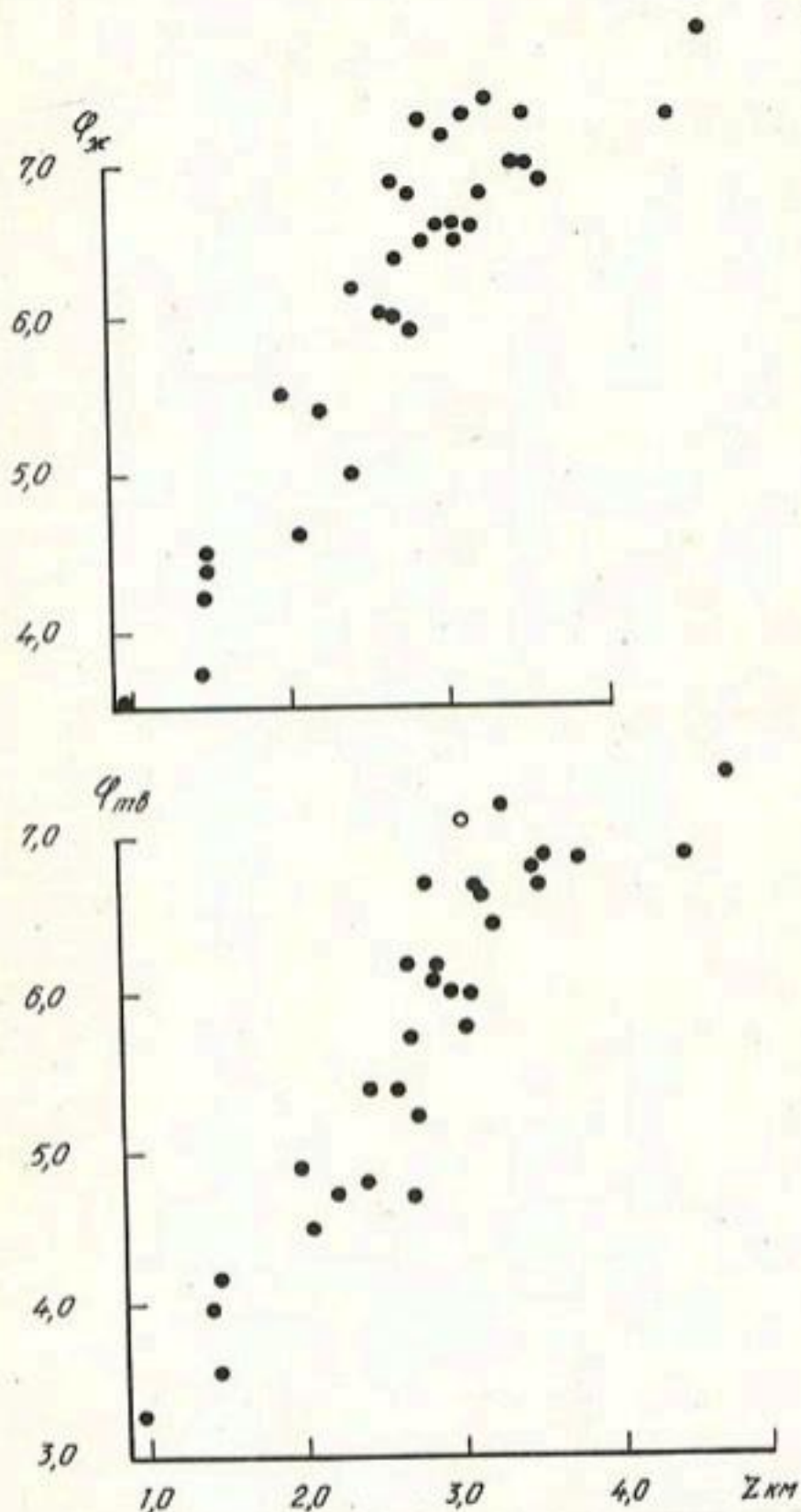


Рис. 2. Связь показателей $\varphi_{тв}$ и $\varphi_{ж}$ со средней высотой водосборов

выше расположен водосбор, тем позже проходит основная масса этого стока (рис. 4 а). Интересно также следующее. Если для всех рассмотренных выше видов стока получить зависимости параметра от высоты не удавалось, то для талой составляющей такая связь

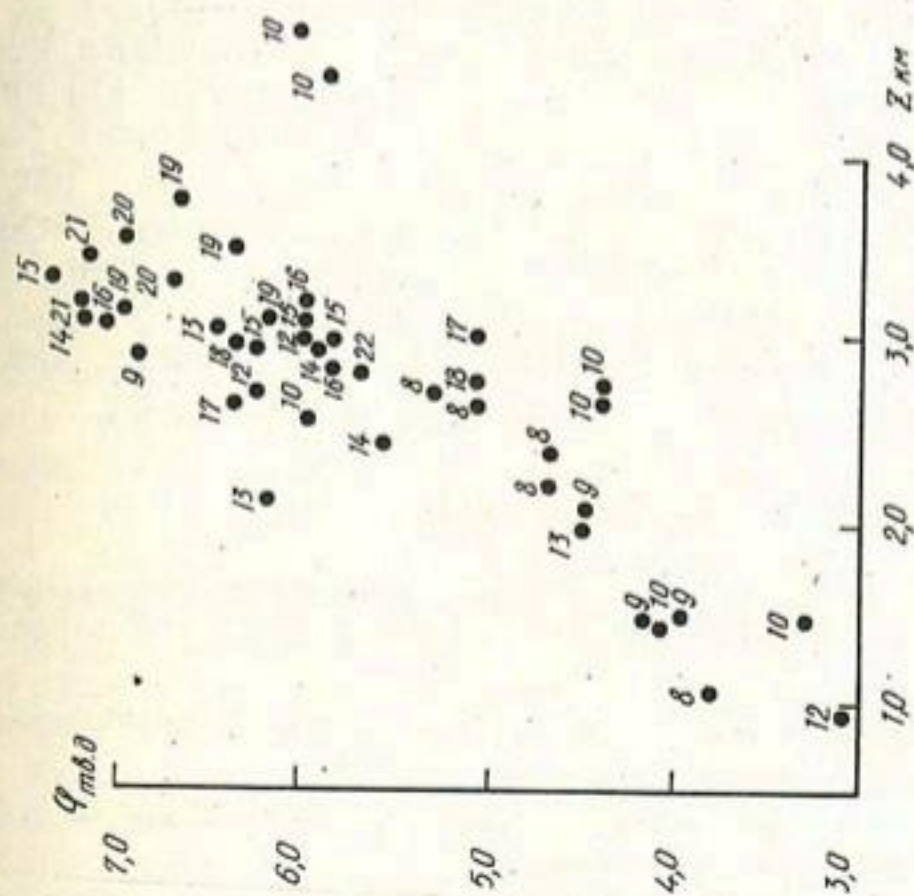


Рис. 3. Зависимость показателей внутригодового распределения дождевой составляющей твердого стока $Q_{\text{тв.д}}$ от высоты водосбора Z . Числа у точек — номера декад с максимальными осадками ($\Pi_{\text{д}}$)

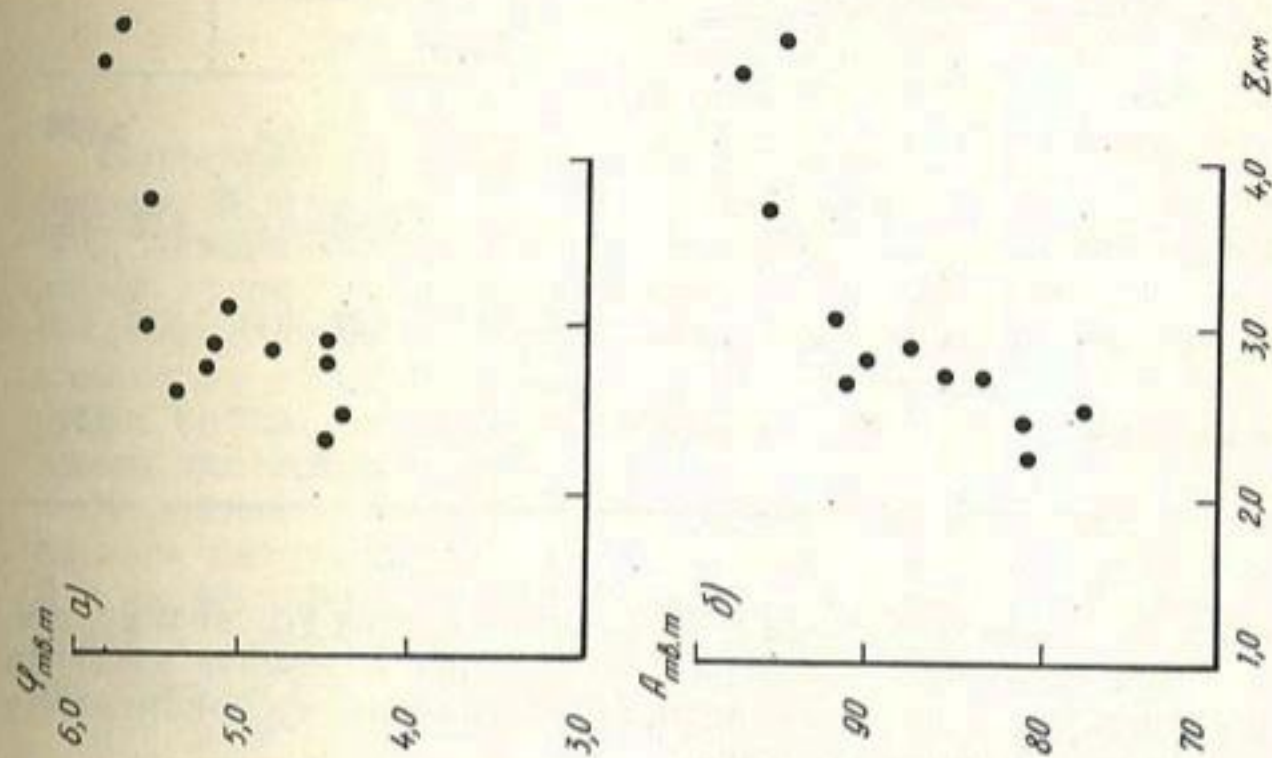


Рис. 4. Зависимость от высоты местности A и φ для талой составляющей твердого стока

Пределы изменения показателей
внутригодового распределения жидкого и твердого стока
для рек различных типов питания

Тип питания реки	δ	$\varphi_{ж}$	τ	$\varphi_{ТВ}$
Ледниково-снеговое	$\geq 1,0$	$\geq 6,5$	$\geq 1,0$	$\geq 6,25$
Снегово-ледниковое	0,99—0,27	6,4—4,5	0,99—0,27	6,25—4,50
Снеговое	0,27—0,18	4,4—4,0	0,27—0,18	4,50—3,60
Снегово-дождевое	0,17	3,9	0,17	3,50

имеется и довольно тесная (рис. 4 б). Объясняется это, видимо, тем, что таяние в высоких водосборах происходит в течение меньшего периода времени, и поэтому возрастает годовая неравномерность определяемого им твердого стока.

Итак, нами сделана попытка охарактеризовать внутригодовое распределение стока с помощью двух величин — показателя годовой неравномерности A и времени концентрации φ и связать эти величины с главным фактором, определяющим все гидрологические процессы в горах — высотой местности. По нашему мнению, использование названных показателей может быть весьма перспективным для изучения закономерностей распределения твердого стока и классификации рек по этому распределению. Кроме того, удалось показать, что величина $\varphi_{ж}$ дает возможность более подробно дифференцировать внутригодовой ход стока для рек с дождевым и снего-дождевым типами питания, чем применяемый в настоящее время показатель δ Шульца [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глазырин Г. Е., Аношина Н. В. Время наступления максимума осадков на территории Средней Азии.—Труды САРНИГМИ, 1978, вып. 69(159), с. 43—50.
2. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. — Л.: Гидрометеонздат, 1965. — 302 с.
3. Щеглова О. П. Питание рек Средней Азии. — Ташкент: Изд. Самаркандск. госуд. ун-та, 1960. — 244 с.
4. Щеглова О. П. Среднее внутригодовое распределение стока взвешенных наносов, несомых реками Средней Азии. — Труды ТашГУ, 1963, вып. 213, с. 27—44.

АНАЛИЗ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ, МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И СИНОПТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЛЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА

Территория Узбекистана, представленная адырами и предгорьями Ферганской долины, Сурхандарьинской, Кашкадарьинской, Самаркандской, Джизакской, Бухарской и Ташкентской областей, подвергается селевой опасности. Бурные наносоводные потоки, сформированные ливневыми дождями и талыми водами, стекают по склонам адыров, сухим логам и саям, сметая и разрушая все на своем пути: каналы, ирригационные сооружения, посевы, постройки и др.

Интенсивное освоение горных территорий привлекает в горы большое количество людей и материально-технических средств. Для их безопасности необходимо строительство защитных сооружений и своевременный прогноз стихийных явлений: селей, лавин, обвалов и т. д.

Для разработки методов прогноза селеопасности территории республики собран и обобщен материал о селях с 1950 по 1983 г.

На территории Узбекистана выявлено 993 речных бассейна, в которых можно наблюдать формирование и прохождение селевых потоков [5]. Общая площадь этих бассейнов 45 893 км².

В отечественных [1—4 и др.] и мировых [7] разработках для расчета и прогноза ливневого стока используется фактическая величина выпавших осадков или ее прогноз. Для предгорий Узбекистана, где селевые потоки формируются и стекают в течение нескольких часов, информация об осадках и о прошедших селях поступает практически одновременно, а прогноз количества ливневых осадков в горах с необходимой заблаговременностью и точностью отсутствует.

Прогноз селевых явлений, построенный на аэросиноптической информации, дает возможность с заблаговременностью 12—48 ч предсказать это явление. Прогноз является фоновым и лучше «работает» для больших территорий (склон хребта, область, несколько соседних областей). Опыт использования этого метода в прогнозе селевой опасности [6] дал хорошие результаты.

На территории Узбекистана девять областей подвергаются селевой опасности: Бухарская, Самаркандская, Джизакская, Кашкадарьинская, Сурхандарьинская, Ташкентская, Ферганская, Наманганская и Андижанская.

В анализ архива селей включили также Ленинабадскую область Таджикской ССР как сопредельную селевую территорию. Из 176 дней с селями в Ленинабадской области одновременно проходили сели в Ферганской либо Наманганской областях — в

Повторяемость числа дней с селями на территории Узбекистана и Ленинабадской области за 1950—1983 гг.

Год	Область										по Узбекистану
	Бухарская	Самаркандская	Джизакская	Кашкадарьинская	Сурхандарьинская	Ташкентская	Ферганская	Наманганская	Андижанская	Ленинабадская	
1950		1	1				5	5			10
1951			4	3	2		6	6	3		23
1952			4	1	5	2	3	5	2	7	16
1953		2	2	2	4	3	5	2	6	9	26
1954			2	3		1	10	10		12	29
1955			1	1	4	1	3	2	1	8	15
1956		4	4	4	7		1	2	1		16
1957		2	2	1	4		4	12	8	8	28
1958		2	2	6	3	7	5	5	10	10	38
1959		1	1	1	1	3		2	4	7	13
1960		3		2	5	1	1	5	5	3	17
1961		3		1	1			2	1	2	9
1962		4	1	2	3	1		3		4	14
1963	5	12	1	8	13	5	5	11	5	20	39
1964	2	9	5	6	12	2	2	9	2	5	32
1965		3		1		2	1	3		1	8
1966		1	2	2	2	6	8	5	2	8	27
1967		2	2	1	4	1	3	6	2	3	14
1968		2	2		4	1		7		3	15
1969		8	7	4	7	5	1	5	1	8	33
1970	1	2		1	1	1	2	1	1	2	7
1971	1										1
1972	2	5	8	6	2		5	8	3	3	23
1973	1	1		2				2	1	5	11
1974		3	1				2	1	1	4	11
1975		2								1	3
1976		3	2		2	1	10	3	2	5	18
1977		3		1	2		4	4		7	11
1978	1	7			2	1		3		3	13
1979		2		1	1	1	2	4	9	4	16
1980		2			1	2	2	5		3	14
1981		4	1	6	4	2	8	14	1	9	32
1982		3	1	1	1	1	5	2	1	8	16
1983		4	2		2		4	8	2	4	19
Всего	13	100	60	67	100	51	107	162	70	176	618

58 случаях, в Джизакской области — в 12 случаях и в Ташкентской области — в 14 случаях.

Таким образом были рассмотрены 10 областей. Результаты анализа приведены в табл. 1.

За период 1950—1983 гг. наблюдалось 618 дней с селями (за день с селями принимался день, когда селевые явления отмечались хотя бы в одной области). За 34 года не было ни одного года без селей. Меньше всего дней с селями было в 1971 г.

(1 день) и в 1975 г. (3 дня). Больше всего селевых дней отмечалось в 1958 (38 дней), в 1963 (39 дней), в 1964 (32 дня), в 1969 (33 дня) и в 1981 г. (32 дня). По накоплению осадков за октябрь—март и по водности рек 1971 и 1975 гг. были ниже средних многолетних значений; а 1958, 1963, 1964, 1969 и 1981 гг. — около нормы и больше.

Если рассматривать повторяемость селей по областям, то больше всего селей за анализируемый период наблюдалось в Ленинабадской (176 дней) и Наманганской (162 дня) областях, а наименьшее число дней с селями в Бухарской области (13 дней). В Самаркандской, Сурхандарьинской и Ферганской областях число дней с селями соответственно 100, 101 и 107. В остальных областях их число колеблется от 50 до 70 дней.

Неравномерность проявления селевой деятельности в отдельных областях республики вызвана физико-географическими и геоморфологическими условиями их расположения. Так, к примеру, в Бухарской области селевые явления отмечаются в Кенимехском и Навоийском районах на западных склонах хребта Каратау и Зиятдинских гор, которые представляют собой слаборасчлененное низкогорье и среднегорье, расположенное в диапазоне высот 900—2000 м общей протяженностью до 30 км. Склоны имеют неблагоприятные условия для перехвата влагонесущих воздушных масс, поэтому осадков здесь выпадает мало; так, в период дождей (март—июль) в среднем выпадает 85—95 мм, в то же время в других селевых районах — от 170 до 450 мм. Сели здесь редки. Тогда как предгорная зона Наманганской области расположена на юго-восточных склонах Кураминского и Чаткальского хребтов. Очаги селей находятся на высотах 1900—3000 м. Протяженность селевых склонов области — 150—200 км. Наибольший ущерб наносят «адырные» сели. Полоса адыров начинается от низовьев р. Чадак, далее проходит на северо-восток до р. Чартак, что составляет около 150 км. Склоны благоприятно ориентированы по отношению входящих в Ферганскую долину влагонесущих воздушных потоков. Осадков в весенне-летний период выпадает много (например, в устье р. Тосс $X_{III-VII} = 448$ мм). Сели здесь наблюдаются часто и с ущербом.

Селевая опасность может возникнуть на территории Узбекистана и Ленинабадской области с марта по сентябрь (табл. 2).

77% всех селей проходит в апреле—июне, но если рассматривать по областям, то в Самаркандской области 94% селей проходит в марте—мае с максимумом (45%) в апреле; а в Ферганской области 90% селей проходит в апреле—июне с максимумом (33%) в мае. В Бухарской области отмечались только в марте—мае; в Джизакской, Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областях так же, как в Самаркандской, — с марта по июнь, только в Джизакской области максимум селей был в мае, а в Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областях — в апреле. В Ташкентской области сели наблюдаются с марта по август, причем в июле и августе вероятность их мала (4—6%). В Ферганской

Таблица 2

Повторяемость и частота (%) дней с селями
по месяцам за 1950—1983 гг. на территории Узбекистана
и Ленинабадской области

Область	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Всего
Бухарская	$\frac{2}{15}$	$\frac{6}{46}$	$\frac{5}{39}$					$\frac{13}{100}$
Самаркандская	$\frac{23}{23}$	$\frac{45}{45}$	$\frac{26}{26}$	$\frac{5}{5}$	$\frac{1}{1}$			$\frac{100}{100}$
Джизакская	$\frac{8}{13}$	$\frac{18}{30}$	$\frac{28}{47}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{3}{5}$			$\frac{60}{100}$
Кашкадарьинская	$\frac{8}{12}$	$\frac{35}{52}$	$\frac{21}{31}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{1}{1}$			$\frac{67}{100}$
Сурхандарьинская	$\frac{7}{7}$	$\frac{53}{52}$	$\frac{32}{32}$	$\frac{8}{8}$	$\frac{1}{1}$			$\frac{101}{100}$
Ташкентская	$\frac{7}{14}$	$\frac{17}{33}$	$\frac{15}{29}$	$\frac{7}{14}$	$\frac{2}{4}$	$\frac{3}{6}$		$\frac{51}{100}$
Ферганская	—	$\frac{16}{15}$	$\frac{35}{33}$	$\frac{28}{26}$	$\frac{17}{16}$	$\frac{11}{10}$		$\frac{107}{100}$
Наманганская	$\frac{3}{2}$	$\frac{30}{18}$	$\frac{66}{41}$	$\frac{35}{22}$	$\frac{22}{13}$	$\frac{5}{3}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{162}{100}$
Андижанская	$\frac{2}{3}$	$\frac{21}{30}$	$\frac{28}{40}$	$\frac{10}{14}$	$\frac{6}{9}$	$\frac{3}{4}$		$\frac{70}{100}$
Ленинабадская	$\frac{6}{3}$	$\frac{46}{26}$	$\frac{64}{36}$	$\frac{25}{14}$	$\frac{22}{13}$	$\frac{12}{7}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{176}{100}$
По всей территории	$\frac{48}{8}$	$\frac{177}{28}$	$\frac{208}{34}$	$\frac{92}{15}$	$\frac{60}{9,7}$	$\frac{31}{5}$	$\frac{2}{0,3}$	$\frac{618}{100}$

Примечание. В числителе — повторяемость в днях (л), в знаменателе — эмпирическая частота (%).

области в марте селей не отмечалось за рассматриваемый период, они были с апреля по август; в Наманганской и Ленинабадской областях сели бывают с марта по сентябрь, хотя вероятность их в марте, августе и сентябре мала (1—7%); в Андижанской области картина аналогичная, но в сентябре сели отсутствуют.

Таким образом, основная масса селевых потоков проходит в апреле—июне, причем если в апреле и мае вероятность селей идентична для всех областей, то уже в июне в южных и центральных областях республики частота селей существенно ниже, а в восточных областях достаточно велика. В марте же, наоборот, в южных областях частота селей выше, чем в восточных, а в Ферганской области она равна нулю. В июле, как и в июне, картина аналогичная, только количество селей и соответственно их вероят-

ность ниже. В августе существенно уменьшается территория распространения селевых явлений: сели отмечаются только в восточных областях республики (Ташкентская область и Ферганская долина) и частота их ниже (3—10%), а в сентябре сели наблюдались по одному дню за 34 года лишь в Наманганской и Ленинабадской областях.

Сдвиг начала селевых явлений с юга к северо-востоку тесно связан с режимом температуры воздуха. Так, согласно агрометеорологическим справочникам, на юге длительность настоящей зимы составляет 0—28 дней, а на востоке она продолжительнее и составляет 37—143 дня, соответственно сумма отрицательных температур на юге составляет от —30 до —66°C, тогда как на северо-востоке эта цифра существенно больше — —200— —400°C, вместе с тем переход минимальной температуры воздуха через 0° на юге осуществляется в начале—середине марта, а на северо-востоке в начале—середине апреля.

Начало сухого периода тоже различное: от конца мая на юге до начала июля на северо-востоке.

Сели могут проходить только в одной области, а могут одновременно в нескольких областях. На основе собранного архива выявлено, что сели были одновременно в двух и больше областях в 165 случаях из 618, что составляет 37%. Из них в 135 (или 82%) случаях области расположены рядом в радиусе 150—200 км, а в 30 (или 18%) случаев — отдалены.

Селеопасная ситуация возникает при определенных синоптических процессах, которые по мере перемещения могут вызывать сели в разных областях с интервалом во времени 1—2 сут. На территории Узбекистана и Ленинабадской области отмечалось 444 случая селей. За случай принимался период селевых явлений на территории республики при прохождении осадкообразующего синоптического процесса. Такими процессами являются:

1. Западное вторжение с предшествующим прорывом циклона (1, 2, 3/10).
2. Западное вторжение без предшествующего прорыва циклона (10).
3. Северо-западное вторжение с предшествующим прорывом циклона (1, 2, 3/5).
4. Северо-западное вторжение без предшествующего прорыва циклона (5).
5. Северное вторжение с предшествующим прорывом циклона (1, 2, 3/6).
6. Северное вторжение или заток холодного воздуха с севера и северо-востока (6, 6а).
7. Малоподвижный циклон над Средней Азией (8).
8. Выход циклонов или волновая деятельность по периферии высотного или высокого циклона (8/1, 2, 3, 7).
9. Вторжение холодных масс воздуха в тылу высотных или высоких циклонов (8/5, 6, 10).
10. Волновая деятельность (7).

11. Выход южнокаспийских, мургабских, верхнеамударьинских циклонов без последующего холодного вторжения (1, 2, 3).

При прохождении осадкообразующего синоптического процесса сели могут быть одновременно в одной области, в двух, трех и т. д. (табл. 3).

Таблица 3

Повторяемость селей на территории Узбекистана и Ленинабадской области при осадкообразующих синоптических процессах

Синоптический процесс	Количество областей						Всего		Вероятность селей, %
	1	2	3	4	5	>5	селей	синоптических процессов	
	Количество селей								
	279	80	39	22	19	5			
1, 2, 3/10	23	5	6	5	2	—	41	80	51
10	47	16	5	4	4	—	76	280	27
1, 2, 3/5	8	6	1	1	2	1	19	37	51
5	41	9	4	—	1	1	56	157	36
1, 2, 3/6	—	—	—	2	—	—	2	7	29
6	36	6	1	1	—	—	44	126	35
8	50	18	8	5	3	—	84	113	75
8/1, 2, 3, 7	2	1	5	1	3	3	15	31	48
8/10, 5, 6	11	8	5	—	3	—	27	60	45
7	35	4	3	2	—	—	44	103	43
1, 2, 3	14	5	1	1	1	—	22	158	14
Прочие	12	2	—	—	—	—	14	—	—

Селевые явления только в одной области повторяются чаще всего (279 из 444 случаев, или 63%); в двух областях существенно реже (18%), в трех и больше — в 9—10% всех случаев.

Рассмотрим повторяемость и вероятность селей по синоптическим процессам. Здесь можно отметить, что за последние 34 года при западных, северо-западных и северных вторжениях как самостоятельных (10, 5, 6), так и с предшествующим выходом южных циклонов (1, 2, 3/10; 1, 2, 3/5; 1, 2, 3/6) отмечалось 238 случаев с селями, что составляет 35% всех осуществлявшихся на территорию Средней Азии вторжений, причем вероятность селей при западном и северо-западном вторжениях с предшествующим выходом циклона с юга (1, 2, 3/10 и 1, 2, 3/5) выше — 51%.

Наибольшая вероятность селей (75%) имеет место при высотном циклогенезе. Когда же по приземным картам прослеживается еще и выход южных циклонов или волновой деятельности (8/1, 2, 3, 7), то селевая деятельность охватывает большие территории и носит катастрофический характер. Если этот процесс осуществляется над Средней Азией, то при вероятности селей 48% в 77% случаев сели распространяются одновременно в трех областях и больше.

Из 444 случаев селей в 136 случаях (или 33%) по величине нанесенного ущерба они были отнесены к ОЯ (опасным явлениям) либо ООЯ (особо опасным явлениям). Из них 30 случаев (или 22% ОЯ и ООЯ) отмечались в одной области, остальные охватывали две области и более.

За 34 года отмечалось 46 случаев, когда сели одновременно проходили по четырем областям и больше. Из них в 37 случаях (или 80%) сели были отнесены к ОЯ или ООЯ. Такая ситуация возникает в большинстве своем при западном вторжении как самостоятельном, так и с выходом южных циклонов, а также при высотном циклогенезе в период с марта по июнь в многоводные годы (22 случая, или 47%), средние по водности (22 случая, или 47%) и с меньшей вероятностью (6%) в маловодные годы.

На основе собранного материала о селях за 34 года можно сделать следующие выводы.

1. Наиболее селеопасные области — это предгорная территория республики, подверженная воздействию прямых потоков влагонесущих воздушных масс западных и северо-западных вторжений с предшествующим выходом циклонов с юга, а также области, расположенные в восточных и юго-восточных частях высотного циклона.

2. Наибольшая селевая активность в республике развивается в период апрель—июнь. В центральных и южных областях селевой период начинается раньше — в марте, тогда как в восточных областях он сдвинут на месяц — в апреле. Заканчивается селевой период в южных и центральных областях в июне-июле, а в восточных областях в августе—сентябре.

3. При разработке метода прогноза селевой опасности следует выбирать территорию с одинаковым режимом температуры воздуха и осадков, а также геоморфологическими условиями в радиусе 150—200 км независимо от административной принадлежности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов Ю. Б. Модели процессов селеобразования. — Труды КазНИГМИ, 1972, вып. 51, с. 26—44.
2. Корень В. И., Кучмент Л. С. Математическая модель формирования дождевых паводков, оптимизация ее параметров и использование в гидрологических прогнозах. — Метеорология и гидрология, 1971, № 11, с. 59—68.
3. Кудышкин В. А. К вопросу формирования ливневых паводков. — Труды САРНИГМИ, 1973, вып. 3(84), с. 93—96.
4. Лыло В. М. Прогноз суточного стока дождевых паводков на основе учета осадков. — Труды ДВНИГМИ, 1968, вып. 27, с. 57—106.
5. Сборник XV Всесоюзной научно-технической конференции по противо-селевым мероприятиям. Ташкент. 27—29 сентября 1978 г. — М., вып. I, 1978. — 196 с.
6. Салихова Д. Х., Ляховская Л. Ф. Метод прогноза селевой опасности в бассейне р. Сурхандарьи. — Труды САНИИ Госкомгидромета, 1982, вып. 89(170), с. 121—125.
7. Storm runoff analyses on three semi-arid catchments. Murray D. L., Gorgens A. H. M. Water S. A., — 1981, 7, N 4, p. 223—233.

АЭРОСИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ СЕЛЕВЫХ ПАВОДКОВ В ПРЕДГОРЬЯХ ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЫ

Известно, что Ферганская долина является одним из самых активных селевых районов на территории страны.

Ранее в статье [2] были рассмотрены аэросиноптические условия возникновения селевых паводков в этом районе в 1950—1970 гг.

В данной работе с привлечением материалов наблюдений за последние десять лет обобщены условия образования селевых паводков, которые по нанесенному ущербу относят к опасным и особо опасным гидрологическим явлениям (ОЯ и ООЯ). К анализу были привлечены карты погоды за 03 ч мск и карты барической топографии 850, 700, 500 и 300 гПа с марта по август 1960—1980 гг. За этот период было отмечено 60 случаев разрушительных селевых паводков, что составляет 7% всех наблюдаемых случаев осадкообразующих синоптических процессов. За случай принимался день, когда отмечались разрушительные сели в одном или сразу нескольких саях. Доля же разрушительных селей от всех прошедших на территории долины довольно велика — 33%.

Аэросиноптический анализ показал, что наибольшее число разрушительных селей и наибольшая их вероятность (отношение числа синоптических процессов с формированием разрушительных селей ко всему количеству синоптических процессов данного типа) отмечены при высотном циклогенезе — тип 8 [1]. Но нужно заметить, что высотный циклогенез обычно длится 3—7 дней и более и сели могут возникнуть в один из дней его существования. В этом заключается трудность прогноза селей при этом процессе. Циклоны могут быть изолированными либо располагаться в меридиональной ложбине, могут охватывать приземный слой и тропосферу (высокие) либо только тропосферу (высотные).

Селевые паводки могут формироваться непосредственно в передней части циклонов, но вероятность их в таких случаях небольшая — 13%. Вероятность опасных селей увеличивается до 17%, когда в тылу циклонов за счет подтока холодных масс у земли формируются фронты по типу западных, северо-западных и северных вторжений. Наибольшая вероятность (33%) селевых паводков с разрушениями имеет место при высотном циклогенезе, когда активизируется окаймляющая его высотная фронтальная зона способствующая выходу в приземном слое циклонов с юга и юго-запада или усилению волновой деятельности на холодных фронтах, вторгшихся в горные районы.

Число опасных и особо опасных селей, вызванных холодными

вторжениями, гораздо меньше — третья часть, а вероятность всего около 4%.

Было выяснено в [2], что для прогноза селевых паводков наиболее показательным является положение изогипс на карте барической топографии 500 гПа. Анализируя эти высотные поля в день с опасными и особо опасными селевыми паводками, можно выявить семь следующих характерных типов высотных полей:

1. Ложбина над восточными районами Средней Азии (ось направлена с севера на юг или с северо-востока на юго-запад). В ложбине может быть циклон.

2. Ложбина над западными районами Средней Азии (ось направлена с севера на юг или с северо-востока на юго-запад). В ложбине может быть циклон.

3. Изолированный циклон над центральными и восточными районами Средней Азии.

4. Циклон над районами Аральского моря. Над Средней Азией ПВФЗ.

5. Над центральными и восточными районами Средней Азии высотная фронтальная зона, направленная с запада на восток или с юго-запада на северо-восток.

6. В ложбине с запада циклон над Каспийским морем, над восточными районами ПВФЗ, его окаймляющая.

7. Гребень от Аравийского полуострова на центральные и восточные районы Средней Азии.

Наибольшее число разрушительных селей отмечается в тех ситуациях, когда Ферганская долина находится в передних частях ложбины (тип 1) или изолированного циклона (тип 3). На остальные типы высотных полей приходится примерно одинаковое количество случаев с селями.

За рассматриваемый период в марте был всего один случай разрушительного селя. Сильные дожди в ночь с 14 на 15 марта 1966 г. вызвали селевые паводки по предгорьям Кураминского хребта. Широтная высотная фронтальная зона над Средней Азией способствовала быстрому продвижению фронта западного вторжения в горные районы.

В апреле в формировании разрушительных селей велика роль западных вторжений и последующей волновой деятельности на холодных фронтах. Сели могут возникать и при высотном циклогенезе. При этих процессах Ферганская долина находится в передней части ложбины или под интенсивной ВФЗ в западном или юго-западном направлении. Вероятность селей при этих процессах от 4 до 8%.

В мае наблюдается наибольшее число разрушительных селей и наибольшая вероятность их формирования при осадкообразующих синоптических процессах. Наряду с западными вторжениями сели формируются при северо-западных вторжениях с вероятностью до 22%. Одним из самых активных селеобразующих синоптических процессов является высотный циклогенез — тип 8. Вероятность при этом процессе увеличивается до 63% в тех ситуа-

циях, когда этот циклон окаймляет активная ПВФЗ — тип 8/1, 2, 3, 7. В мае, как и в апреле, опасные сели могут быть с вероятностью 6% при волновой деятельности.

В июне—июле разрушительные сели редки, вероятность их не превышает 6% всех синоптических процессов, вызывающих селевые паводки. Так же, как и в мае, основным селеобразующим процессом является образование высотных, или высоких, циклонов. Сели формируются в передней части самих циклонов с вероятностью 12—15% или за холодными фронтами, сформировавшимися в приземном слое в тылу высотных циклонов с вероятностью 18% в июне, 38% в июле. С небольшой вероятностью 3—4% разрушительные сели могут возникать при вторжениях с севера и северо-запада. Обычно при этих процессах Ферганская долина находится в передней части высотной ложбины или изолированного циклона.

В июне был отмечен катастрофический селевой паводок в бассейне р. Исфайрама за счет интенсивного таяния снега и ледников. На территорию Средней Азии распространялся гребень от Аравийского полуострова, что привело к резкому повышению температуры воздуха в горах.

В августе отмечался всего один случай разрушительных селей (6 августа 1974 г.) при прохождении холодного фронта северо-западного вторжения, вызвавшего ливневые дожди в горных районах.

Таким образом, в предгорьях Ферганской долины в апреле разрушительные селевые паводки образуются при процессах с запада и юго-запада (западные вторжения, волновая деятельность, выход циклонов с юга и юго-запада). При этих процессах на высотах преобладает ложбина над западными районами Средней Азии (ось — западнее меридиана 60°) или ВФЗ в широтном или юго-западном направлении. В этом месяце сели при появлении высотных, или высоких, циклонов довольно редки.

В мае—августе разрушительные селевые паводки вызываются в основном высотным циклогенезом, а также холодными вторжениями с севера и северо-запада. На картах поверхности 500 гПа Ферганская долина находится в передней части ложбины (ось — восточнее меридиана 60°) или под влиянием изолированного циклона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугаев В. А., Джорджио В. А. Синоптические процессы Средней Азии. — Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1957. — 477 с.
2. Салихова Д. Х. Некоторые статистические характеристики синоптических процессов, приводящих к селевым паводкам в адырах и предгорьях Ферганской долины. — Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 24(105), с. 66—72.

МЕТОД ПРОГНОЗА СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ В ПРЕДГОРЬЯХ ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЫ

В работе [3], используя прием дискриминантного анализа, авторами был предложен метод фонового прогноза селеопасности в бассейне Сурхандарьи, который внедрен в оперативную деятельность гидропрогнозов.

После получения этих обнадеживающих результатов была сделана попытка разработать аналогичный метод для предгорий Ферганской долины, являющейся одним из самых селеопасных районов в нашей стране. Сели здесь проходят ежегодно, нанося значительный ущерб народному хозяйству. В статьях [1, 2] были рассмотрены гидрометеорологические и аэросиноптические условия формирования селей, в том числе и разрушительных. Было показано, что основными селеобразующими синоптическими процессами являются холодные вторжения и образование циклонов в средней и верхней тропосфере. Для этих двух процессов был разработан метод прогноза селеопасности.

В качестве основных предикторов в уравнениях дискриминантной функции были приняты термогигрометрические характеристики воздушных масс по данным радиозондирующих станций Ташкент, Джалалабад, Чарджоу, Ашхабад за 03 ч мск.

Для прогноза селеопасности при холодных вторжениях выбирались следующие характеристики воздушных масс перед фронтом (теплая масса (ТМ)) и за фронтом (холодная масса (ХМ)) на трех изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа:

1. Температура воздуха — T .
2. Температура точки росы — T_d .
3. Дефицит точки росы — $T - T_d$.
4. Высота уровня конденсации — H .
5. Температура на уровне конденсации — T_k .
6. Суммарный дефицит точки росы в слое 850—500 гПа —

$$\sum_{850}^{500} T - T_d.$$

7. Разность температуры в слое 850—500 гПа — ΔT_{850}^{500} .

8. Разность дефицитов точки росы в слое 850—500 гПа — $\Delta(T - T_d)_{850}^{500}$.

9. Разность температур на трех поверхностях в теплой и холодной воздушных массах — $\Delta(T_{ТМ} - T_{ХМ})_{850, 700, 500}$.

Первые три параметра брались на поверхностях 850, 700 и 500 гПа в теплой и холодной воздушных массах, а 4-й и 5-й предикторы на изобарических поверхностях 850 и 700 гПа.

В качестве характеристики увлажненности почвы взяты суммы осадков за три дня до расчета селевой опасности, выпавшие

на одной из следующих метеорологических станций: у. р. Терс, Наманган, у. р. Тосс, Андижан и Гульча.

Вышеперечисленные предикторы выбирались для двух классов: холодные вторжения с формированием селевых паводков и холодные вторжения без возникновения селей.

Все расчеты проводились на ЭВМ ЕС-1033 по программе «Дискриминантный анализ», позволяющей строить дискриминантные функции с одновременным выбором наилучших предикторов. За критерий различия был принят критерий Фишера NR . Процесс выбора наилучшего предиктора заканчивался, когда прекращалось заметное увеличение показателя разделимости.

При статистической обработке в результате просеивания выбирались: на первом шаге — температура конденсации воздуха за холодным фронтом, которая характеризует вид выпадающих осадков; на втором шаге — температура точки росы в теплой воздушной массе. Этот предиктор был одним из самых информативных и при разработке метода прогноза паводков и селеопасности в бассейне Сурхандарьи, так как косвенно характеризует увлажненность теплой воздушной массы. Следующим был выбран дефицит точки росы теплой воздушной массы. Известно, чем влажнее воздух перед фронтом, тем обильнее осадки при прохождении холодного фронта.

Таким образом, полученная для прогноза селевой опасности дискриминантная функция имеет следующий вид:

$$v(x) = 1,167 + 0,841 T_{\kappa_{850 \text{ ХМ}}} + 0,428 T_{d_{850 \text{ ТМ}}} - 0,584 (T - T_{d_{850 \text{ ТМ}}})$$

Пороговое значение $R=1,08$. На зависимой выборке оправдываемость $P=84\%$; показатель успешности по А. М. Обухову $Q=0,73$; критерий успешности метода по сравнению со случайным прогнозом Багрова $H=0,67$. На независимой выборке соответственно $P=87\%$, $Q=0,7$, $H=0,7$.

В случаях холодных вторжений с предшествующим выходом циклонов характеристики холодной воздушной массы берутся за холодным фронтом циклона, а теплой воздушной массы — в теплом секторе циклона. Заблаговременность прогноза составляет 1—2 сут в зависимости от скорости перемещения фронта.

Аналогичные уравнения были получены для юга долины (Андижанская и Ферганская области):

$$v(x) = 2,85 + 0,744 T_{\kappa_{850 \text{ ХМ}}} + 0,284 T_{d_{850 \text{ ХМ}}} - 0,619 (T - T_{d_{850 \text{ ХМ}}}) + \\ + 0,397 T_{850 \text{ ХМ}} + 0,739 T_{d_{850 \text{ ТМ}}} + 0,414 (T - T_{d_{850 \text{ ТМ}}})$$

На зависимой выборке оценки $P=89\%$, $Q=0,84$, $H=0,75$, на независимой выборке $P=82\%$, $Q=0,65$, $H=0,64$.

Для севера долины (Наманганская область) уравнение имеет вид

$$v(x) = 7,93 + 1,687 T_{\kappa_{850 \text{ ХМ}}} - 1,597 (T - T_{d_{700 \text{ ТМ}}}) -$$

$$-0,566 (T - T_d)_{500 \text{ хм}} + 0,529 T_{700 \text{ хм}} + 0,882 T_{700 \text{ тм}} - \\ - 0,213 \Delta (T - T_d)_{\text{тм}} + 0,073 \sum X_{\text{тосс}}.$$

Оценки полученного уравнения для зависимой выборки: $P=91\%$, $Q=0,76$, $H=0,77$; для независимой выборки: $P=84\%$, $Q=0,68$, $H=0,68$.

При образовании в средней и верхней тропосфере высотных, или высоких, изолированных циклонов прогноз селевых паводков весьма затруднителен. Этот синоптический процесс очень сложен по своему генезису. Появление таких циклонов, эволюция и осадки, связанные с ним, трудно поддаются прогнозированию. Особенно активны циклоны в весенне-летний период, когда возникают мощные конвективные явления, способствующие образованию гроз, ливней и града. Все эти явления усугубляются, если существует интенсивная высотная фронтальная зона, окаймляющая циклон. Сели могут возникать и при прохождении вторичных фронтов у земли, так как после холодных вторжений воздух становится влажным и неустойчивым по стратификации, а подток холодного воздуха в тылу высотных циклонов обостряет все процессы в нижней и средней тропосфере.

Известно, что осадки чаще всего выпадают в передней части циклона, поэтому селевая опасность рассчитывалась в тех случаях, когда Ферганская долина находилась в благоприятном (для выпадения осадков) положении относительно циклона.

В качестве основных предикторов, так же как и при разработке метода прогноза селеопасности для холодных вторжений, были взяты термогигрометрические характеристики воздушной массы в передней части циклона и характеристики самого циклона.

С карт барической топографии 850, 700 и 500 гПа за 03 ч мск снимались следующие параметры:

Термогигрометрические характеристики:

1. Температура воздуха — T .
2. Температура точки росы — T_d .
3. Дефицит точки росы — $T - T_d$.
4. Высота уровня конденсации — H .
5. Температура на уровне конденсации частицы воздуха, поднимающейся с поверхностей 850 и 700 гПа — T .
6. Суммарный дефицит точки росы в слое 850—500 гПа — $-\sum_{850}^{500} T - T_d$.
7. Разность температуры в слое 850—500 гПа — ΔT_{850}^{500} .

Характеристики циклона на AT_{500} :

8. Давление в центре циклона — $H_{\text{ц}}$.
9. Разность давлений в центре циклона и над Ферганской долиной — $H_{\text{ц}} - H_1$.
10. Изменение давления в центре циклона за сутки — $\Delta H_{\text{ц}}$.

11. Разность температуры между самой холодной частью циклона и температурой над Ферганской долиной — ΔT .

12. Скорость ветра над Ферганской долиной — u .

13. Направление ветра — ω .

Гидрометеорологические параметры:

14. Сумма осадков за три дня до расчета селевой опасности отдельно по станциям устье р. Тосс, Гульча, устье р. Терс, Андижан, Наманган — $\sum_{i=1}^3 X_i$.

15. Минимальная температура на метеорологических станциях Гульча, Кзылджар, устье р. Тосс — $t^{\circ}\text{C}$.

Вышеперечисленные параметры выбирались при высотном циклогенезе для класса с селями и без селей. Статистический анализ и пошаговый перебор всех предикторов показал, что наибольшие значения критерия разделимости отмечаются при использовании характеристик увлажненности воздушной массы в передней части циклона, таких как дефицит точки росы на всех поверхностях и в слое 850—500 гПа, температура точки росы, затем температуры конденсации частицы, поднимающейся с уровня 850 гПа, а также контрастов температуры в различных частях циклона.

На основе выбранных информативных предикторов построена дискриминантная функция для прогноза селевой опасности при высотном циклогенезе:

$$v(x) = 1,599 - 0,134 \sum_{850}^{500} (T - T_d) + 0,392 T_{\kappa_{350}}.$$

Как и для вторжений, проверка уравнения проводилась на зависимой выборке за 1960—1980 гг. и на независимой выборке за 1981—1983 гг. Получены оценки $P_{\text{зав}} = 85\%$, $P_{\text{незав}} = 82\%$.

Таким образом, на основе дискриминантного анализа разработан метод прогноза селеопасности. Получены уравнения дискриминантных функций для прогноза селеопасности при холодных вторжениях и высотных циклонах как для всей долины в целом, так и отдельно для ее северной и южной частей. Оценки прогнозов на независимой выборке показали возможность применения разработанного метода при составлении предупреждений о селевой опасности в предгорьях Ферганской долины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Салихова Д. Х. К вопросу о метеорологических условиях возникновения селевых паводков в адырах и предгорьях Ферганской долины. — Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 24(105), с. 66—72.
2. Салихова Д. Х. Некоторые статистические характеристики синоптических процессов, приводящих к селевым паводкам в адырах и предгорьях Ферганской долины. — Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 24(105), с. 61—65.
3. Салихова Д. Х., Ляховская Л. Ф. Прогноз селевой опасности в бассейне р. Сурхандарьи. — Труды САНИИ Госкомгидромета, 1982, вып. 89(170), с. 121—125.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РЕК БАССЕЙНА КАШКАДАРЬИ И ВЛИЯНИЕ НА НЕГО ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Гидрохимический режим рек бассейна Кашкадарья исследовался по данным наблюдений на реках Кашкадарья, Акдарья, Танхизыдарья, Яккабагдарья, Гузардарья, Кичик-Уру и Катта-Уру, Карасу и Джиндыдарья. Часть из них (Кашкадарья, кишл. Варганзи, Акдарья, кишл. Хазарнова, Яккабагдарья, кишл. Татар, Танхизыдарья, кишл. Каратикон, Карасу, кишл. Улян и Джиндыдарья, кишл. Джауз) характеризуют зону формирования стока, а остальные — зону использования.

Переход от единичных измерений химического состава к средним за расчетный период осуществлен либо по кривым связи минерализации со стоком $\Sigma u = f(Q)$, построенным с учетом водности лет и фаз режима, либо осреднением фактически измеренной минерализации [1, 2].

Таблица 1

Статистические характеристики общей минерализации воды

Река, створ	Расчетный период	n	$\bar{x}$ мг/л	σ_x мг/л	C_v
Кашкадарья, кишл. Варганзи	1938—1955	55	281	59	0,21
	1956—1981	150	288	60	0,21
Кашкадарья, кишл. Чиракчи	1938—1955				
	Многоводные	37	378	147	0,39
	Средневодные	19	394	80	0,20
	Маловодные		Нет данных		
	1956—1981				
	Многоводные	7	360	59	0,16
Кашкадарья, кишл. Каратикон	Средневодные	74	424	93	0,22
	Маловодные	31	426	100	0,24
	1938—1955				
	Многоводные	28	396	95	0,24
	Средневодные	19	448	92	0,24
	Маловодные		Нет данных		
Танхизыдарья, кишл. Каттаган	1956—1981				
	Многоводные	17	799	419	0,52
	Средневодные	81	1415	1017	0,72
	Маловодные	32	1499	1000	0,67
	Спад половодья	66	194	73	0,38
	Межень	35	328	89	0,27
Акдарья, кишл. Хазарнова	Подъем половодья	49	267	42	0,16
	Спад	59	156	40	0,26
	Межень	52	239	35	0,14
Карасу, кишл. Улян	1938—1981	25	294	22	0,07
Джиндыдарья, кишл. Джауз	1938—1981	20	276	38	0,14

Предварительный графический анализ показал, что на реках Кашкадарья, Акдарья, Карасу, Джиндыдарья и Танхизыдарья (в фазу спада половодья и межени) минерализация воды не зависит от расхода, водности года, а часто и фаз режима. Влияние водности сказывается лишь на р. Кашкадарье в створе кишл. Каратикон (нижнее течение) и в многоводные годы в створе кишл. Чиракчи (среднее течение). Временной тренд в измеренных значениях минерализации наблюдается в среднем и нижнем течении р. Кашкадарья; на других реках он не обнаружен.

С учетом вышеизложенного единичные измерения минерализации на реках с нарушенной связью $\Sigma u = f(Q)$ рассматривались как случайные величины. Данные химических анализов по каждому пункту наблюдений, сгруппированные по фазам режима, а на р. Кашкадарье — с учетом водности года и уровня хозяйственного использования, обрабатывались статистическим методом. Результаты обработки (число измерений n , средняя величина $\bar{x}$, стандарт изменчивости σ_x и коэффициент вариации C_v) приведены в табл. 1.

Среднесезонные значения минерализации воды в реках, полученные с учетом связи $\Sigma u = f(Q)$, водности и фаз режима, харак-

Таблица 2

Средняя за сезон минерализация воды, мг/л

Река, створ	1951—1955		1956—1960		1961—1965		1966—1970		1971—1975		1976—1980	
	XI-IV	V-X	XI-IV	V-X	XI-IV	V-X	XI-IV	V-X	XI-IV	V-X	XI-IV	V-X
Танхизыдарья, кишл. Каттаган	320	204	325	203	323	203	318	202	343	201	325	198
Яккабагдарья, кишл. Татар	536	235	481	250	576	265	476	246	552	270	492	275
Гузардарья, кишл. Яртепе	1379	1053	1315	1150	1350	1099	—	—	—	—	—	—
Кичик-Уру, кишл. Кулькишлак	2041	2162	2272	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Катта-Уру, кишл. Кошулуш	1351	1007	1420	1159	1427	1189	1414	1192	—	—	—	—

теризуют табл. 2, 3. Минерализация воды в зоне формирования стока в бассейне Кашкадарья сравнительно невелика и мало меняется от года к году (табл. 1, 2). В большинстве рек минерализация не зависит от расхода воды и водности года, хотя фазовые различия на некоторых реках сохраняются (табл. 3).

На реках Танхизыдарья (в фазу подъема половодья) и Яккабагдарья гидрохимический режим аналогичен большинству рек Средней Азии [1—4] — минерализация уменьшается с ростом

Таблица 3

Минерализация воды (мг/л) в зависимости от расхода, фаз режима и водности лет

Река, створ	Водность года и фаза режима	Сумма ионов при расходе воды, м³/с								
		1	2	3	4	5	7	10	15	20
Танхизыдарья, Каттаган	Подъем половодья	430	380	350	330	310	290	270	260	250
Катта-Уру, Кошулуш	Подъем	2200	1780	1560	1440	1370	1280	1200	1160	1150
	Спад и межень		1550	1330	1190	1100	1000	950		
Яккабагдарья, Татар	Подъем									
	Маловодный	680	595	515	450	400	310	220		
	Средневодный		730	655	590	530	430	320	225	
	Многоводный				800	750	650	525	365	280
	Спад половодья		495	400	350	320	275	240	210	200
Гузардарья, Яртепе	Подъем			2150		1610		1180	1030	950
	Спад и межень									
	Маловодный и средневодный		1900	1430	1280	1160	970	800		
	Многоводный			1880	1720	1600	1375	1110	810	

расхода воды, максимальна на подъеме и минимальна на спаде; при равных расходах воды минерализация увеличивается от маловодных лет к многоводным.

В зоне использования стока минерализация воды резко увеличивается — на реках Катта-Уру, Кичик-Уру и Гузардарье значения минерализации на порядок выше, чем в Кашкадарье, Яккабагдарье, Акдарье и Танхизыдарье (табл. 1, 2).

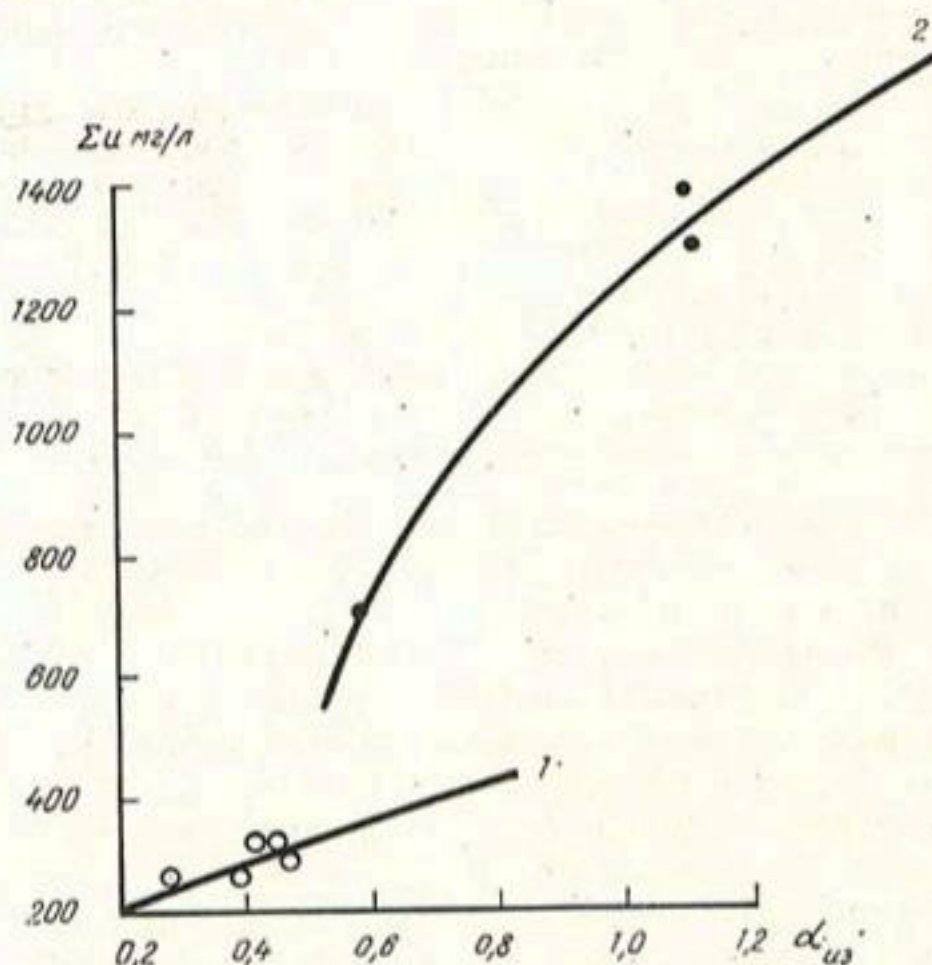
Вместе с тем многие черты гидрохимического режима, свойственные зоне формирования, сохраняются и в зоне использования стока (табл. 3). Лишь в среднем и нижнем течении, в отличие от зоны формирования стока, минерализация возрастает от многоводных лет к маловодным (табл. 1). Это явление было отмечено в бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи [2—4] и связано с увеличением доли возвратных вод в стоке реки. Влияние водности на величину минерализации возрастает по мере продвижения от истока к устью реки. Если в створе кишл. Чиракчи разница в средних значениях минерализации маловодных и многоводных лет составляет 66 мг/л, то в створе кишл. Каратикон — уже на порядок больше — 700 мг/л.

По длине реки, как и в других бассейнах Средней Азии [1—4], наблюдается резкое увеличение минерализации (табл. 1). В год средней водности минерализация воды в створах Чиракчи и Каратикон возросла в 1,50 и 4,90 раз относительно створа Варганзи. В маловодные годы увеличение минерализации несколько больше, а в многоводные — существенно ниже.

Увеличение минерализации во времени наблюдается в нижнем течении р. Кашкадарьи, в створе кишл. Каратикон. Так, сред-

няя за 1956—1981 гг. минерализация увеличилась относительно средней за 1938—1955 гг. в многоводные годы в два раза, в средневодные — в три (табл. 1).

Рост минерализации определяется увеличением доли возвратных вод и коэффициента изъятия стока [2] (рисунок). Особенно резко процесс возрастания минерализации с ростом коэффициента изъятия стока происходит в нижнем течении реки (кривая 2). Аналогичное явление было отмечено на других реках Средней Азии и связано с многократным использованием возвратных вод [1—4].



Зависимость среднегодовой минерализации от коэффициента изъятия стока в бассейне р. Кашкадарья:

1 — верхнее течение (кишл. Чиракчи), 2 — нижнее течение (кишл. Каратикон)

Увеличение минерализации сопровождается изменением ионного состава воды. Для исследования закономерностей этого изменения были построены уравнения регрессии, связывающие каждый из ионов с их суммой. При этом использованы данные стационарных наблюдений УГКС за химическим составом воды рек Кашкадарья, Акдарья, Танхизыдарья, Карасу, Джиндыдарья, Кичик-Уру и Гузардарья за период 1938—1980 гг.

По аналогии с бассейнами Сырдарья и Амударья [2, 3] была принята гипотеза о статистической однородности ряда наблюдений за суммой ионов и ее отдельными компонентами в зоне формирования стока и неоднородности в зоне его использования.

В связи с этим в первом случае регрессионный анализ проводился для всего ряда, во втором — ряд условно разбит на два периода, отличающихся по интенсивности использования речного стока.

На реках Акдарья и Танхизыдарья регрессионный анализ проводился с учетом фаз режима стока. По аналогии с бассейнами Сырдарьи и Амударьи [2, 3] принято, что связи отдельных ионов с их суммой носят линейный характер. Ниже приводятся эти уравнения.

р. Кашкадарья, кишл. Варганзи (1956—1981 гг.):

$$\text{Ca}^{2+} = 0,111 \sum u \pm 13,8; \quad \text{SO}_4^{2-} = 0,524 \sum u - 126;$$

$$\text{Mg}^{2+} = 0,050 \sum u - 2,68;$$

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,111 \sum u - 20,9;$$

р. Кашкадарья, кишл. Чиракчи (1956—1981 гг.):

$$\text{Ca}^{2+} = 0,091 \sum u + 21,2; \quad \text{HCO}_3^- = 0,304 \sum u + 82,6;$$

$$\text{Mg}^{2+} = 0,073 \sum u - 8,4; \quad \text{SO}_4^{2-} = 0,370 \sum u - 60,8;$$

р. Кашкадарья, кишл. Каратикон (1956—1981 гг.):

$$\text{Mg}^{2+} = 0,059 \sum u - 2,3; \quad \text{SO}_4^{2-} = 0,413 \sum u - 26,4;$$

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,229 \sum u - 105; \quad \text{Cl}^- = 0,256 \sum u - 121;$$

р. Танхизыдарья, кишл. Каттаган (1951—1981 гг.):

Подъем половодья

$$\text{Ca}^{2+} = 0,080 \sum u + 21,6; \quad \text{SO}_4^{2-} = 0,504 \sum u - 77,4;$$

$$\text{Mg}^{2+} = 0,044 \sum u - 0,56; \quad \text{Cl}^- = 0,470 \sum u - 5,3;$$

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,163 \sum u - 29,4;$$

Спад половодья

$$\text{Ca}^{2+} = 0,107 \sum u + 11,2; \quad \text{HCO}_3^- = 0,292 \sum u + 42,2;$$

$$\text{Mg}^{2+} = 0,041 \sum u - 2,19; \quad \text{SO}_4^{2-} = 0,358 \sum u - 32,1;$$

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,134 \sum u - 13,2;$$

Межень

$$\text{Ca}^{2+} = 0,108 \sum u + 14,0; \quad \text{HCO}_3^- = 0,340 \sum u + 43,4;$$

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,136 \sum u - 21,8; \quad \text{SO}_4^{2-} = 0,344 \sum u - 34,4;$$

р. Гузардарья, кишл. Яртепе (1950—1963 гг.):

Подъем половодья

$$\text{Ca}^{2+} = 0,124 \sum u + 26,5; \quad \text{SO}_4^{2-} = 0,426 \sum u - 1,13;$$

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,170 \sum u - 68,0; \quad \text{Cl}^- = 0,178 \sum u - 74,7;$$

Спад и межень

$$\begin{aligned}\text{Ca}^{2+} &= 0,101 \sum u + 63,1; & \text{SO}_4^{2-} &= 0,34 \sum u + 70,5; \\ \text{Mg}^{2+} &= 0,038 \sum u - 4,9; & \text{Cl}^- &= 0,192 \sum u - 112; \\ \text{Na}^+ + \text{K}^+ &= 0,169 \sum u - 73,9;\end{aligned}$$

р. Кичик-Уру, кишл. Кулькишлак (1951—1956 гг.)

$$\begin{aligned}\text{Mg}^{2+} &= 0,053 \sum u - 41,9; & \text{SO}_4^{2-} &= 0,376 \sum u + 136; \\ \text{Na}^+ + \text{K}^+ &= 0,234 \sum u - 142; & \text{Cl}^- &= 0,236 \sum u - 130;\end{aligned}$$

р. Катта-Уру, кишл. Кошулуш (1950—1971 гг.):

Подъем половодья

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,372 \sum u - 370 \qquad \text{Cl}^- = 0,512 \sum u - 584$$

Спад и межень

$$\text{Mg}^{2+} = 0,036 \sum u - 5,4 \qquad \text{SO}_4^{2-} = 0,316 \sum u + 245$$

р. Яккабагдарья, кишл. Татар (1951—1981 гг.):

Подъем половодья

$$\begin{aligned}\text{Ca}^{2+} &= 0,199 \sum u + 5,7; & \text{HCO}_3^- &= 0,098 \sum u + 89,3; \\ \text{Mg}^{2+} &= 0,036 \sum u - 3,1; & \text{SO}_4^{2-} &= 0,596 \sum u - 81,8;\end{aligned}$$

Спад

$$\begin{aligned}\text{Ca}^{2+} &= 0,209 \sum u - 1,6; & \text{HCO}_3^- &= 0,134 \sum u + 59,8; \\ \text{Mg}^{2+} &= 0,026 \sum u - 0,2; & \text{SO}_4^{2-} &= 0,941 \sum u - 58,9;\end{aligned}$$

Межень

$$\text{Ca}^{2+} = 0,204 \sum u + 8,88 \qquad \text{SO}_4^{2-} = 0,633 \sum u - 79,1;$$

р. Акдарья, кишл. Хазарнова (1950—1981 гг.):

Подъем половодья

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,216 \sum u - 45,4;$$

Спад

$$\text{HCO}_3^- = 0,314 \sum u + 46,1;$$

Межень

$$\text{HCO}_3^- = 0,501 \sum u + 30,6;$$

р. Карасу, кишл. Улян (1951—1958 гг.):

$$\text{HCO}_3^- = 0,575 \sum u + 34,8;$$

р. Джиндыдарья, кишл. Джауз (1954—1980 гг.):

$$\text{HCO}_3^- = 0,462 \sum u + 73,7.$$

Приведенные выше уравнения рекомендуется использовать для расчета ионного состава речных вод при разной минерализации.

При отсутствии ясно выраженной связи концентрации отдельных ионов с их суммой ($R < 0,6$) некоторое представление о ионном составе воды дает табл. 4. С ростом минерализации возрастает концентрация всех ионов; однако интенсивность их роста неодинакова в разных частях бассейна (табл. 4).

В зоне интенсивного использования речного стока (Кашкадарья-Чиракчи, Гузардарья) интенсивность прироста Ca^{2+} и HCO_3^- уменьшается, а ионов Mg^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, SO_4^{2-} и Cl^- резко увеличивается.

В зоне формирования стока концентрация ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и SO_4^{2-} возрастает по мере роста общей минерализации, а содержание ионов $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ и Cl^- практически не меняется.

Влияние антропогенных факторов на ионный состав речной воды будет более наглядным, если нормировать концентрацию исследуемых ионов в зоне использования по содержанию соответствующих ионов (за расчетные периоды) в естественных условиях (табл. 5).

Отсутствие наблюдений за химическим составом воды в исследуемых створах в период, предшествующий интенсивному водохозяйственному строительству, побудило в качестве индекса естественного гидрохимического режима условно принять содержание отдельных ионов в воде р. Кашкадарьи, кишл. Варганзи.

На уровне 1938—1955 гг. общая минерализация в створах Чиракчи и Каратикон увеличилась по сравнению со створом Варганзи в 1,4 и 1,5 раза. Содержание Ca^{2+} и HCO_3^- увеличилось при этом соответственно в 1,3—1,2 и 1,1—1,05 раза, а Mg^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ и Cl^- существенно больше (табл. 5).

В период 1956—1981 гг. ионный состав изменился еще более интенсивно. В створе Чиракчи концентрация Mg^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, SO_4^{2-} и Cl^- возросла относительно притока из зоны формирования в 1,8—3,8 раза. В створе кишл. Каратикон содержание Mg^{2+} возросло в 6,8 раза, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ — в 15,6, SO_4^{2-} — в 22,7, а Cl^- — в 32 раза. Концентрация гидрокарбонатных ионов при этом практически не изменилась. Следовательно, хозяйственная деятельность в бассейне сопровождается резким увеличением ионов Mg^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, SO_4^{2-} и Cl^- во времени и по длине водотока.

Соотношение отдельных ионов на разных этапах водохозяйственного строительства характеризует табл. 6. В зоне формирования стока (кишл. Варганзи) в катионной группе преобладает ион Ca^{2+} , а в анионной — HCO_3^- .

Статистические характеристики ионного состава воды, мг/л

Расчетный период	Ca ²⁺		Mg ²⁺		Na ⁺ +K ⁺		HCO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻		Cl ⁻	
	$\bar{x}$	σ_x	$\bar{x}$	σ_x	$\bar{x}$	σ_x	$\bar{x}$	σ_x	$\bar{x}$	σ_x	$\bar{x}$	σ_x
Кашкадарья, Варганзи												
1938—1981	47,6	11,2	11,6	4,6	10,9	10,1	194	20,4	22,1	34,7	6,4	5,9
Кашкадарья, Чиракчи												
1938—1955	68,6	32,0	15,8	6,3	20,0	14,4	234	40,3	63,2	57,2	8,9	12,5
1956—1981	59,8	12,3	22,5	8,9	25,1	17,4	212	45,2	94,6	44,9	12,6	6,9
Кашкадарья, Каратикон												
1938—1955	64,9	20,2	17,9	7,6	28,5	14,7	215	35,3	90,1	47,4	13,0	7,5
1956—1981	114	64,6	81,7	74,3	187	225	200	43,0	568	582	226	380
Танхизыдарья, Каттаган												
1951—1981												
Подъем												
Спад	52,4	11,0	16,6	6,9	34,3	20,4	152	24,6	119	57,0	13,1	6,7
Межень	31,8	10,2	5,8	4,3	12,9	14,6	98,8	29,9	37,3	31,0	7,3	6,5
	50,1	11,1	12,6	4,9	23,6	15,5	157	36,2	79,0	34,9	8,0	3,8
Акларья, Хазарнова												
1950—1981												
Подъем	42,6	8,1	10,6	3,5	12,8	12,4	164	21,4	32,4	19,7	6,4	3,8
Спад	27,3	6,2	4,3	3,0	7,2	8,9	94,3	17,4	16,6	17,2	5,0	4,7
Межень	37,8	5,9	9,5	4,95	12,6	9,7	152	20,5	25,1	13,9	5,6	5,0

Карасу, Улян

1951—1958 42,1 6,3 14,5 3,1 12,5 5,5 204 14,9 15,0 7,2 3,9 2,0

Джиндыдарья, Джауз

1954—1980 42,3 6,2 14,4 2,4 9,4 9,0 204 20,7 12,3 14,4 6,0 5,6

Гузардарья, Яртеле

1950—1963

Подъем 215 69,8 53,1 18,4 192 88,5 171 43,3 706 229 198 90,1
Спад и межень 214 52,6 52,3 21,7 179 79,1 153 52,9 715 197 173 93,8

Кичик-Уру, Кумкишлак

1951—1956 271 61,6 129 71,4 612 297 230 141 1344 480 629 307

Катта-Уру, Кошулуш

1950—1971

Подъем 216 37,8 47,1 16,1 229 306 161 28,2 702 155 234 417
Спад и межень 205 54,3 40,1 19,1 134 63,2 148 81,7 642 160 116 60,9

Яккабагдарья, Татар

1951—1981

Подъем 91,7 32,2 12,7 6,6 13,0 14,8 132 19,9 181 95,8 6,2 5,8
Спад 63,2 26,9 7,9 4,1 12,0 14,8 101 21,8 116 67,1 6,2 7,6
Межень 124 25,8 16,3 5,2 12,2 10,6 131 15,2 272 72,9 6,4 3,9

Таблица 5

**Изменение ионного состава воды р. Кашкадарьи
на разных уровнях водохозяйственного строительства
относительно «естественного» состояния**

Расчетный период и створ	Σ	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$	HCO_3^{-}	SO_4^{2-}	Cl^{-}
1938—1955							
кишл. Чиракчи	1,38	1,32	1,58	2,00	1,14	4,50	1,78
кишл. Каратикон	1,49	1,25	1,79	2,85	1,05	6,45	2,60
1956—1981							
кишл. Чиракчи	1,46	1,30	1,87	2,09	1,12	3,79	1,80
кишл. Каратикон	4,70	2,38	6,82	15,6	1,06	22,7	32,2

Таблица 6

Среднее за расчетный период содержание ионов (% от их суммы)

Расчетный период и створ	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$	HCO_3^{-}	SO_4^{2-}	Cl^{-}
1938—1955						
кишл. Варганзи	17,5	3,4	3,4	69,3	4,7	1,7
кишл. Чиракчи	16,7	3,8	4,9	57,0	15,4	2,2
кишл. Каратикон	15,1	4,2	6,6	50,1	21,0	3,0
1956—1981						
кишл. Варганзи	15,8	4,1	4,1	65,0	8,6	2,4
кишл. Чиракчи	14,0	5,3	5,9	49,7	22,2	2,9
кишл. Каратикон	8,3	5,9	13,6	14,5	41,3	16,4

В створе кишл. Чиракчи относительное содержание Ca^{2+} и HCO_3^{-} уменьшается, а ионов Mg^{2+} , $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$, SO_4^{2-} и Cl^{-} увеличивается как на первом (1938—1955 гг.), так и на втором этапе (1956—1981 гг.). Особенно интенсивно увеличивается доля сульфатов.

В створе кишл. Каратикон происходит дальнейшее увеличение доли ионов, вредных для растений. На втором этапе водохозяйственного строительства относительное содержание Mg^{2+} и $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$ уже существенно превышает Ca^{2+} , а HCO_3^{-} меньше Cl^{-} . Относительное содержание ионов Mg^{2+} , $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$, SO_4^{2-} и Cl^{-} в створе Варганзи на двух уровнях водохозяйственного строительства составляет 13—19%. В створе Чиракчи на тех же уровнях доля этих ионов возрастает до 26—36, а в створе Каратикон — до 35—77%. Особенно резко доля ионов, угнетающих растения, возросла на втором этапе в створе Каратикон.

Выводы

1. Водные потоки в бассейне р. Кашкадарьи в зоне формирования стока характеризуются сравнительно слабой минерализацией и малой ее изменчивостью из года в год. Фазовые различия и влияние водности лет на минерализацию проявляются в этом бассейне сравнительно слабо.

2. В зоне использования стока минерализация увеличивается во времени по мере усиления хозяйственной деятельности, по длине реки и от многоводных лет к маловодным.

3. Ионный состав воды по мере роста минерализации изменяется в сторону роста доли ионов Mg^{2+} , $Na^{+} + K^{+}$, SO_4^{2-} и Cl^{-} .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рубинова Ф. Э. Влияние водных мелиораций на сток и гидрохимический режим рек Средней Азии. Обзор. — Обнинск, 1981. — 48 с.
2. Рубинова Ф. Э. Изменение стока р. Сырдарьи под влиянием водохозяйственного строительства в ее бассейне. — М.: Гидрометеиздат, 1979. — 135 с. — (Труды САНИИ. Вып. 58(139)).
3. Рубинова Ф. Э., Куропатка Л. М. Гидрохимический режим р. Амурдарьи и влияние на него хозяйственной деятельности. — Труды САНИИ Госкомгидромета, 1982, вып. 89(170), с. 13—22.
4. Рубинова Ф. Э., Куропатка Л. М. Гидрохимический режим Кафирнигана и Сурхандарьи и его изменение под влиянием хозяйственной деятельности. — Труды САНИИ Госкомгидромета, 1980, вып. 77(158), с. 103—107.

М. Е. БЕЙЛИНСОН, Е. М. ВИДИНЕЕВА

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И КАЧЕСТВО ВОДЫ р. НАРЫН

Майский (1982 г.) Пленум ЦК КПСС принял грандиозную Продовольственную программу. Для ее выполнения в аридных зонах Узбекистана и Киргизии необходимо экономное и наиболее рациональное использование водных ресурсов. Последнее невозможно без знания гидрохимических характеристик воды, ее качества.

Нарын — самая крупная река Киргизии — по своим потенциальным энергоресурсам среди рек страны стоит сразу после Волги [2]; на ней построены, строятся и проектируются водохранилища с гидроэлектростанциями. Начато строительство еще одного из них — Ташкумырского (объемом 144 млн. м³).

Целью данной работы явилась характеристика химического состава воды рек Нарын и Карасу (правая) и оценка ее качества в строящемся Ташкумырском водохранилище.

Гидрохимический режим рек Нарын, Карасу и некоторых их притоков охарактеризован по данным стационарных наблюдений

на сети УГКС и экспедиционных исследований кафедры гидрологии суши ТашГУ им. В. И. Ленина под руководством К. А. Дамладжанова. Для характеристики гидрохимического режима р. Нарына использованы данные о химическом составе воды на ГМС ниже устья р. Карасу и Учкурган. Первая станция находится в районе строительства будущего Ташкумырского водохранилища, но на ней наблюдения за химическим составом воды начаты с 1962 г. Была сделана попытка продлить этот ряд наблюдениями на ГМС Учкурган. Для доказательства правомерности такого продления были построены графики связи расходов воды и минерализации, измеренных на этих двух станциях. Связи получились тесными, с коэффициентами корреляции 0,87 и 0,81 соответственно, что позволило продлить имеющийся ряд наблюдений за химическим составом воды у створа ниже устья р. Карасу. Таким образом, ряд наблюдений за химическим составом воды р. Нарын, на основании которого нами охарактеризован ее гидрохимический режим, составил 28 лет: с 1953 по 1981 г. Наблюдения за химическим составом воды р. Карасу начаты с 1965 г. и проводились ГМС Шамолдысай менее регулярно, чем на р. Нарын — пробы отбирались два-четыре раза в году. Составленную по этим данным гидрохимическую характеристику р. Карасу следует считать ориентировочной.

Минерализация воды в реках зависит от расходов воды в них. Исследования О. А. Алёкина показали, что для большинства рек связь между минерализацией M и расходами воды Q выражается степенной функцией, близкой к гиперболической. Нами получена зависимость расходов р. Нарын от минерализации также гиперболического вида, но теснота связи невелика, выделить отдельно ветви для половодья и межени, как на других реках Средней Азии [3], не удалось.

Зависимость минерализации воды р. Карасу от расходов также гиперболическая, нетесная, точки, соответствующие межени и половодью, легли на графике попеременно друг с другом. Расчеты на ЭВМ ЕС-1022 дали следующие уравнения гипербол: для Нарына

$$M = \frac{988,18}{Q^{0,199}},$$

для Карасу

$$M = \frac{662,11}{Q^{0,185}}.$$

Минерализация воды в Нарыне за 1953—1981 гг. колебалась от 150 до 510 мг/л (в отдельных пробах), а среднемесячные величины в среднем за период 1953—1981 гг. — от 246 до 412 мг/л. Следовательно, Нарын относится к рекам с малой минерализацией в половодье и средней — в межень.

Внутригодовое распределение минерализации зависит от колебаний водности внутри года. Нарын — река снегово-ледникового питания, половодье длится с апреля по август с максимумом

в июне. Наименьший сток отмечается с октября по март. Максимумам расходов соответствуют минимумы минерализации. Такой ход минерализации характерен в среднем за многолетие и в отдельные годы. Судя по хронографам минерализации за имеющийся ряд лет, максимум минерализации отмечается в феврале—марте, минимум обычно в июне в момент прохождения пика половодья, но иногда минимум проходит и в июле.

Минерализация воды р. Карасу по данным отдельных проб изменяется от 246 до 502 мг/л. Средние месячные ее значения за весь период наблюдений колеблются от 291 в июле до 429 мг/л в феврале. Во внутригодовом изменении суммы ионов в воде р. Карасу есть некоторые отличия от р. Нарын. Максимум ее отмечается в феврале, затем она резко падает и в период апрель—июль почти не меняется. Река Карасу — снегового питания с более ранней, чем в Нарыне, концентрацией стока — максимум его приходится на май, половодье начинается в марте—апреле, параллельно с ростом расходов воды резко уменьшается ее минерализация. Уже в августе—сентябре минерализация возрастает. В какой из зимних месяцев отмечается ее максимум, сказать нельзя, так как в период ноябрь—январь пробы воды из р. Карасу на химический анализ не отбирались. По данным экспедиции кафедры гидрологии ТашГУ 31 января 1982 г. минерализация воды р. Карасу составила 560 мг/л, т. е. оказалась самой высокой. Можно предположить, что максимум минерализации должен фиксироваться в Карасу в январе—феврале, т. е. в конце межени, когда река получает преимущественно подземное питание.

На некоторых реках Средней Азии в маловодные годы минерализация воды оказывается выше, чем в многоводные [3]. На Нарыне этого не наблюдается. Так, в очень многоводном 1969 г. сумма ионов изменялась от 230 до 405 мг/л, в маловодном 1957 г. почти в тех же пределах — от 210 до 465 мг/л. Сказать что-либо в этом плане о минерализации воды в р. Карасу не представляется возможным. Следует лишь отметить, что самая низкая минерализация из измеренных отмечена в июле самого многоводного 1969 г.

Ионный состав воды в значительной мере зависит от сезона года, так как в разные сезоны меняется соотношение между отдельными источниками питания рек, имеющих разную минерализацию и различный состав воды. Существует множество классификаций природных вод по их составу, но наиболее обоснованной и простой в употреблении является классификация Алёкина [1].

По табл. 1 в водах Нарына в течение всего года преобладают анионы HCO_3^- , меньше SO_4^{2-} и еще меньше Cl^- . Среди катионов преобладающими являются катионы Ca^{2+} , содержание $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ несколько меньше и еще меньше ионов Mg^{2+} . Вода Нарына по составу гидрокарбонатно-кальциевая, но ионный состав воды несколько меняется с изменением минерализации. В наибольших пределах колеблются преобладающие ионы: из катионов — каль-

ций, из анионов — гидрокарбонатный ион. В среднем за 1953—1981 гг. внутригодовой ход большинства главных ионов почти полностью повторяет ход минерализации с некоторыми отклонениями.

В воде р. Карасу в течение всего года преобладают анионы HCO_3^- , меньше содержание SO_4^{2-} и еще меньше хлора.

На многих реках бассейна Сырдарьи [4] состав воды в межень и половодье различен. В межень воды сульфатные, в половодье — гидрокарбонатные. В р. Карасу в течение всего года преобладают ионы HCO_3^- , но в межень содержание сульфатных ионов очень близко к содержанию иона HCO_3^- , и вода становится гидрокарбонатно-сульфатного класса. Соотношение катионов в воде не меняется внутри года, причем большую часть года содержание катионов приблизительно одинаково. В воде р. Карасу среди катионов основную долю составляет Ca^{2+} , меньшую Mg^{2+} и $\text{Na}^+ + \text{K}^+$. Следовательно, вода р. Карасу гидрокарбонатно-кальцевая. Внутригодовой ход содержания главных ионов в воде р. Карасу параллелен ходу суммы ионов.

Таблица 1

Пределы изменения содержания главных ионов
в воде р. Нарын за 1953—1981 гг.

Главные ионы	Предел содержания, мг/л
Ca^{2+}	25,0—72,4
Mg^{2+}	5,4—21,5
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	5,0—38,0
HCO_3^-	78,7—194,0
SO_4^{2-}	29,0—148,1
Cl^-	2,3—32,6

Биогенные вещества обуславливают биологическую продуктивность водотоков и водоемов. К биогенным веществам относятся азот аммонийный (NH_4^+), нитритный (NO_2^-) и нитратный (NO_3^-), фосфор и кремний. В природной воде NH_4^+ довольно неустойчив и в присутствии достаточного количества кислорода под действием особых бактерий переходит в нитритный ион. Затем под действием других бактерий NO_2^- окисляется в нитратный ион NO_3^- . Последний является конечным продуктом в сложном процессе минерализации органического вещества, и поэтому в открытых водоемах его оказывается значительно больше, чем других соединений азота [1]. В воде Нарына содержание нитратного азота колеблется от 0,15 до 4,98 мг/л.

В воде р. Карасу содержание нитритных ионов изменялось от 0,002 до 0,202 мг/л, содержание нитратов — от 0,22 до 9,6 мг/л.

Во внутригодовом ходе нитритов и нитратов строгой закономерности нет, можно лишь отметить, что их минимальное содержание отмечается летом в период наивысшего развития фито- и зоопланктона, потребляющих соединения азота в процессе жизнедеятельности.

Содержание железа и фосфора мало изменяется внутри года. В воде рек Нарына и Карасу содержание железа и фосфора изменялось в одинаковых пределах: фосфора — от 0 до 0,052 мгР/л, железа — от 0 до 0,10 мгFe/л.

Из растворенных в воде газов наиболее изучен кислород, содержащийся в воде в растворимом молекулярном состоянии и играющий существенную роль в жизни водоемов и водотоков. Содержание кислорода зависит от температуры воды, так как она определяет растворимость газов и интенсивность жизнедеятельности водных организмов, которая невозможна без кислорода.

Концентрация кислорода в воде р. Нарын повышена зимой. В апреле в связи с заметным ростом температуры воды растворимость кислорода, а следовательно, и его содержание в воде снижается. Содержание кислорода в воде Нарына зимой 11—12, летом 9—10 мг/л. Максимальное за все годы содержание кислорода в воде р. Нарын отмечено в феврале 1968 г. и составило 17,3 мг/л, минимальное — 6 мг/л в мае 1965 г., а в Карасу содержание его изменялось от 6,14 до 16,43 мг/л.

Состав органического вещества в природных водах разнообразен и очень сложен. Поэтому до сих пор еще нет надежного прямого метода его количественной оценки. Нами для вычисления содержания органического вещества использована величина бихроматной окисляемости, умноженная на коэффициент 0,75 [1]. Полученное таким образом содержание органического вещества приводится в табл. 2. Как видно, сезонных закономерностей в его распределении внутри года не наблюдается. По данным отдельных проб содержание органического вещества изменялось в воде р. Нарын от 0,60 до 10,8 мг/л, а в воде р. Карасу — от 0,6 до 9,0 мг/л.

Кроме р. Карасу на участке строительства Ташкумырского водохранилища в р. Нарын впадает ряд саев. Наиболее крупные из них Курпсай, Рязансай, Сарыбель и Аксу. По данным экспедиций ТашГУ, химический состав воды р. Нарын и саев, впадающих в нее, сравнительно мало отличается. Следует отметить, что в январе (в межень) минерализация воды некоторых саев (Аксусай, Рязансай) была в два раза выше, чем минерализация воды в Нарыне (табл. 3). Дело в том, что в саях в это время идет только грунтовая вода, обычно более минерализованная, чем поверхностные воды; в Нарыне ниже устья р. Карасу, расположенном ниже Токтогульского водохранилища, идет вода, аккумулировавшаяся в водохранилище в разные сезоны года, т. е. разного происхождения — дождевая, талая, подземная, следовательно, менее минерализованная.

В период паводков на саях в апреле минерализация воды в них была ниже, чем в Нарыне; в мае, когда расходы в некоторых саях стали меньше, минерализация в них несколько повысилась.

Для характеристики качества воды нужно выбрать ряд гидрохимических показателей, репрезентативных для оценки фонового состояния воды. А. В. Караушев и Б. Г. Скакальский [5] рекомендуют включать в этот ряд следующие показатели: окисляе-

Таблица 2

Содержание органического вещества (мг/л)
в воде р. Нарын (среднее за 1962—1981 гг.)
и р. Карасу (правая)
(среднее за 1965—1981 гг.)

Месяц	Река	
	Нарын	Карасу
Январь	3,9	—
Февраль	3,4	2,5
Март	2,2	3,5
Апрель	4,3	4,8
Май	3,4	3,7
Июнь	3,7	2,4
Июль	3,4	3,3
Август	2,8	1,9
Сентябрь	3,1	3,6
Октябрь	2,3	3,1
Ноябрь	4,7	—
Декабрь	4,6	—

Таблица 3

Химический состав воды р. Нарын
и впадающих в нее саяв (в 1982 г.)

Место отбора проб	Дата от- бора проб	t °C	pH	Q м³/с	Нефть, мг/л	ПАВ, мг/л	Cu мкг/л	Zn мкг/л	Σи мг/л
Нарын — выше устья Аксусая	31 I	5,6	8,1	237,0	0,18	0,0	9,8	8,8	370
Нарын — ниже устья Аксусая	31 I	6,0	7,6	237,0	0,05	0,0	11,5	6,0	350
Нарын—ниже устья Рязансая	31 I	6,2	8,2	241,0	0,05	0,0	11,4	9,4	370
Нарын — выше устья Курпсая	31 I	6,0	8,2	240,0	0,00	0,0	1,0	1,0	340
	15 IV	8,1	8,3	284,0	0,03	0,0	0,0	5,0	310
	18 V	13,5	8,2	782,0	0,02	0,0	1,0	6,0	267
Нарын — ниже устья Курпсая	31 I	6,2	8,2	240,0	0,02	0,007	8,0	8,4	370
Карасу (правая) — устье	31 I	4,2	8,2	13,5	0,08	0,005	11,6	17,8	560
Аксусай — устье	31 I	2,4	7,6	0,030	0,02	0,0	11,8	10,8	710
	13 IV	13,2	8,2	0,138	0,02	0,02	1,0	5,0	283
Рязансай — устье	31 I	11,2	8,2	0,005	0,05	0,0	2,2	4,2	730
	15 IV	21,5	8,4	0,007	0,02	0,01	1,0	5,0	270
Курпсай — устье	31 I	7,0	8,2	0,010	0,10	0,012	4,6	4,2	480
	15 IV	15,8	8,4	4,2	0,02	0,0	2,0	10,0	250

мость воды, биохимическое потребление кислорода (БПК), растворенный кислород, поверхностно-активные вещества (ПАВ), ионы аммония, фенолы, нефтепродукты, минерализация воды.

В пробах, отобранных экспедициями ТашГУ, определялись не все рекомендуемые показатели, а только некоторые, представляющие особый интерес для гидростроителей: реакция среды (рН), нефтепродукты, ПАВ, медь, цинк, минерализация воды.

Весьма неблагоприятное воздействие на поверхностные и подземные воды оказывает нефть и ее производные. Даже незначительное содержание нефти (0,2—0,4 мг/л) сопровождается появлением специфического запаха, который не исчезает после хлорирования и фильтрации воды. Основными источниками загрязнения природных вод нефтью и нефтепродуктами являются сточные воды нефтяной промышленности, частично сточные воды металлургических, машиностроительных заводов, а также сточные воды подсобных объектов (нефтебаз, гаражей, мастерских). Значительное количество нефтяных загрязнений поступает с ливневыми водами с территорий промышленных предприятий, населенных пунктов, дорог (так называемая ливневая канализация).

Общее поступление нефти и нефтепродуктов в окружающую среду во всем мире составляет примерно 2% ежегодной добычи нефти [6]. Нефть в воде может находиться в виде пленки на поверхности, во взвешенном состоянии в толще воды и в растворенном виде. Растворимость ее невелика, поэтому в водоемах и водотоках она содержится в основном в виде пленок и взвесей.

В условиях Средней Азии одним из существенных источников загрязнения вод нефтепродуктами являются многочисленные насосы, которые часто устанавливаются на берегах рек в непосредственной близости от воды. Насосы работают на мазутном топливе, часто не совсем исправны, в результате чего мазут поступает в реки. К основным факторам, способствующим самоочищению речной воды от нефтепродуктов, относятся испарение, биохимическое и химическое окисление [6].

В последние годы отмечается загрязнение поверхностных вод так называемыми синтетическими поверхностно-активными веществами (СПАВ или ПАВ), содержащимися в сточных водах некоторых производств и в коммунально-бытовых водах. Они приводят к появлению в воде специфических вкусов и запахов, образованию стойких скоплений пены и к уменьшению способности воды к биохимическому самоочищению. Соединения цинка и меди, поступающие в водоемы со сточными водами предприятий по производству ядохимикатов, а также с водами шахт, рудников и коммунально-бытовыми, оказывают весьма неблагоприятные воздействия на жизнь в водоемах.

Выводы

1. Полученные авторами уравнения зависимости минерализации воды от расходов для рек Нарын и Карасу могут быть использованы для расчетов минерализации по расходам воды.

2. Минерализация воды рек Нарын и Карасу в маловодные годы и в многоводные годы примерно одинакова. Во внутригодовом ходе минерализации наблюдается один максимум, совпадающий во времени с концом межени (февраль—март), и один минимум в момент прохождения максимального стока воды в этих реках.

3. По химическому составу вода р. Нарын и р. Карасу в течение всего года гидрокарбонатно-кальциевая, II типа.

4. Вода р. Нарын пригодна для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алёкин О. А. Общая гидрохимия. — Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 444 с.
2. Благообразов В. А., Бондарев Л. Г., Кожевникова Н. Д. Бассейн реки Нарын (физико-географическая характеристика). — Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960. — 132 с.
3. Видинеева Е. М. О минерализации притока к некоторым водохранилищам Средней Азии. — В кн.: Вопросы географии республик Средней Азии. Ташкент, Изд-во ТашГУ, 1975, с. 81—86.
4. Видинеева Е. М., Тимошенко А. М. О гидрохимическом режиме рек ледниково-снегового питания Ферганской котловины. — Гидрохимические материалы, 1978, т. 74, с. 3—10.
5. Методические основы оценки антропогенного влияния на качество поверхностных вод / Под ред. Караушева А. В. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 175 с.
6. Рябчиков А. И. О загрязнении природной среды нефтью. — Вестн. МГУ, сер. геогр., 1974, № 2, с. 11—19.

СОДЕРЖАНИЕ

Ф. Э. Рубинова, О. С. Тактаева. Антропогенные изменения стока рек бассейна Кашкадарьи	3
М. М. Першукова. Зависимость численных характеристик структуры речной сети от используемых исходных материалов	11
В. Г. Гапишко. К оценке снегозапасов, лавин, стока и водного баланса в бассейне р. Кызылчи (на основе аэрофотосъемки)	19
В. М. Денисов. О расчете максимальных расходов воды дождевых паводков	23
В. Г. Гапишко, Т. И. Гончарова, Н. И. Дарвина, М. А. Зеленина. К оценке испарения в бассейне р. Сырдарьи	43
Н. А. Агальцева, Н. М. Абраменков. О возможности расчета средних глубин на р. Амударье при ее замерзании	48
Х. К. Ташметов, Б. К. Царев. Опыт применения компонентного анализа для выявления факторов, влияющих на твердый сток горных рек Средней Азии	51
Х. К. Ташметов. Показатели внутригодового распределения жидкого и твердого стока горных рек	58
Л. Ф. Ляховская. Анализ физико-географических, метеорологических и синоптических условий распространения селей на территории Узбекистана	65
Д. Х. Салихова. Аэросиноптические условия формирования разрушительных селевых паводков в предгорьях Ферганской долины	72
Д. Х. Салихова, Л. Ф. Ляховская. Метод прогноза селевой опасности в предгорьях Ферганской долины	75
Ф. Э. Рубинова, Л. М. Куропатка. Гидрохимический режим рек бассейна Кашкадарьи и влияние на него хозяйственной деятельности	79
М. Е. Бейлинсон, Е. М. Видинеева. Гидрохимический режим и качество воды р. Нарын	89

Труды САНИИ Госкомгидромета, вып. 119(200)

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Редактор Т. С. Тихонова

Техн. редактор В. Н. Силкина

Корректоры Р. А. Агафонова, А. М. Меретукова

Сдано в набор 29.05.1985 г. Подписано к печати 7.02.1986 г. Т-00842 Формат 60×90^{1/16}

Бумага картограф. Лит. гарн. Печать офсетная. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 7,48

Тираж 350 Индекс М-М-9 Зак. 882 Цена 45 к.

Московское отделение Гидрометеониздата

Москва, 123436, ул. Маршала Рыбалко, д. 8

Фабрика офсетной печати ВНИИГМИ-МЦД

г. Обнинск

Антропогенные изменения стока рек бассейна Кашкадарьи. Рубинова Ф. Э., Тактаева О. С. Труды САННИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 3—11.

Интенсивное водохозяйственное строительство в бассейне р. Кашкадарьи приводит к изменению стока и его перераспределению во времени и по территории. Получены зависимости, позволяющие оценить эти изменения.

Приведены количественные оценки изменения стока в среднем за сезоны и при разной обеспеченности притока из зоны формирования.

Табл. 5. Библ. 2.

Зависимость численных характеристик структуры речной сети от используемых исходных материалов. Першукова М. М. Труды САННИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 11—19.

Рассмотрены существующие классификации речных систем на примере горного бассейна. Показана зависимость отображенных на топографических картах элементов структуры речной сети от масштаба используемой карты. Наиболее устойчивой к изменению масштаба характеристикой оказался коэффициент густоты речной сети водотоков I порядка D_1 . Выбрана одна из классификаций для описания речной системы горной территории.

Табл. 4. Ил. 2. Библ. 6.

К оценке снегозапасов, лавин, стока и водного баланса в бассейне р. Кызылчи (на основе аэрофотосъемки). Гапишко В. Г. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 19—23.

На основе материалов повторных аэрофотосъемок, проведенных в период таяния снега (1957—1967 гг.) в бассейне р. Кызылчи, для бассейнов рек Давансая и Головной (составляющих р. Кызылчи) вычислены площади заснеженности и оценены снегозапасы и элементы водного баланса.

Табл. 3. Библ. 4.

О расчете максимальных расходов воды дождевых паводков. Денисов В. М. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 23—43.

Рассматриваются условия формирования дождевых паводков. Приводится анализ обоснованности методик, регламентируемых для их расчета СНиП 2.01.14—83. Показаны недостатки формулы предельной интенсивности стока, возникающие из-за неучета бездождевых периодов при использовании кривых редукции осадков.

Предлагается новый, довольно простой генетико-статистический способ определения вероятных значений максимальных расходов воды дождевых паводков.

Табл. 5. Ил. 4. Библ. 10.

К оценке испарения в бассейне р. Сырдарьи. Гапишко В. Г., Гончарова Т. И., Дарвина Н. И., Зеленина М. А. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 43—47.

Выполнен расчет суммарного испарения и осадков по административным областям бассейна р. Сырдарьи; выявлено высотное распределение испарения. Установлено, что наиболее увлажненными и имеющими наибольшее испарение являются Ташкентская и Таласская области, наименее увлажненными — Кызылординская и Ферганская.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 4.

О возможности расчета средних глубин на р. Амударье при ее замерзании. Агальцева Н. А., Абраменков Н. М. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 48—51.

Предпринята попытка отыскания локальных зависимостей, связывающих изменение глубин при установлении ледяного покрова на Амударье с температурами воздуха и водностью реки. Предложенную зависимость можно использовать для предварительной оценки увеличения глубин реки при ее замерзании.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 8.

Опыт применения компонентного анализа для выявления факторов, влияющих на твердый сток горных рек Средней Азии. Ташметов Х. К., Царев Б. К. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 51—58.

Методами компонентного и факторного анализа выявлены факторы, описывающие основные характеристики водосборов горных рек и рассмотрена их связь с твердым стоком. Методом множественной линейной регрессии на компонентах показано существенное влияние на твердый сток фактора сейсмической активности для территории водосбора.

Табл. 3. Библ. 11.

УДК 556.535.6

Показатели внутригодового распределения жидкого и твердого стока горных рек. Ташметов Х. К. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1968, вып. 119(200), с. 58—64.

Сделана попытка охарактеризовать внутригодовое распределение жидкого и твердого стока с помощью двух величин — показателя годовой неравномерности A и времени концентрации φ — и связать эти величины с главным фактором, определяющим все гидрологические процессы в горах, — высотой местности.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 4.

УДК (551.5+551.509):556.166.4(575.1)

Анализ физико-географических, метеорологических и синоптических условий распространения селей на территории Узбекистана. Ляховская Л. Ф. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 65—71.

На основе материалов о селях в Узбекистане за период 1950—1983 гг. сделан анализ их распределения по территории и во времени в связи с осуществлением определенных осадкообразующих синоптических процессов. Выявлены закономерности распространения селевых явлений.

Табл. 3. Библ. 7.

УДК 551.509.317:556.166.4(575.13)

Аэросиноптические условия формирования разрушительных селевых паводков в предгорьях Ферганской долины. Салихова Д. Х. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 72—74.

Обобщены условия образования селевых паводков в Ферганской долине, которые по нанесенному ущербу относят к опасным и особо опасным гидрологическим явлениям (ОЯ и ООЯ). Для анализа привлечены карты барической топографии 850, 700, 500 и 300 гПа с марта по август за 1960—1980 гг. Выявлены семь характерных типов высотных полей в день с разрушительными селевыми паводками. Подсчитана вероятность опасного селя при каждом типе синоптического процесса по месяцам.

Библ. 2.

Метод прогноза селевой опасности в предгорьях Ферганской долины. Салихова Д. Х., Ляховская Л. Ф. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 75—78.

Для прогноза селевой опасности в Ферганской долине при холодных вторжениях и высотном циклогенезе получены уравнения дискриминантной функции. В качестве предикторов использовались различные характеристики воздушных масс по данным радиозондирования с учетом увлажненности почв в бассейнах.

Оценка метода на независимом материале показала возможность использования его в оперативной работе прогностических подразделений.

Библ. 3.

Гидрохимический режим рек бассейна Кашкадарьи и влияние на него хозяйственной деятельности. Рубинова Ф. Э., Куропатка Л. М. Труды САНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 119(200), с. 79—89.

Приводятся сведения о минерализации и ионном составе воды рек бассейна Кашкадарьи и их изменении под влиянием антропогенных факторов. В орошаемой зоне по мере увеличения изъятия стока минерализация возрастает, а ионный состав меняется в сторону роста Mg^{2+} , $Na^{+} + K^{+}$, SO_4^{2-} и Cl^{-} .

Табл. 6. Ил. 1. Библ. 4.