

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

55749

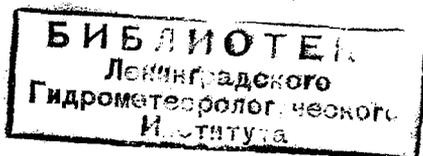
П16

Б. П. ПАНОВ

ЛЕКЦИИ  
ПО ГИДРОГРАФИИ СССР

Часть I

ФИЗИЧЕСКАЯ ГИДРОГРАФИЯ



ЛЕНИНГРАД

1971

*Одобрено Ученым советом  
Ленинградского гидрометеорологического института*

Книга представляет собой курс лекций по гидрографии СССР, прочитанных автором на гидрологическом факультете Ленинградского гидрометеорологического института.

В ней рассматриваются вопросы пространственного распределения водных объектов и морфологии речных систем, что входит основной частью в гидрографию вод суши, но относительно мало затрагиваемых в существующих учебных пособиях.

Предназначена книга, в качестве учебного пособия, для студентов гидрологической специальности гидрометеорологических вузов и географических факультетов университетов.



## ВВЕДЕНИЕ

Гидрография или водописание — одна из древнейших отраслей знаний, издавна получившая на нашей Родине широкое развитие и еще в середине восемнадцатого столетия определившаяся как самостоятельная наука. Крупнейший ученый того времени В. М. Татищев писал: «Гидрография есть описание вод, то есть сказание о морях, заливах и реках, их широте, глубине и положении всех вод...»

В современной трактовке гидрография определяется как отдел гидрологии и по отношению к водам суши и морям имеет неодинаковое содержание.

В океанологии гидрография понимается как наука, изучающая судоходные трассы, формы ложа океанов и морей, осуществляющая разработку способов создания обстановки, благоприятной для плавания судов.

По Л. К. Давыдову и А. А. Соколову, гидрография вод суши — это отдел гидрологии, в задачу которого входит выявление закономерностей распределения вод в различных ландшафтных зонах и естественноисторических районах, исследование морфологии водных объектов, изучение и описание конкретных водных объектов с качественной и количественной характеристикой их положения, размеров, режима, местных особенностей и хозяйственного использования.

В связи с этим гидрография разделяется на два раздела: физическую гидрографию и частную гидрографию.

В первом разделе трактуются вопросы морфологии водных объектов и закономерности их распределения по территории, во втором — рассматриваются их особенности по отдельным районам.

В последнее десятилетие развились исследования морфологии рек и речных систем, сведения по которым встречались в различных специальных трудах и отдельных изданиях и впервые включены А. А. Соколовым в его труд «Гидрография СССР» в 1964 г.

В Ленинградском гидрометеорологическом институте сведения этого рода введены в курс гидрографии в 1960 г. и входят органической частью в первый раздел — физическую гидрографию.

Гидрография вод суши СССР, рассматривая распределение и особенности водных объектов на пространстве более чем 22 млн. км<sup>2</sup>, естественно, встречается с чрезвычайным разнообразием физико-географических условий и соответственно этому с разнообразием свойств водных объектов и различной степенью обеспеченности водой отдельных районов.

В связи с этим первый раздел гидрографии — физическая гидрография — в своем построении придерживается принципа обобщений по природным (ландшафтным) зонам, второй раздел — частная гидрография — широко использует схемы гидрологического районирования, стремясь при этом сохранить целостность каждого водного объекта. Поэтому в практике применения гидрографических описаний непосредственно используется не гидрологическое районирование, детально освещаемое в курсах гидрологии, а гидрографическое, в котором за основу принята схема районирования: океанический бассейн, бассейны главных рек или бассейны первого, второго и последующих более высоких классов.



## Глава I

# ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОДОБЕСПЕЧЕННОСТИ СССР

### § 1. Водные ресурсы и речной сток

По суммарным запасам водных ресурсов СССР занимает первое место в мире — 4384\* км<sup>3</sup>/год или 8% от стока со всех континентов земного шара, или 28% от стока всей Евразии.

Относительная же водность значительно меньше, чем во многих других странах (табл. 1), что связано с большой неравномерностью распределения по территории речного стока, наличием больших пространств, почти бессточных или крайне обедненных водою.

Таблица 1

Водные ресурсы некоторых стран

Страна	Суммарные водные ресурсы в средний год, км <sup>3</sup>	Средние удельные водные ресурсы	
		тыс. м <sup>3</sup> /год с 1 км <sup>2</sup>	л/сек с 1 км <sup>2</sup>
СССР . . . . .	4384*	195	6,1
Бразилия . . . . .	3200	380	12,0
США . . . . .	2850	365	11,5
КНР . . . . .	2600	260	8,3
Норвегия . . . . .	366	1134	36,0
Франция . . . . .	343	441	14,0
Швеция . . . . .	170	378	12,0

Речной сток с территории СССР распределяется по океаническим бассейнам и Арало-Каспийской впадине следующим образом (табл. 2).

\* С учетом 330 км<sup>3</sup>, притекающих из зарубежной части речных бассейнов, — 4714 км<sup>3</sup>.

## Распределение речного стока с территории СССР

Название бассейна	Площадь тыс. км <sup>2</sup>	Средний годовой сток			Сток к общему стоку, %	Площадь от общей, %
		м <sup>3</sup> /сек	км <sup>3</sup> /год	л/сек с 1 км <sup>2</sup>		
Северного Ледовитого океана	12819	87255	2770	6,8	63	54
Тихого океана	3269	28035	890	8,5	20	14
Атлантического океана	2008	10395	330	5,2	8	9
Арало-Каспийской впадины	5347	13388	425	2,5	9	23
Сумма	23443	139073	4415		100	100
Среднее				6,0		

Наибольшей относительной обеспеченностью речным стоком обладает бассейн Тихого океана — 8,5 л/сек с 1 км<sup>2</sup>, наибольшими суммарными ресурсами обладает бассейн Северного Ледовитого океана — 2770 км<sup>3</sup>/год или 63% от всего годового стока СССР.

Наименьшей относительной водообеспеченностью обладает Арало-Каспийский бассейн — 2,5 л/сек с 1 км<sup>2</sup>.

Главная масса речного стока (83%) приходится на бассейны Северного Ледовитого и Тихого океанов, пока еще мало населенные. Южные и юго-западные районы страны, в большинстве густонаселенные, обеспечены ресурсами недостаточно.

По степени водообеспеченности территорию СССР можно разделить на три зоны (табл. 3).

В северных высокообеспеченных районах на каждого человека приходится более 20 000 м<sup>3</sup>/год воды, в то время как в некоторых южных, например Молдавской ССР, — менее 500 м<sup>3</sup>/год. Поэтому для районов с малой водообеспеченностью уже сейчас стоят, в качестве важнейшей народнохозяйственной проблемы, вопросы о резком увеличении водных ресурсов. Развитие многих территорий, как, например, Туран-

В данные табл. 2 включены площади водосборов рек Амур, Дунай и др., находящиеся за пределами СССР, всего 1269 тыс км<sup>2</sup> (сток с которых определяется в 138 км<sup>3</sup>/год), и не включены площади крупных островов Сев. Ледовитого океана — 169 980 км<sup>2</sup> (о водном балансе СССР см. табл. 25).

ской низменности, зависит от увеличения водообеспеченности. На этой низменности население сосредоточено в поселениях оазисного характера или вдоль транзитных рек, а основная часть практически необитаема. При достаточной водообеспеченности на этой территории может быть расселено более 50 млн. человек. Однако и те районы, в которых средний годовой сток в общем достаточен, из-за неравномерности распределения внутри года и по отдельным годам оказываются испытывают острый недостаток воды. Так, например, в зоне вечной мерзлоты, где влаги в общем вполне достаточно, в зимний сезон из-за сильного уменьшения речного стока (3—7% от годового) ощущается недостаток влаги, что станет еще более резким при дальнейшем развитии промышленности.

Таблица 3

Зоны по степени водообеспеченности

Зона водообеспеченности	Площадь от общей, %	л/сек км <sup>2</sup>	Водные ресурсы	
			км <sup>3</sup>	Процент от общей суммы
Высокой . . . . .	48	>6	3440	80
Средней . . . . .	25	6—2	705	18
Низкой . . . . .	27	<2	95	2

В зонах средней и особенно малой водообеспеченности во многих случаях неблагоприятное внутригодовое распределение речного стока создает не меньшие затруднения в водоснабжении. Так как неравномерность распределения и изменчивость стока внутри года увеличиваются с уменьшением годовой величины, то в маловодных районах его регулирование необходимо производить в большей степени, чем в многоводных. Кроме того, в многоводные годы сток в 2—4 раза больше, а в маловодные — в 2—3 раза меньше, чем в средний год, что также является чрезвычайно неблагоприятным свойством режима водных ресурсов.

Необходимо отметить, что уже сейчас в ряде районов с достаточной водообеспеченностью, но с усиленной концентрацией промышленности, как, например, в Подмосковном промышленном районе, не хватает воды,

Недостаток воды в районах усиленного развития промышленности объясняется не только малой величиной водных ресурсов, но и в ряде случаев нерациональным их использованием, т. е. неоправданно большим потреблением и усиленным загрязнением сбросными водами неиспользованной части источников воды.

Многие реки загрязняются сбросными водами промышленных предприятий, особенно стойкие загрязнения дают фенолы и нефтепродукты, а также отходы целлюлозной промышленности.

Борьба с загрязнением очень сложна. В сельском хозяйстве в ряде случаев нормы орошения оказываются неоправданно большими, что также приводит к бесполезному расходованию водных запасов. Рост промышленности, населения и увеличение поливного сельского хозяйства за ближайшее десятилетие увеличит потребность в воде примерно в 2—2,5 раза, что требует коренного пересмотра порядка водопользования и проведения существеннейших мероприятий по охране от загрязнений природных водных ресурсов.

Напряженность водного баланса вызывает необходимость тщательного учета существующих водных ресурсов, разработки плановой основы в их расходовании, решения проблем их реконструкции и схем переброски вод из одного бассейна в другой.

На территории СССР протекает большое количество рек, из которых многие одного порядка с крупнейшими артериями мира, а озера в ряде районов являются доминирующим компонентом ландшафта, причем крупнейшие и наиболее глубокие озера мира, как, например, Каспийское море и оз. Байкал, находятся на нашей территории. В зонах недостаточной увлажненности встречаются преимущественно, а в ряде районов почти исключительно минеральные озера.

Болота занимают обширные площади и сосредоточены главным образом в лесной зоне; в зоне тундр преобладающую поверхность охватывают заболоченные земли; в зоне же недостаточного увлажнения болота встречаются спорадически (например, в плавнях по берегам рек и озер). Здесь распространены солонцы и солончаки, особенно в замкнутых понижениях местности.

По далеко неполным подсчетам, на нашей территории насчитывается 777 260 рек и ручьев с суммарной длиной 5 095 000 км. Больших и особо больших рек не так уж много, и в общем чем меньше длина рек, тем их больше (табл. 4).

По площади водосбора всего лишь несколько рек мира — Амазонка, Парана, Конго, Миссисипи — превышают наибольшую из наших рек — Обь, в несколько меньшей степени это относится к их водоносности (табл. 5).

Таблица 4

## Распределение рек по градациям длин

Градация рек	Длина, км	Число		Суммарная длина	
		рек	%	км	%
Ручьи и малые реки	до 10	686 000	88,22	2 345 000	46,03
	11— 25	65 940	8,56	1 038 000	20,38
	26— 50	15 980	2,03	576 500	11,32
	51— 100	6 215	0,78	420 200	8,25
Средние	101— 200	2 143	0,283	295 550	5,82
	201— 300	479	0,062	104 900	2,06
	301— 500	282	0,033	107 700	2,12
Большие	501—1000	167	0,022	109 680	2,15
Очень большие	более 1000	54	0,007	97 470	1,87

Таблица 5

## Наибольшие реки мира

Название реки	Средний годовой расход, м <sup>3</sup> /сек	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Длина, км
Амазонка . . . . .	120 000	7 000 000	5500
Конго . . . . .	40 000	3 690 000	4320
Ганг и Брахмапутра . . . . .	39 000	2 000 000	2900
Янцзыцзян . . . . .	31 500	1 808 000	5800
Енисей . . . . .	19 800	2 620 000	5940
Миссисипи . . . . .	19 000	3 220 000	3220
Лена . . . . .	16 300	2 490 000	1330
Замбези . . . . .	16 000	1 330 000	2660
Парана у г. Росарио . . . . .	14 880	4 250 000	4880
Ориноко . . . . .	14 000	1 085 000	2400
Макензи . . . . .	14 000	1 760 000	1700
Иравади . . . . .	13 000	430 000	2150
Обь . . . . .	12 600	2 770 000	5570
Меконг . . . . .	12 000	810 000	4500
Нигер . . . . .	12 000	2 090 000	4160
Волга у Волгограда . . . . .	8 200	1 360 000	3600
Дунай . . . . .	6 430	817 000	2850

## § 2. Густота речной сети Европейской части СССР

Исследования густоты речной сети начаты довольно давно, но до самого последнего времени они не получили широкого освещения, а за рубежом и вообще мало затрагивались в работах современных гидрологов.

Повышение за последнее время интереса к географическому распределению речной сети, к анализу особенностей этого распределения и связей с физико-географическими факторами объясняется общим интенсивным развитием гидрологической науки, запросами прогностического характера со стороны народного хозяйства в условиях переделки естественной гидрографической сети.

Прежде чем перейти к анализу распределения густоты речной сети, остановимся на некоторых принципиальных вопросах, а именно: что, собственно, следует понимать под речной сетью, рекой, ручьем, ручейком и т. п. и в какой мере это отражается на картах различных масштабов. Даже в отношении крупных водных объектов могут возникать сомнения в части отнесения их к тому или другому типу. Например, в районах Карельской АССР есть реки (как р. Вуокса), которые на ряде участков можно принять за вытянутые проточные озера. При определениях густоты речной сети не учитываются озера, прерывающие развитие речной сети, и, наоборот, они принимаются за части рек, если представляют местные расширения русла. Примером последнего случая могут служить проточные озера в долине р. Оредеж.

За реку следует принимать поток, который обладает всеми типичными чертами, свойственными этому гидрологическому объекту, т. е. долиной, руслом и постоянным или периодическим током воды.

В некоторых специфических условиях (в значительных по площади водосборах) даже при достаточном увлажнении у потоков не образуется долин. Например у рек, протекающих по болотным массивам, часто не только нет долин, но и сами русла оказываются скрытыми под сплавиной. У многих тундровых потоков долины или слабо выражены, или совсем незаметны.

В районах с долинной сетью древнего происхождения в современных условиях сухого климата по большим долинам протекают реки малой водоносности. То же может наблюдаться на участках гидрографической сети, где вследствие перехвата верхней части системы водосбор реки резко уменьшился. Указанные аномалии не представляются существенными и дают лишь дополнительное указание на необходимость генетического анализа в определениях степени современного развития речной сети.

Установив, какие потоки следует отнести к рекам, надо обратиться к определению более низких градаций.

Широко распространенный термин «ручей» нам кажется целесообразным отнести к таким потокам, которым присуще наличие более или менее выработанного русла, но долина находится или в зачаточном состоянии, или совсем отсутствует; поверхностный сток происходит периодически и только при близком залегании грунтовых вод к дневной поверхности — постоянно. Такие потоки имеют незначительную площадь водосбора — в условиях Ленинградской области меньше 2 км<sup>2</sup>. Это та сеть, которая бурно работает в периоды выпадения дождей и некоторое время вслед за ними и дает значительный сток в период снеготаяния.

Более низкой градацией является ручейковая сеть — временные потоки без выработанных русел, действующие только в период выпадения дождей, вслед за прекращением которых сток продолжается только на время добегаания вод. Руслу этих потоков представляют простые рытвины, значительно изменяющиеся в междождевые периоды. Такая система является особо существенной при формировании ливневых паводков.

Наконец, последней градацией потоков, самой низкой, является микросеть ручейков, не имеющих сколько-нибудь постоянных русел. Это струйки воды, собирающиеся из дождевой воды сразу же по выпадении на поверхность. Размеры этих микроручейков определяются свойствами поверхности, на которую выпадает дождь.

Чем крупнее масштаб карты, тем более мелкие градации гидрографической сети будут изображаться на ней, причем потоки, имевшие поверхностный сток в период съемки, изображаются соответствующим знаком — обычно линией синего цвета, потоки со свежими следами поверхностного стока — пунктиром того же цвета, а сухие показываются, в зависимости от их выраженности в рельефе местности, изменением в ходе горизонталей или знаком обрыва.

Подробно вопрос изображения на картах гидрографической сети разработал А. М. Комков (табл. 6). Он же

Таблица 6

Густота речной сети, определенная по картам различных масштабов

Масштаб карт	Число		Длина рек		Густота речной сети	
	рек	%	км	%	км/км <sup>2</sup>	%
Крупный . . . . .	81	100	450	100	0,39	100
Средний . . . . .	34	42	304	67	0,26	67
Мелкий . . . . .	15	18	219	49	0,19	46

приводит данные об увеличении длин рек с увеличением масштаба карты (рис. 1). Карты различных районов даже одного масштаба и издания могут быть неравноценными в точности изображения гидрографической сети. Карты новых изданий, в особенности построенные по материалам аэрофотосъемок, представляются более равноценными в смысле точности для различных районов. Поэтому следует осторожно относиться к использованию зависимостей длин и густоты речной сети от масштаба карты, применяя ее лишь к картам с однородной точностью изображения гидрографической сети.

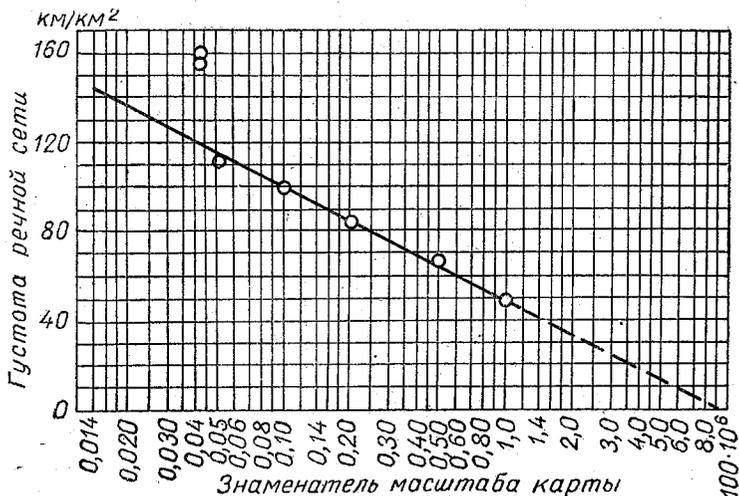


Рис. 1. Зависимость густоты речной сети от масштаба карты.  
Кружки — точки построения

Таким образом, для карт каждого масштаба длина речной сети, а следовательно, и ее густота имеют свое значение.

В табл. 7 приведены данные, полученные по карте масштаба 1 : 42000, о густоте постоянной гидрографической сети и временной, действующей только в паводочный период. При установлении последней мы руководствовались ходом горизонталей (сечение через 2 м), обрисовывающих сухие долины почти до самых вершин. Как видно из этих данных, длина такой сети в ряде случаев значительно превышает длину постоянной сети. Густота паводочной, в рассмотренном примере — балочно-овражной, сети достигает 3,42 км/км².

Следует иметь в виду, что приведенный пример взят не из районов особо интенсивного оврагообразования, в которых густота гидрографической сети по всей вероятности еще выше. В табл. 7 обращает на себя внимание наличие обратной связи между площадью водосбора и густотой речной сети:

чем больше площадь, тем меньше густота речной сети. Эта закономерность сохраняется до величины бассейна в 50 км<sup>2</sup> (рис. 2).

Таблица 7

Длина и густота постоянной паводочной сети потоков

Река (№ балки)	Д л и н а, км				Густота, км/км <sup>2</sup>		Площадь бассейна, км <sup>2</sup>	Средняя длина склона, км
	главной реки	притоков	паводочной сети	общая	постоянной сети	общая суммарная		
1	6,74	14,91	14,74	36,39	1,00	1,68	21,6	0,30
2	5,45	17,51	35,36	58,35	1,23	3,12	18,7	0,15
3	8,10	12,03	79,49	99,52	0,69	3,42	29,2	0,15
4	8,18	16,87	86,73	11,78	0,52	2,30	43,7	0,22
5	5,20	12,40	10,82	28,42	2,00	3,23	8,8	0,15
6	6,13	11,25	23,40	40,78	1,06	2,49	16,4	0,20

При дальнейшем увеличении бассейна густота речной сети не изменяется. Объяснить замеченную связь можно тем, что в таких малых бассейнах формирование речной сети почти полностью определяется удельной величиной ливневого максимального стока, а этот последний находится в обратной, гиперболического вида, связи с площадью бассейна.

При больших, чем 50 км<sup>2</sup>, площадях водосборов уменьшение модулей максимального стока происходит замедленно, потому на развитии речной сети и не отражается.

Данные о средней длине склонов, приведенные в последней графе табл. 7, вычислены по формуле

$$l = \frac{1}{2D},$$

где  $D$  — густота речной сети. Наибольшая средняя длина склонов оказалась равной 300 м, наименьшая — 150 м. Те же величины длины склонов получены и по непосредственным измерениям на карте. При этом следует иметь в виду, что последние данные получены только для склонов, прилегающих к главному водоразделу, т. е. не отражают разработанности гидрографической сети всего бассейна, как это имеет место в табл. 7.

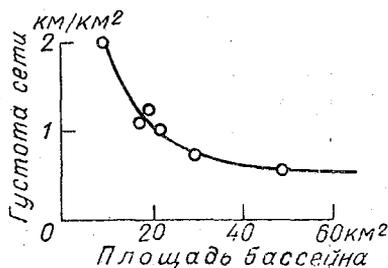


Рис. 2. Зависимость густоты речной сети от величины площади бассейна.

Кружки — точки построения

Карта густоты речной сети (рис. 3) представляется картой первого приближения и не может претендовать на особую точность, так как сам исходный картографический материал схематичен; кроме того, принятый переводной коэффициент к масштабу 1 : 100 000 не дифференцирован по районам с различной полнотой изображения гидрографической сети.

Рассмотрение карты позволяет сделать общий вывод об увеличении густоты речной сети с повышением местности, как, например, в Прикарпатье и на Северном Кавказе; распределение ее по равнинной части представляется достаточно сложным и до некоторой степени может быть охарактеризовано табл. 8.

Таблица 8

Средние значения густоты речной сети и модулей стока по географическим зонам

Географическая зона	Средняя густота речной сети, км/км <sup>2</sup>	Средний модуль стока, л/сек км <sup>2</sup>	Площадь зоны в пределах карты, км <sup>2</sup>
Тундра . . . . .	0,23	10,0	58 250
Тайга Кольского полуострова . . . . .	0,35	—	1 325 000
Тайга . . . . .	0,39	9,1	—
Смешанные леса . . . . .	0,53	6,6	—
Широколиственные леса	0,38	—	1 217 500
Лесостепи . . . . .	0,33	3,2	470 000
Степи . . . . .	0,26	1,3	712 500
Полупустыни . . . . .	0,14	0,5	420 000
Участки Северного Кавказа и Прикарпатья	0,51	—	—

Расчеты значений густоты речной сети по бассейнам рек, географическим зонам и т. д. произведены путем суммирования значений этой характеристики по квадратам измерений, находящимся внутри ареалов зон.

Средняя густота речной сети для рассматриваемой территории Советского Союза, принятая с учетом величины площади каждой географической зоны, 0,368 км/км<sup>2</sup>.

Из табл. 8 видно, что на севере, в тундровой зоне, наблюдается малое развитие речной сети, наибольшее в зоне смешанных лесов, откуда далее к югу уменьшается.

Любопытно отметить, что в зоне смешанных лесов густота речной сети одного порядка с наблюдаемой и на возвышенностях. В табл. 8 даны, для тех же географических зон, средние модули поверхностного стока, сравнение с которыми коэффициентов густоты речной сети показывает, что связь между ними существует в достаточно ясной форме только в южных географических зонах.

В пределах тундры, тайги и смешанного леса густота речной сети с севера на юг возрастает, далее к югу уменьшается, а модули поверхностного стока с севера на юг уменьшаются. Отсутствие параллелизма в изменении этих двух гидрологических характеристик в тундре и тайге определяется различием их связей с ландшафтными факторами.

В тундровой зоне испарение и инфильтрация незначительны, а потому почти все осадки расходуются на поверхностный сток, но он происходит частично внутри болот и по склонам с малыми уклонами, поэтому здесь развитие речной сети слабое.

В таежной зоне часть влаги уходит в лесную подстилку и многочисленные озера, что не благоприятствует интенсивному развитию речной сети, однако ее густота здесь больше, чем в тундровой зоне вследствие значительного увеличения осадков.

До зоны смешанных лесов включительно количество осадков возрастает и тем компенсирует, видимо, с избытком испарение; к югу от нее увлажнение прогрессивно уменьшается, а испарение продолжает увеличиваться, и для развития речной сети создаются все более и более неблагоприятные условия.

В северных географических зонах степень развития речной сети находится, главным образом, под воздействием заболоченности, озерности и лесистости местности; в зоне смешанных лесов и в более южных эти факторы теряют свое значение, и речная сеть развивается преимущественно в зависимости от характера процесса стока, а последний в основном определяется здесь испарением. Поэтому совершенно логично ожидать в южных географических зонах тесной связи между поверхностным стоком и испарением, как и получилось по нашим измерениям. Озерность влияет отрицательным образом на развитие речной сети, и чем больше озерность бассейнов, тем меньше в них развита речная сеть.

На рис. 4 помимо графиков годовых осадков, испарения и влажности почвы нанесены графики средних модулей стока и густоты речной сети. Из рисунка видно, что пересечение графиков густоты речной сети и модулей стока происходит в той же зоне, на которую приходится и максимум осадков, а максимум густоты речной сети совпадает с максимумами испарения с поверхности бассейна и изменения активной

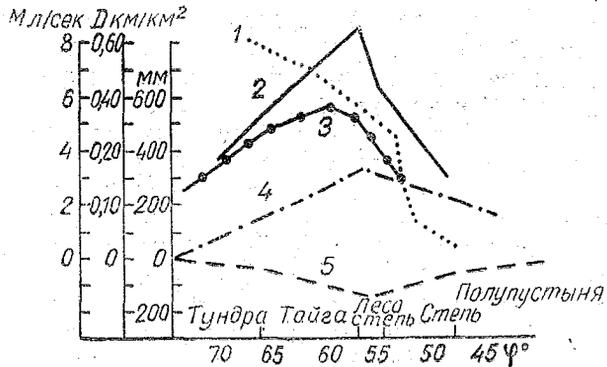


Рис. 4. Распределение основных гидрологических и климатических характеристик по ландшафтным зонам:  
 1—средний модуль стока, м; 2—густота речной сети,  $D$ ; 3—годовые осадки; 4—годовое испарение; 5—изменение влажности за вегетационный период. Для кривых 3—5 шкала величин выражена в мм

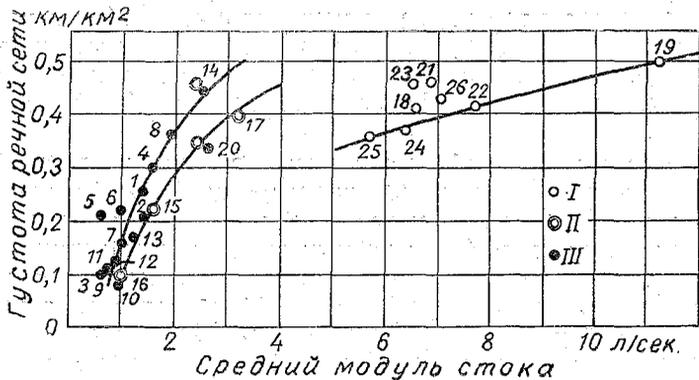


Рис. 5. Зависимость густоты речной сети от модуля стока для бассейнов, расположенных в различных ландшафтных зонах:  
 зоны: I—лесная, II—лесостепная, III—степная и полустепная. 1—Ингул (Каменка); 2—Орель (Китеж); 3—Ингулец (Кривой Рог); 4—Чир (Обливская); 5—Сал (Атаманская); 6—Б. Ирғиз (В. Глушица); 7—Б. Чалыкла (Карловка); 8—Ирғиз (Селезниха); 9—Еруслан (Песчанка); 10—Торгун (Рудниковка); 11—Кума (Залка); 12—Узень (Малоузенск); 13—Узень (Александров-Гай); 14—Соб (Бубновка); 15—Савранка (Осечки); 16—Трубеж (Переяславль); 17—Ока (Орел); 18—Пола (Новинки); 19—Полотень (Лычково); 20—Ловать (Великие Луки); 21—Березина (Борисов); 22—Днепр (Смоленск); 23—Москва (Звенигород); 24—Руза (Руза); 25—Ина (Спас); 26—Жиздра (Чернышино)

влажности почвы. Следует, однако, отметить, что рис. 4 может быть рассматриваем лишь как иллюстрация самого общего порядка, так как за отрезки оси абсцисс взяты ширины географических зон по случайно выбранному меридиану. Тем не менее рис. 4 позволяет сделать существенный вывод, что именно там, где испарение с бассейнов находится в оптимальных условиях, а влажность почвы подвержена наибольшей изменчивости или близка к таковой, речная сеть достигает наибольшего развития. Иначе говоря, там, где весь процесс протекает с максимальной интенсивностью, наиболее сильно развивается и речная сеть.

На рис. 5 представлена зависимость густоты речной сети от модуля стока. Точки зависимости для бассейнов, расположенных в полупустынной, степной, лесостепной зонах и, частично, в зоне смешанных лесов, показывают наличие довольно тесной связи между этими характеристиками. Наоборот, как отмечено, в северных бассейнах, где выступает влияние заболоченности и озерности, такой связи не наблюдается.

### § 3. Озера и водохранилища на территории СССР

Озер на территории СССР насчитывается по данным еще незаконченной инвентаризации более 2 500 000.

Так же как и рек, количество озер, изображенных на картах, в основном определяется масштабом картографического материала (табл. 9).

Таблица 9

Количество изображенных на карте озер в зависимости от ее масштаба

Район	Крупный масштаб		Средний масштаб		Мелкий масштаб	
	Количество	%	Количество	%	Количество	%
№ 1	1057	100	498	48	93	9
№ 2	1526	100	576	57	121	8
№ 3	11671	100	4301	37	364	3

Суммарная площадь всех озер в СССР достигает 1 млн. км<sup>2</sup>, т. е. около 4% от общей площади нашего государства.

Крупных озер с площадью зеркал более 1000 км<sup>2</sup> на земном шаре не так уж много — 80, из них 18 на нашей территории, причем самое большое озеро мира — Каспийское море — в большей своей части находится у нас, а самое глубокое

озеро Байкал также на территории нашей страны. Табл. 10 дает представление о распределении озер по размерам площадей.

Таблица 10

Распределение озер по размерам

Размеры озер	Площадь озера, км <sup>2</sup>	Количество от общего числа, %	Суммарная площадь от общей, %
Очень малые . . . . .	0,1— 1,0	98,39	29,2
Малые . . . . .	1,0—10,0	1,51	16,2
Средние . . . . .	10 — 100	0,100	10,8
Большие . . . . .	100— 1 000	0,006	6,8
Очень большие . . . . .	10 000—100 000	0,001	36,4

Каспийское море не входит в данные табл. 10 как сверх-большое (400 000 км<sup>2</sup>). Основные сведения о больших озерах СССР приведены в табл. 11.

На территории СССР выделяются следующие районы с большим распространением озер.

1. Северо-Западный район (озерный край) охватывает Карельскую АССР, Кольский полуостров, Ленинградскую, Псковскую, Новгородскую области, Эстонскую, Латвийскую, Литовскую ССР. Здесь, помимо таких крупных озер, как Ладожское, Онежское, Белое, Ильмень, Чудско-Псковское, Выгозеро, Сегозеро и т. д., расположены многочисленные мелкие озера, особенно их много на севере.

Влияние геологического фактора в распространении озер в районе сказывается в наличии значительного количества озер, заложенных по линиям разлома кристаллических глыб, как, например, на Кольском полуострове, Карелии. Большое влияние на озерность района оказало четвертичное оледенение своей аккумулятивной и эрозионной деятельностью, в связи с чем граница района близко совпадает с границей его распространения.

К юго-западу от Онежского озера, в районе близкого залегания к поверхности известняков расположены озера с котловинами карстового происхождения (Мегорские озера).

2. Азово-Черноморский озерный район охватывает прибрежные полосы Черного и Азовского морей. Здесь озера преимущественно с котловинами лиманного типа, например Хаджибейский, Куяльницкий, Молочный, Ейский лиманы и др. Значительное распространение имеют такие озера лагунного типа, как Сивац, отделенный от Азовского моря

## Наибольшие озера СССР \*

Озеро	Площадь озера, км <sup>2</sup>	Наибольшая глубина, м	Объем водной массы, км <sup>3</sup>	Высота над уровнем моря, м
Каспийское море . . . . .	395 000	980	76 040	—28
Аральское море . . . . .	64 113	68	1 023	53
Байкал . . . . .	31 500	1 620	23 060	454,5
Ладожское . . . . .	17 700	225	908	5
Балхаш . . . . .	18 300	26	112	340
Онежское . . . . .	9 630	120	295	33
Иссык-Куль . . . . .	6 200	702	1 730	1 609
Таймыр . . . . .	4 650	26	—	6
Ханка . . . . .	4 190	10	16,5	69
Чудско-Псковское . . . . .	3 550	15	24,1	30
Чаны . . . . .	2 500	10	—	103
Зайсан . . . . .	1 800	8	—	386
Тенгиз . . . . .	1 500	—	—	—
Севан . . . . .	1 416	98	58,5	1 916
Белое . . . . .	1 200	11	—	111
Выгозеро . . . . .	1 159	18	7,18	85
Топозеро . . . . .	1 049	56	15,66	109
Ильмень . . . . .	1 100	5—6	3,0	18

\* Сведения по реконструированным озерам даны для их естественного состояния.

Арабатской стрелкой, и многочисленные лиманы западного побережья Крыма, северо-западной части побережья Черного моря. Многочисленны временные озера в низовьях Днепра — поды, а на Керченском полуострове — коли.

3. Прикаспийский озерный район охватывает Прикаспийскую низменность с довольно разнообразными озерами, например Камыш-Самарские озера, происходящие в результате разлива по понижениям местности рек Большого и Малого Узеней. Подобное явление наблюдается и в низовьях рек Уила, Сагиза и т. д. Большая группа достаточно крупных озер сформировалась у восточных подножий Ергеней. Много озер в дельте Волги, Терека. В этом районе встречаются такие крупные озера, как Чалкар, Индерские, Эльтон и Баскунчак.

4. Закавказский озерный район охватывает чрезвычайно разнообразную местность, в связи с чем и озера, расположенные на ней, весьма различны. Здесь находится уникальное оз. Севан — одно из самых высокогорных озер, в то же время одно из самых крупных —  $1416 \text{ км}^2$ ; многочисленны, но относительно малого размера озера Ахалкалакского нагорья и Кура-Араксинской низменности.

5. Западно-Сибирский озерный район включает озера, расположенные в лесостепной и степной зонах, а также Северного Казахстана. Озер много, но за отдельными исключениями они невелики. Предположительно, эти озера имеют термокарстовое (древнего термокарста) и суффозийное происхождение.

6. Среднеазиатский озерный район: в центральной его части расположено Аральское море, а в восточной — оз. Балхаш.

В степной и полупустынной частях многочисленны малые мелководные озера, в большинстве приуроченные к устьевым участкам рек. Самые крупные из них озера Челкар-Тенгиз, Тенгиз.

В горных частях расположено много озер различного происхождения; крупные — Иссык-Куль, Кара-Куль, Чатыркель и др. — преимущественно тектонического происхождения. Встречаются озера завального происхождения (например, оз. Сарезское на р. Бартанг и недавно исчезнувшее оз. Иссык).

7. Алтайский озерный район. Здесь расположены Телецкое озеро тектонического происхождения и оз. Марка-Куль в тектоническом прогибе.

8. Забайкальский озерный район. Здесь многочисленны мелкие озера, в большинстве остатки более крупных водоемов, как, например, Зун-Торейское и Барун-Торейское озера с сохранившимися на склонах их котловин сквоз-

ными долинами, реликтами рек, вытекавших в прошлом из них.

9. Нижне-Амурский озерный район изобилует достаточно крупными, но мелководными озерами.

10. Якутский озерный район насчитывает десятки тысяч мелких озер на Лено-Вилуйской низменности в Лено-Амгинском водоразделе.

11. Приполярный озерный район охватывает побережье Северного Ледовитого океана, изобилует мелкими озерами, уровень воды в которых стоит близко к поверхности прилегающей местности.

12. Камчатский озерный район объединяет озера с впадинами преимущественно вулканического происхождения, заложенные в кратерах и кальдерах. В связи с этим они не отличаются размерами водного зеркала, но имеют значительные глубины (озера Курильское, Кроноцкое). На побережье образовались озера лагунного типа (например, оз. Нерпичье).

Следует отметить, что в выделении озерных районов нет другого обоснования, кроме как удобство группировки, поэтому в каждом из них встречаются озера различного генезиса, размеров и различных режимов и совершающихся в них гидрологических процессов.

\* \* \*

Водохранилища издавна существовали в нашей стране. Так, еще по указу Петра I были созданы водохранилища в бассейне р. Охты для дополнительного питания рек в лимитирующие судоходство маловодные периоды. Озеро Волго — одно из старейших водохранилищ с так называемым Верхне-волжским бейшлотом — также было создано в навигационных целях. Многочисленные пруды в лесостепной и степной зонах СССР были созданы в период распашки наших степей и лесостепных пространств главным образом для питьевого водоснабжения и водопоя скота.

Массовое создание водохранилищ началось в послереволюционные годы, а особо крупных — в послевоенное время. К 1962 г. было создано более 60 крупных водохранилищ, из которых 19 с зеркалом более 1000 км<sup>2</sup>, с суммарной площадью 86 502 км<sup>2</sup> и объемом 576 км<sup>3</sup>. Многие из них используются комплексно. В Средней Азии и на Кавказе большое число водохранилищ имеют почти исключительно ирригационное значение. В послевоенные годы было создано в лесостепной и степной зонах более 40 000 прудов. Многие крупные озера превращены в водохранилища (например, озера Байкал, Выг, Имандра и др.).

Гидрографические сведения о наиболее крупных водохранилищах СССР  
с зеркалом более 1000 км<sup>2</sup>

Название водохранилища	Река	Площадь зеркала, км <sup>2</sup>	Объем водо- хранилища, км <sup>3</sup>	
			полный	полезный
Рыбинское	Волга . . . . .	3 800	25,42	14,42
Горьковское	Волга . . . . .	1 500	8,71	2,77
Куйбышевское	Волга . . . . .	5 650	58,00	23,30
Саратовское	Волга . . . . .	1 950	13,40	—
Волгоградское	Волга . . . . .	3 560	33,50	31,65
Камское	Кама . . . . .	1 570	10,70	8,40
Воткинское	Кама . . . . .	1 130	14,90	8,40
Кумское	Кума (Ковда)	1 910(I)*	13,20	9,10
Выгозерское	Нижний Выг	1 159	7,18	1,14
Верхне-Свирское	Свирь . . . . .	9 700(II)	17,50	17,50
Волховское	Волхов . . . . .	1 100(III)	3,0	3,0
Цимлянское	Дон . . . . .	2 370	23,85	11,50
Киевское	Днепр . . . . .	1 420	3,04	1,94
Кременчугское	Днепр . . . . .	2 252	13,52	8,97
Каховское	Днепр . . . . .	2 155	18,20	6,80
Новосибирское	Обь . . . . .	1 070	8,85	4,40
Бухтарминское	Иртыш . . . . .	5 500(IV)	53,00	31,00
Иркутское	Ангара . . . . .	31 645(V)	46,06	46,00
Братское	Ангара . . . . .	5 500	179,10	50,00
Красноярское	Енисей . . . . .	2 130	77,45	32,10
Вилуйское	Вилуй . . . . .	1 930	7,80	3,00

\* Величины площадей приведены, включая площади озер: I — Ковд-озеро, II — Онежское, III — Ильмень, IV — Зайсан, V — Байкал.

#### § 4. Болота на территории СССР

Общая площадь, занятая болотами на нашей территории, — 2,1 млн км<sup>2</sup> или 9,5% от общей площади, из них в Европейской части находится 0,6, в Азиатской — 1,5 млн. км<sup>2</sup>.

Распределение болот в общем имеет зональный характер, причем эта закономерность проявляется не только в величине занимаемой площади, но и в типах и интенсивности развития болотообразовательных процессов.

В зоне тундры развиты главным образом не болота, а заболоченные земли, так как низкие температуры воздуха и близкое залегание к поверхности вечной мерзлоты определяют замедленность распада органических веществ и торфообразовательный процесс ослаблен, вследствие чего накопление торфяной массы происходит очень медленно. Торфяники встречаются здесь редко, представляя или реликты прошлых теплых периодов или развиваются в местах, защищенных от ветра, например в речных долинах. В лесной зоне из-за усиления континентальности с запада на восток и уменьшения количества осадков в том же направлении уменьшается и заболоченность. Так, в средней и северной Карелии заболоченность доходит до 50 и более процентов на плоских пространствах, а в восточной части — падает до 13%. Кроме того, в западной части болота развиты по пониженным участкам местности, а в восточной — преимущественно на плоских междуречьях.

Рельеф местности особенно сильное влияние оказал в Западной Сибири, где чрезвычайно малые уклоны определяли большую замедленность поверхностного стока и потому водораздельные плоские пространства заняты сфагновыми болотами, слабовыраженные склоны долин — низинными, а поймы долин и вовсе не заболочены как хорошо дренированные реками участки суши. К востоку от Западно-Сибирской низменности заболоченность резко падает вследствие уменьшения количества осадков, увеличения пересеченности местности и увеличения интенсивности стока.

В зоне смешанных лесов на северо-западе, как в наиболее увлажненной части территории Русской равнины, преобладают сфагновые болота, а на юге и юго-востоке — низинные травяные. По этой же зоне проходит и южная граница преобладания верховых болот в Европейской части по линии Минск—Москва—Пермь—Свердловск. Полоса максимального развития болот совпадает с периферийной зоной четвертичного оледенения. Повышенное количество болот наблюдается и в полосе, прилегающей с юга и востока к Финскому заливу. Фактор орографии оказывает значительное влияние и на распространение болот (например, обширные заболоченные пространства находятся в низменных местностях в Припятском и

Придеснянском полесьях, в Мещерской низменности и т. д.). На юге зоны, например в Припятском полесье, имеет место почти сплошное распространение низинных травяных болот.

В зоне широколиственных лесов ДВК заболоченность большая — до 21%, преимущественно на речных террасах и междуречьях. В лесостепной зоне болот относительно мало и расположение их связано с долинами рек. Наибольшая заболоченность в этой зоне наблюдается в широких, затопливаемых весенними водами долинах, например в низовьях рек Днепра (конские плавни), Кубани (кубанские плавни), Южного Буга и т. п.

К востоку от этой зоны степень заболоченности уменьшается и уже в Заволжье она практически отсутствует. Болота в лесостепной зоне низинного типа и почти исключительно грунтового питания. Так, например, в долинах рек: Тихая Сосна, Потудань и др. переувлажненность, вызывающая заболачивание, обуславливается выходами грунтовых вод у подошвы склонов долин.

В Центральной Сибири и Забайкалье болота в лесостепной зоне встречаются чрезвычайно редко и то только по террасам рек.

В зоне степей болота — еще более редкое образование и встречаются, главным образом, в виде плавней по долинам рек или в областях их концевых разливов.

На Кавказе болота этого типа встречаются в долине р. Куры в местах впадения в нее притоков. В степной зоне Западной Сибири западный характер местности определил развитие болот по периферическим частям озерных котловин.

Ухудшение условий для болотообразовательных процессов в направлении с севера на юг отнюдь не означает полного отсутствия болот в полупустынных и пустынных зонах, в которых они встречаются в поймах рек и дельтах.

В горных ландшафтах болотообразование — редкое явление и, например, в горной части Крыма, где поверхностные воды проваливаются, болот нет вовсе; на Кавказе они встречаются в виде единичных образований, как на Тянь-Шане и Памире. Любопытно отметить, что на Алтае количество болот увеличивается с высотой местности, что определяется в основном увеличением увлажнения и развитием плоских форм рельефа.

В Саянах заболоченность незначительна. Наиболее заболоченными районами ДВК являются Камчатка — 13% и Сахалин — 8%.

## § 5. Современное оледенение и ледниковые реки

Объем всех современных оледенений земного шара составляет около 30 млн. км<sup>3</sup>, а площадь — около 16,3 млн. км<sup>2</sup>,

т. е. 11% суши и распределяется она следующим образом (в км<sup>2</sup>):

Северные полярные страны . . . . .	2 100 000
Умеренные страны северного полушария . . . . .	100 000
Тропические страны . . . . .	100
Умеренные страны южного полушария . . . . .	21 000
Южные полярные страны (Антарктика) . . . . .	14 000 000

Площадь, занятая ледниками в пределах СССР, составляет 74 112 км<sup>2</sup> и распределяется так (в км<sup>2</sup>):

Земля Франца Иосифа и о. Виктория . . . . .	14 334
Новая Земля . . . . .	22 600
о. Ушакова . . . . .	360
Северная Земля . . . . .	16 908
о. Де-Лонга . . . . .	93
Урал . . . . .	16
Таймыр . . . . .	44
Хребты Верхнеянский, Черского и Колымское нагорье . . . . .	416
Корякское нагорье . . . . .	180
Камчатка . . . . .	866
Хребет Кодар . . . . .	15
Саяны . . . . .	11
Алтай . . . . .	600
Джунгарский Алатау . . . . .	956
Тянь-Шань . . . . .	6 896
Памир . . . . .	8 041
Большой Кавказ . . . . .	1 970
Малый Кавказ . . . . .	6

Из приведенных данных следует, что площадь, покрытая вечными льдами и снегами в пределах СССР, относительно мала и главным образом сосредоточена в Арктике—54000 км<sup>2</sup>, преимущественно в западной, приарктической части. Здесь наиболее распространен тип покровного оледенения (93%).

Наибольшая площадь оледенения Советской Арктики находится на Новой Земле с центром в горной ее части.

Архипелаг Франца Иосифа покрыт льдами на 87—90%, а острова Северной Земли почти наполовину.

От запада к востоку оледенение уменьшается, что связано с климатическими факторами (главным образом, с уменьшением степени увлажнения).

В континентальной части СССР имеет место оледенение только горных районов, в горах Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Саян, Восточной Сибири и п-ова Камчатки. На Северном Урале площадь оледенения крайне мала.

Оледенение Кавказа сосредоточено на Главном Кавказском хребте, на Малом Кавказе ледники встречаются лишь в районе вершины Алагез на Зангазурском хребте с суммарной площадью всего 6 км<sup>2</sup>.

Общее число ледников Главного Кавказского хребта 1400 с суммарной площадью оледенения 1970 км<sup>2</sup>.

Высота снеговой линии на Кавказе повышается с 2700 м на западе, до 3600 м на востоке. Оледенение охватило наиболее высокую часть Главного Кавказского хребта — участок между вершинами Эльбрусом и Казбеком, на котором находится 60% всей оледенелой площади Кавказа, причем на северных склонах хребта площадь ледников в полтора раза больше, чем на южных.

На Кавказе распространен долинный тип ледников, из них наиболее длинным (> 20 км) является ледник Бизенги, наибольшим по площади Дых-Су (48 км<sup>2</sup>).

Восточнее бассейна Терека оледенелых площадей всего 150 км<sup>2</sup>, из них 130 км<sup>2</sup> в бассейнах рек Аргуна, Аварского и Кондийского Кой-Су.

Скорость движения ледников в отдельных случаях достигает 2 м/сутки, но в большинстве они движутся медленно. Величина абляции ледников Кавказа достигает 10—15 м/год.

Ледники в настоящее время находятся в стадии регрессии, об интенсивности которой можно судить по следующим данным (в м/год):

	Ледники:	1887—1957гг.	1933—1957гг.
Западный Кавказ	Кюкюртлн . . . . .	8,6	18,2
	Уллу-Чиран . . . . .	21	32,8
Центральный Кавказ	Чалаат . . . . .	16,9	10,4
	Лекзыр . . . . .	28,1	18,8
Восточный Кавказ	Гергети . . . . .	12,3	19,3
	Юго-Восточный . . . . .	11,3	22,4

Наиболее выражено ледниковое питание рек на притоках Кубани — Белая, Лаба, Зеленчук и пр. и Терека — Баксан, Ардон, Урух.

Модули стока рек с заметным ледниковым питанием весьма высокие, как об этом можно судить по следующим данным: р. Кодори у с. Латы с площадью бассейна 1420 км<sup>2</sup> и оледенением 5% модуль среднегодового стока 61,4 л/сек км<sup>2</sup>; р. Накра у с. Накра с площадью бассейна 132 км<sup>2</sup> и оледене-

нием в 15,2% модуль 104 л/сек км<sup>2</sup>; р. Местиячала у с. Луджи с площадью 161 км<sup>2</sup> и оледенением 31% модуль 87,6 л/сек км<sup>2</sup>.

Следует отметить, что выделение чисто ледникового питания талыми водами высокогорных снегов произвести практически невозможно. Самым существенным в режиме этого рода рек является даже не величина максимума стока, а смещение его к наиболее теплomu времени года, когда проявляется особая нужда в орошении полей.

Суточный ход расходов воды у рек с ледниково-снежным питанием хорошо выражен вблизи выхода из ледника и довольно быстро сглаживается вниз по течению. Суточный максимум стока вблизи ледника наблюдается в послеполуденные часы и вниз по течению прогрессивно запаздывает. Отношение суточного максимума расходов воды к суточному минимуму вблизи выхода из ледника достигает 3—4 и вниз по течению заметно уменьшается.

В области накопления снежных масс иногда создаются на подветренных сторонах горных хребтов так называемые флаги снега, часто дающие начало снежным лавинам. Снежные лавины нередко по объему достигают десятков миллионов кубических метров. Так, например, в долине р. Терека отмечены снежные лавины до 73 млн. м<sup>3</sup>. Лавины представляют собой катастрофическое явление, особенно в районах с оголенными от лесной растительности склонами горных хребтов.

В горных системах Средней Азии на высотах Тянь-Шаня и Памира располагается наибольшая площадь горных оледенений СССР.

Высота снеговой линии изменяется в пределах гор Средней Азии от 3000 на западной периферии до 5000 м на востоке.

Наиболее мощные оледенения располагаются на таких горных узлах, как пик Свободы, вершина Хан-Тенгри, Залайский, Матчинский и др.

В горном узле пика Свободы расположен крупнейший ледник Федченко длиной 77 км, шириной 2—5 км, глубиной около 500 м и запасом воды более 110 км<sup>3</sup>.

К западу от этого ледника лежат ледники бассейнов рек Ванч и Язгулем и ледник Географического общества. Горный узел в районе Хан-Тенгри покрыт оледенением площадью более 2500 км<sup>2</sup>. Здесь расположены ледники Семенова длиной 30 км, Мушкетова — 20 км и ледники Иныльчек (северный и южный).

Оледенение Средней Азии находится в стадии регрессии. Вследствие этого сложнодолинные ледники, представляющие здесь основной их тип, получили специфические формы — фирновые области этих ледников оказываются по площади значительно меньше, чем их глетчерная часть, и часто основ-

ное питание происходит не за счет фирновых полей, а от боковых ледников.

Скорости движения крупных ледников довольно большие и достигают, например, 365 м/год (ледник Семенова) и 1200 м/год (ледник Иныльчек).

На третьем месте по размерам горных оледенений находится горная страна Алтай (в пределах которой на территории СССР располагается 754 ледника с общей площадью 600 км<sup>2</sup>. Оледенелые площади здесь сосредоточены в Южно-Алтайской и Катунско-Чуйской областях, причем в бассейне р. Катунь 528 км<sup>2</sup>, что составляет около 1% площади ее бассейна.

В северо-восточном Алтае находится всего 10 км<sup>2</sup> оледенелой площади (бассейн р. Бии).

Ледники бассейна р. Катунь питают преимущественно ее правые притоки — реки Кучурла, Аккем и Аргут. Верховья самой Катунь питаются водами ледника, спускающегося с южного склона горы Белухи. С того же склона берет начало р. Белая Берель (бассейн р. Иртыша), получающая ледниковое питание от крупного ледника с одноименным названием.

Значительная площадь оледенения на пограничном горном массиве Табын-Богдо-Ола, но основная его часть расположена за пределами СССР (ледник Потанина длиной 19 км, площадью 50 км<sup>2</sup>; ледник Пржевальского длиной 12 км и площадью 30 км<sup>2</sup> и ряд других более мелких). На Алтае преобладают ледники каровые и долинные.

Так же как и на Кавказе и в Средней Азии, ледники Алтая находятся в стадии регрессии. Так, например, Катунский ледник отступает со скоростью 15 м/год, Аккемский — 10 м/год, Берельский — 20 м/год.

Основное питание алтайские реки получают от таяния горных снегов, и максимум расходов воды наступает в период стояния наивысших температур воздуха — обычно в июле.

В горах Саян и Восточной Сибири оледенения занимают малые площади и на режиме рек их талые воды заметно не отражаются.

В Саянах основное оледенение приурочено к наибольшей возвышенности — Мунку-Сардык (10 км<sup>2</sup>) в виде ледникового покрова переметного типа, один ледник опускается на юг, другой — на север.

На Кизир-Казырском водораздельном кряже расположен ледник Стальнова длиной 3 км, шириной 2 км, питающий р. Белую, кроме того, на левобережье р. Кизир лежит небольшой висячий ледник.

В Верхояно-Колымской горной стране насчитывается более 200 небольших ледников с общей площадью 580 км<sup>2</sup>. Центром оледенения является хребет Сунтар-Хаята — водо-

раздел бассейнов рек Индигирки, Охоты и Юдомы. Большинство ледников альпийского типа с минимальной высотой их концов на южных склонах 1800 м. Кроме того, распространены ледники карового типа, но наиболее крупными являются ледники долинного типа, занимающие более 60% общей площади оледенения. В районе много легующих снежников. В верховьях р. Момы расположен один из наиболее крупных ледников — Буордахский. Небольшие ледники встречаются и на горах водораздела Яны и Индигирки и Лены.

Ледниковое питание заметно сказывается лишь на немногих реках бассейна Индигирки, в частности на реках Куйдусун и Сунтар. Большинство ледников находится в стадии регрессии.

На п-ове Камчатка оледенение незначительное — кальдерного типа с высотой снеговой линии 1600 м. Ледники спускаются с купола Ичинской сопки, большой снежный массив с малого размера ледниками расположен в истоках р. Тигиль, а также на водоразделе рек Кахтаны и Русановой.

В восточной части полуострова с Мугановских сопек спускается ряд ледников.

Небольшие ледники, преимущественно висячего типа, лежат на Авачинской, Корякской и Жупановской сопках. Спускающиеся с группы Ключевских вулканов ледники дают значительное питание рекам Студеной, Хопичи, Сопочной.

Во время извержений вулканов, как это случилось в 1958 г. с вулканом Безымянным, тают громадные снежные массы на склонах, создавая катастрофические паводки селевого типа.

## § 6. Вечная мерзлота и наледи

Вечная мерзлота в Европейской части СССР встречается лишь в зоне тундры на севере Кольского п-ова и далее к востоку — севернее линии устья Мезени — устья Усы.

За Уралом зона распространения вечной мерзлоты расширяется к югу, и ее южная граница проходит на восток по линии г. Березово — устье Нижней Тунгуски, откуда круто по правобережью Енисея спускается на юг и уходит за пределы СССР. Таким образом, все пространство восточнее Енисея, за исключением Приморья и юга Камчатки, оказывается в зоне вечной мерзлоты. Здесь мощность вечномерзлого слоя 300—600 м и более. С юга и запада к области сплошной вечной мерзлоты примыкает полоса вечной мерзлоты с таликами, а еще южнее узкими полосами располагается мерзлота с преобладанием таликов и далее к югу в виде отдельных островов.

В высокогорных районах (например, Тянь-Шань) вечная мерзлота охватывает высотную зону от 2500 до 4000 м.

Наличие вечной мерзлоты существенным образом сказывается на питании рек и их режиме, резко уменьшая грунтовую составляющую. В этой зоне промерзают такие крупные реки, как Шилка у Сретенска (190 000 км<sup>2</sup>), Яна у Батынтоя, Индигирка, Колыма и т. д.

Эрозионные процессы рек зоны вечной мерзлоты ослаблены и развивается главным образом боковая эрозия. Развиты явления солифлюкции и наледообразования. Наледи широко распространены в зоне вечной мерзлоты и по площади, ими занятой, не уступают оледенениям в Восточной Сибири. Так, например, только в одном бассейне Индигирки площадь, занятая наледями, составляет 530 км<sup>2</sup>, что почти равняется площади оледенения во всей Восточной Сибири.

Наледные явления распространены и в вечномерзлой зоне Тянь-Шаня, Среднем и Северном Урале, Саянах, Алтае. Места усиленного наледообразования обычно связаны с тектоническими разломами, а у речных наледей — с особенностями строения долины и характером питания аллювиальными водами. Наиболее крупная речная наледь расположена на правом притоке Индигирки — р. Моме, площадь ее 160—180 км<sup>2</sup>. Объем воды в наледях р. Индигирки (до Усть-Неры)  $810 \times 10^6$  м<sup>3</sup>, а на Колыме до Дусканьи  $> 500 \times 10^6$  м<sup>3</sup>.

Наледи аккумулируют сток зимнего сезона, повышая водоносность рек в период таяния, т. е. весной и летом. По исследованиям А. М. Догановского, большинство наледей стаивает в течение весны и начала лета, поэтому летом, особенно при повышенной водоносности рек от выпадения дождей, сток талых вод наледей малозаметен.

Малого размера наледи стаивают ежегодно, но крупные сохраняются, как, например, Момская наледь, и представляют многолетнее образование, размеры которого изменяются соответственно колебаниям водоносности рек и термическим условиям. Речные наледи существенно отражаются на формировании русла, в местах их развития весенние речные воды часто обходят тело наледи, создавая новый рукав, и река в таких участках обычно протекает по плоскому дну долины несколькими рукавами малой врезанности.

В горах Тянь-Шаня ледниковые наледи располагаются в задровых расширениях долин, у краев висячих ледников, в эрозионных врезках приледниковых участков. Наиболее крупные ледниковые наледи имеют длину 10—20 км, их средняя мощность 2, реже 3 и 4 м (она уменьшается по мере удаления от ледника). Абляционный период ледниковых наледей — май — сентябрь, период формирования — октябрь — март.

Речные наледи на Тянь-Шане также достигают значительной длины — до 30 км и более, ширина их 300—400 м, а мощность — 1—1,5 м.

Известны крупные наледи на реках Аксай, Терек, Мюдюрюма, Тюзашу и др. Речные наледи в противовес ледниковым в горах Тянь-Шаня не бывают многолетними и стаивают полностью в летний сезон.

Значительных размеров достигают здесь ключевые наледи, главным образом от выходов подмерзлотных вод, как, например, ключевая наледь в бассейне оз. Чатыр-Куль, в долине ручья Кокайгыр длиной 10 км.

## Глава II

### СТРОЕНИЕ РЕЧНОЙ СЕТИ

#### § 7. Элементарная ручейковая сеть

Воды, стекающие по склону, стремятся концентрироваться в потоки, оставляя островки почвы, не прикрытые слоем воды, и сбегают вниз с нарастающей мощностью вследствие их слияния и получения дополнительного питания. Только при наличии на поверхности почвы сильно фильтрующего слоя — лесной подстилки или мощного слоя очеса — вода движется в нем сплошным слоем.

Даже при осадках особо большой интенсивности, когда поверхность склона не успевает освобождаться от всей массы падающей воды, сток имеет струйчатый характер, и мощность струй определяется топографическими условиями склона. Эти ручейки только в особых случаях располагаются параллельно друг к другу, чаще же, как отмечено, сливаются и создают элементарные системы.

Процессы выветривания готовят к сносу частицы грунта, измельчая основные породы и лишая их связности; этот материал сносится со склонов поверхностными водами даже при стоке весьма малой интенсивности, часто больше в катучем, чем во взвешенном состоянии, и откладывается там, где уклон резко уменьшается, т. е. у его подошвы. Так как дожди малой интенсивности выпадают несравненно чаще, чем сильные ливни, то указанный процесс, несмотря на кажущуюся его незаметность, приводит к созданию у подошвы склонов слоев отложений относительно тонкозернистого материала.

В целом процесс смыва дождями выветрившихся на склонах частиц грунта приводит к накоплению их на дне долин, и на долю речных потоков выпадает удаление этих наносов.

В долинах, сохранившихся от прошлых времен с более влажным климатом, происходит преимущественно процесс накопления снесенных со склонов частиц, иногда настолько мощный, что в этих рыхлых отложениях теряются поверхностные потоки. В таких районах долины на дне часто не имеют эрозионных борозд. Однако последнее совсем не озна-

чает отсутствия линейной эрозии на склонах, так как они имеют несравненно большие, чем тальвеги долин, уклоны.

Создание эрозионных борозд, естественно, должно начаться там, где потоки воды, сбегаящие по склону, приобретают наибольшую живую силу. На рис. 6, 1 изображен выпуклый профиль склона, на котором выделено три участка: *a—б* — малых расходов воды и малых уклонов; *б—в* — средних расходов и средних уклонов; *в—г* — больших расходов и больших уклонов.

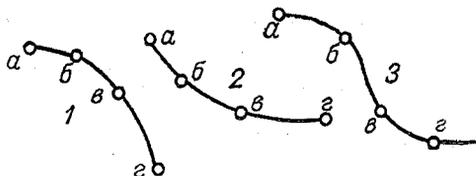


Рис. 6. Типы профилей склонов:  
1—выпуклый; 2—вогнутый; 3—выпукло-вогнутый

На нижнем участке склона с данного вида профилем потоки обладают наибольшей энергией, следовательно, здесь и должны начинаться размывы и создаваться эрозионные борозды.

Аналогичные рассуждения позволяют выделить для вогнутого и выпукло-вогнутого профилей (рис. 6, 2, 3) характерные участки, из которых средний оказывается наиболее благоприятным для размыва.

Так как относительная шероховатость с увеличением глубины уменьшается, то в основном скорость изменяется в зависимости от глубины, которая, в свою очередь, определяется степенью концентрации поверхностных вод в потоки. Для общих соображений приближенного порядка о скоростях течения по склонам возможно произвести их расчет по формуле Шези.

В табл. 13 подсчитаны скорости для двух значений уклонов, а именно: 0,01 как сравнительно часто встречающегося на склонах и для 0,1 как близкого к предельному. Глубины приняты от 0,10 до 0,70 м как наиболее часто встречающиеся в потоках воды, сбегаящей со склонов при интенсивном стоке. Коэффициент шероховатости при расчетах принят одним и тем же, т. е. равным 7 (по Базену), что, по М. Ф. Срибному, соответствует заросшим поймам. Данные табл. 13 хорошо согласуются с натурными наблюдениями Н. Е. Долгова, произведенными над скоростями течения по дождевым бороздам, образующимся на склонах при выпадении ливней (табл. 14).

При малых глубинах, когда сток проходит по сложным путям между неровностями почвы или между стеблями рас-

тений, шероховатость может быть больше принятой в расчете, и наоборот, она может быть меньше при больших глубинах.

Таблица 13

Скорости течения в различных глубинах

Глубина $H$ , $m$	$\sqrt{H}$	Скоростной коэффициент, $C$	$m/сек$ при уклоне 0,01	$m/сек$ при уклоне 0,1
0,10	0,316	3,8	0,12	0,38
0,15	0,387	4,6	0,18	0,56
0,20	0,447	5,2	0,23	0,73
0,40	0,632	7,2	0,45	1,44
0,70	0,836	9,3	0,78	2,45

Мало связанные грунты при незначительных глубинах начинают размываться при скоростях примерно 0,10—0,15  $m/сек$ . Сплошного слоя воды от дождей, даже при самом интенсивном стоке, ожидать никак нельзя, но можно часто наблюдать дождевые ручейки с глубинами в несколько сантиметров, а ниже по склону, там, где они концентрируются в более крупные водотоки, нередко глубины в несколько десятков сантиметров.

Таким образом, вопрос о начальной точке размыва грунтов на склоне сводится (помимо интенсивности стока, уклона и сопротивляемости размыву) и к степени концентрации поверхностных вод в потоки.

Таблица 14

Скорости течения в ливневых ручейках

Название точек наблюдения	Уклон	Скорости течения, $m/сек$					
		Наблюдения					Средняя
		1-е	2-е	3-е	4-е	5-е	
A	0,007	0,16	0,21	0,14	0,21	0,16	0,16
B	0,025	0,43	0,36	0,36	0,47	0,36	0,39
E	0,035	0,53	0,53	0,47	0,53	0,53	0,51

Размеры этих первичных потоков дождевых вод и их водосборных площадей весьма различны и зависят от ряда условий: интенсивности поверхностного стока, микрорельефа и уклонов поверхности.

Такого рода ручейки имеют значительные расходы воды, и например, в потоках со скоростями течения порядка  $0,35 \text{ м/сек}$ , при которых мало связанные грунты заметно размываются, составляют  $3-5 \text{ л/сек}$ .

При ливне интенсивностью в  $1 \text{ мм/мин}$ , или в  $0,017 \text{ мм/сек}$ , и коэффициенте стока  $K = 0,2$  для формирования указанных секундных расходов воды необходимы площади питания больше  $1000 \text{ м}^2$ , что при грушевидной форме определит длину водотоков в  $50-60 \text{ м}$ .

Таким образом, в принятых частных условиях ощутимая эрозия почв начнется при водотоках с водосборами  $>1000 \text{ м}^2$  с уклонами поверхности в  $0,1-0,01$ .

Аналогичный расчет, произведенный для плотных грунтов, у которых начальная скорость размыва приближается к  $1 \text{ м/сек}$ , показывает, что линейная эрозия появится при водотоке, в котором собираются воды с площади  $3 \text{ км}^2$ .

Чем больше интенсивность ливня, тем меньше может быть и водосборная площадь у потоков, способных размывать грунт; следовательно, неразмывающийся в течение ряда лет склон может быть размываемым, если выпадет ливень достаточной интенсивности. Кроме того, рельеф неразмываемого склона может быть так подготовлен плоскостным смывом, что в некоторый момент на нем появятся площади стока, способные сформировать размывающие расходы. При указанных условиях размывы склонов ливневыми водами, как это следует из изложенного, могут происходить при относительно небольших размерах водосборных площадей размывающих потоков.

В табл. 15 и на рис. 7 и 8 приведены расчеты величин площадей бассейнов, формирующих размывающие расходы при следующих различных условиях: интенсивности ливня, уклонов шероховатости русла и степени концентрации дождевых вод в потоки. Приняты диапазоны: глубин потоков от  $10$  до  $50 \text{ см}$ , уклонов  $0,001$  и  $0,1$ . Весь расчет произведен для двух значений шероховатостей, а именно:  $3$  и  $5$  (коэффициенты шероховатости по Базену). Такая шероховатость вполне вероятна на временных потоках. Площади живого сечения вычислены для формы русла, близкой к пабаролической, что наиболее соответствует характеру первичных дождевых борозд.

Коэффициент стока принят равным  $0,2$ . Расчет площадей бассейнов произведен для ливней с интенсивностью от  $1$  до  $8 \text{ мм/мин}$ . Из табл. 15 следует, что при ливне с интенсивностью  $1 \text{ мм/мин}$ , наибольшей принятой шероховатости  $5$  и наименьших принятых уклонах  $0,001$  скорости течения, более или менее достаточные для размыва рыхлых грунтов ( $0,24 \text{ м/сек}$ ), появятся только при глубине

потока 0,5 м и расходе воды 60 л/сек, а площадь питания должна быть равной или большей 18075 м<sup>2</sup>.

С увеличением интенсивности ливня до 8 мм/мин площадь питания для формирования того же расхода с той же скоростью течения сокращается в 8 раз (2259 м<sup>2</sup>). С уменьшением шероховатости до 3, что вполне вероятно для наибольших глубин дождевых паводков, скорости значительно увеличиваются и площадь питания в этом случае уменьшается,

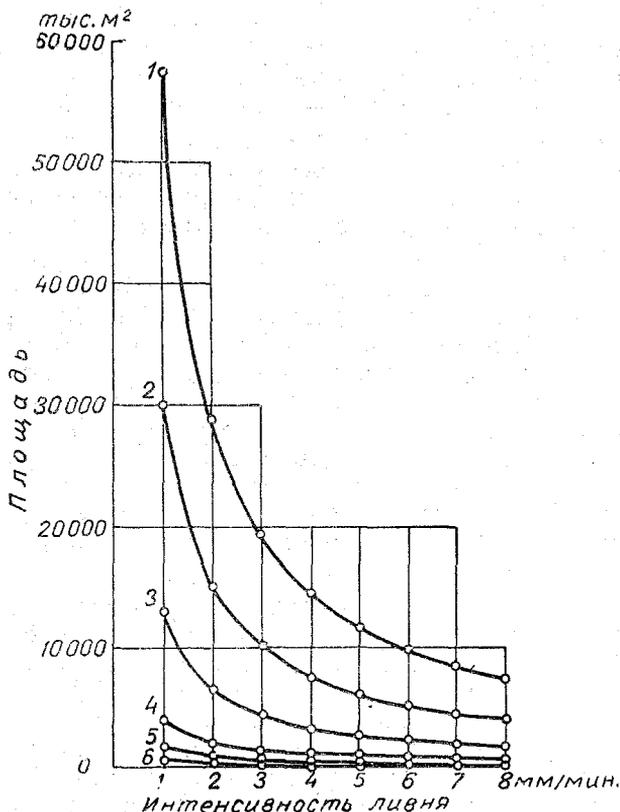


Рис. 7. Зависимость площадей бассейнов, формирующих размывающий расход, от интенсивности ливня при различных глубинах. Уклон  $i = 0,01$ , шероховатость  $\gamma = 5$ :

1— $h=50$  см,  $v=1,19$  м/сек,  $Q=296$  л/сек; 2— $h=40$  см,  $v=0,96$  м/сек,  $Q=153$  л/сек; 3— $h=30$  см,  $v=0,73$  м/сек,  $Q=66$  л/сек; 4— $h=20$  см,  $v=0,50$  м/сек,  $Q=20$  л/сек; 5— $h=15$  см,  $v=0,37$  м/сек,  $Q=8,5$  л/сек; 6— $h=10$  см

например при интенсивности ливня 1 мм/мин — до 6269 м<sup>2</sup>, а при интенсивности 8 мм/мин — до 784 м<sup>2</sup>.

На рис. 7 и 8 даны графические представления изменений величин, помещенных в табл. 15, по которым наглядно видно,

что для формирования размывающего расхода необходимы относительно небольшой величины водосборы дождевых вод, измеряющиеся в ряде случаев долями гектаров.

Такие площади питания представляют начальную форму развития бассейнов и встречаются в качестве их зародышей преимущественно у водоразделов, где образуют целую полосу, не подверженную размыву дождевыми бороздами.

На основании обработки крупномасштабной карты были получены данные о ширине этих безэрозионных полос для ряда логов. Для площадей питания этих логов были подсчитаны по расчетным продолжительностям ливней средние и максимальные за ливень расходы (табл. 16). Оказалось, что эти данные близко подходят к теоретически вычисленным размывающим расходам воды. Например, наименьшая ширина безэрозионной полосы в балке № 1 (табл. 16) равна 170 м, величина площади питания приблизительно равна 14000 м<sup>2</sup>, средний расход воды 50 л/сек. В табл. 15 близкие величины площадей питания и ливневых расходов находим при уклоне 0,001, шероховатости русла 5, глубине потока 50 см и средней интенсивности ливня 1 мм/мин, а также при шероховатости 3 и интенсивности ливня 2 мм/мин.

В балке № 2 (табл. 16) средняя ширина безэрозионной полосы 320 м, площадь питания 52 000 м<sup>2</sup>, средний расход 136 л/сек. По табл. 15 примерно те же расходы и площади получают при уклоне в 0,01, шероховатости русла 3, глубине потока 50 см и интенсивности ливня 5 мм/мин.

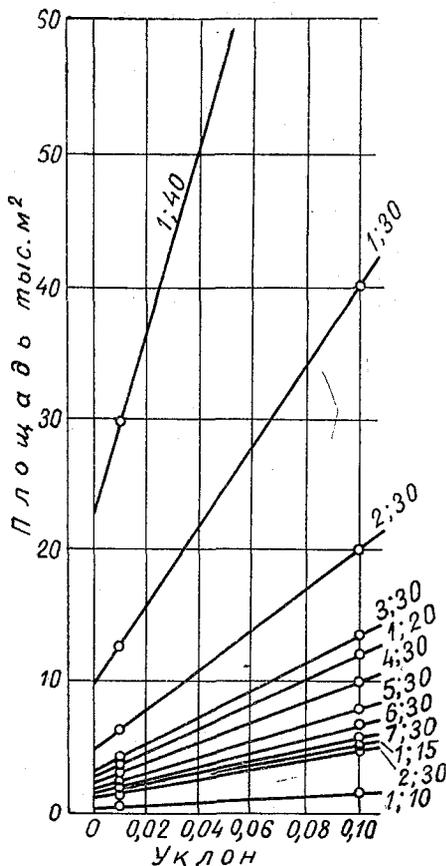


Рис. 8. Зависимость площадей бассейнов, формирующих размывающий расход, от уклона, интенсивности ливня и глубины потока.

Первая цифра — интенсивность ливня, мм/мин; вторая — глубина потока, см

## Скорости течения и площади питания ливневого потока

Наибольшая глубина потока, см	Площадь живого сечения потока при параболическом русле, м <sup>2</sup>	Средняя скорость потока, м/сек	Расходы воды, л/сек	Площадь бассейна (в м <sup>2</sup> ) при изменении интенсивности ливня от 1 до 8 мм/мин							
				1	2	3	4	5	6	7	8
				Уклон 0,001, шероховатость $\gamma = 5$							
10	0,01	0,052	0,516	156	77	52	39	31	26	22	19
20	0,04	0,101	4,03	1210	605	403	302	242	202	173	151
30	0,09	0,149	13,3	4012	2096	1337	1003	802	669	573	502
50	0,25	0,241	60,2	18075	9038	6025	4519	3615	3013	2582	2259
Уклон 0,001, шероховатость $\gamma = 3$											
10	0,01	0,083	0,827	248	124	83	62	50	41	35	31
15	0,02	0,123	2,76	827	413	276	207	165	138	118	103
20	0,04	0,159	6,36	1908	954	636	477	384	318	273	238
30	0,09	0,232	20,9	6269	3135	2090	1547	1254	1045	896	784
40	0,16	0,303	49,4	14834	7417	4945	3709	2967	2706	2119	1854
50	0,25	0,376	94,0	28192	14096	9398	7048	5639	4699	4027	3525
Уклон 0,01, шероховатость $\gamma = 3$											
10	0,01	0,827	8,27	2481	1240	827	670	496	414	354	310
15	0,02	1,23	27,6	8268	4134	2756	2067	1654	1378	1181	1034
20	0,04	1,60	64,1	19224	9612	6408	4806	3875	3204	2746	2403
30	0,09	2,32	209	62694	31347	20898	15674	12589	10449	8956	7837
40	0,16	3,03	484	145344	72672	48418	36336	29069	24224	20763	18169
50	0,25	3,76	940	281850	140925	93950	70462	56370	46975	40264	35231

Средние и максимальные расходы воды с ливневых водосборов  
безэрозионной полосы

Ширина безэрозионной полосы, м	Площадь водосбора, м <sup>2</sup>	Время добегания, часы	Расчетная продолжитель- ность ливня, часы	Слой осадков за ливень, мм	Средний расход воды, л/сек	Максимальный расход воды, л/сек
Балка № 1						
1065	560 000	0,30	0,28	25,6	589	3600
170	14 000	0,047	0,046	16,0	50	340
682	214 000	0,19	0,18	25,0	330	1460
Балка № 2						
511	130 000	0,14	0,13	22,3	250	1400
106	6 000	0,03	0,03	13,7	33	370
320	52 000	0,09	0,08	19,0	136	736

Примечание. Обеспеченность ливня 3%. Ливневый параметр  $S = 11,3$  мм. Максимальный расход вычислен по формуле Д. Л. Соколовского  $Q = \frac{0,28 \text{ Нл}l}{t} f \text{ м}^3/\text{сек}$ . Параметр  $f$  принят равным 1,20.

Такое соответствие данных табл. 14 и 15 подтверждает принципиальную правильность основных положений о размыве склонов не плоскостным стоком, а дождевыми бороздами. Отсюда же следует и вывод о значительной длине пути поверхностного стока по склонам без образования эрозионных борозд.

### § 8. Общие сведения о строении речной сети

На равнинной открытой местности, преимущественно степного характера, начальными звеньями гидрографической сети А. С. Козьменко считает те небольшие впадины шириной 30—80 м, представляющие ложбины стока, в которых наметилась центростремительная тенденция временных дождевых или талых вод. Водосбор таких ложбин стока около 50 га (рис. 9).

Ложбины стока имеют сглаженные пологие формы благодаря прикрытию из лессовых пород толщиной 6—8 м, нивелирующих резко выраженный врез в коренные породы. Наличие такого погребенного вреза свидетельствует об интенсивном размыве в период предшествовавший формированию современной гидрографической сети, а также о том, что этот врез образовался в результате действия талых ледниковых вод.

Обычно более мощные отложения лессовидной покровной породы имеют место в глубоко расчлененных районах, в каких коренные породы представлены песками и глинами.

Ложбина по мере перехода вниз по течению постепенно углубляется и расширяется (до 100—150 м), принимая более выраженные формы с уклонами берегов 10—20°. Такая форма звена сети называется ложиной. Ее берега обычно одинаковой крутизны, глубина вреза по поверхностным отложениям 8—10 м. Толщина отложений на теневом склоне несколько больше солнечного и достигает 6—8 м.

Слоистость, часто замечаемая в покровной породе, имеет наклон к середине ложины. Водосборная площадь ложины 100—300 га, а в мало расчлененных районах до 500 га.

С переходом от ложины в более низкие участки гидрографической сети внешние поперечные контуры еще более увеличиваются, расширяясь до 200—300 м, причем в большинстве случаев здесь начинает вырисовываться и асимметрия: берег солнечной экспозиции оказывается крутым, теневой — пологим. На первом из них покровные отложения или совсем отсутствуют, или имеются в виде тонкого слоя. Наоборот, противоположный — теневой — склон имеет мощный пласт лесса, наплывом спускающегося к дну. Это звено носит название суходола. Водосбор суходола достигает 1000—1500 га.

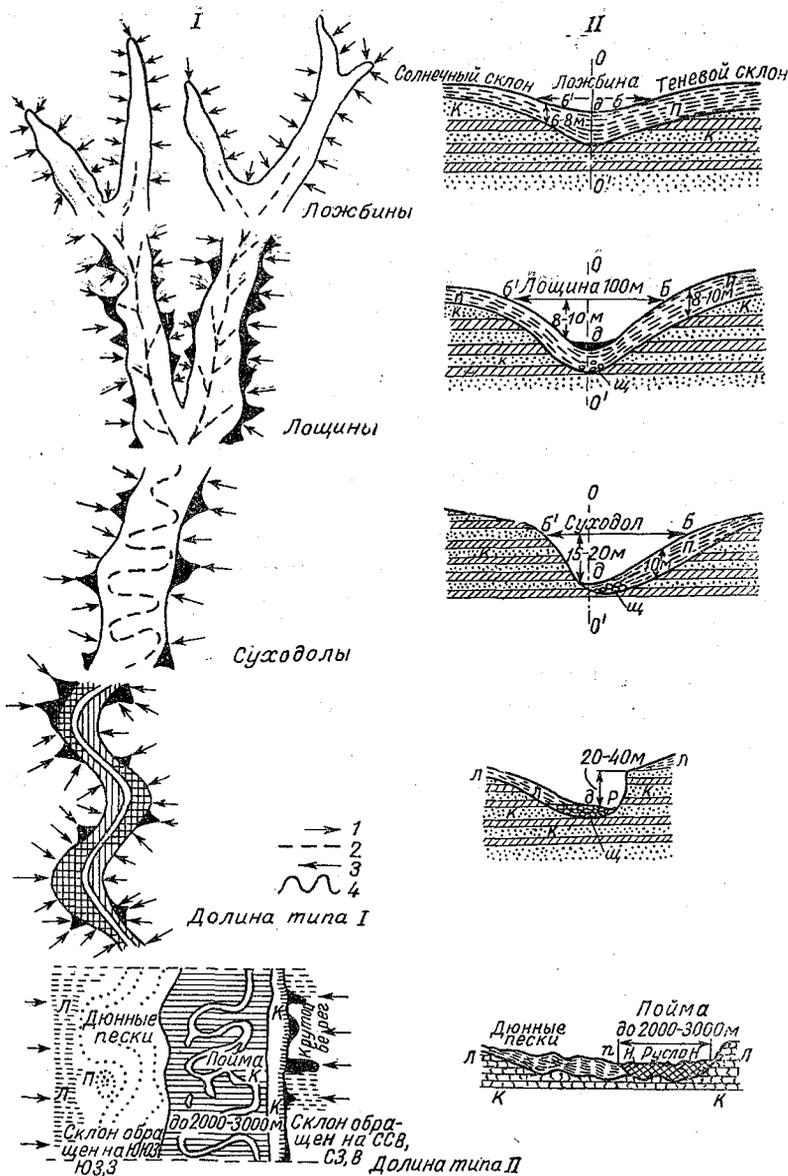


Рис. 9. Схема основных звеньев гидрографической сети и видов эрозии:

I—основные звенья, виды эрозии и руслового процесса: 1—плоскостной размыв; 2—донный размыв; 3—береговой размыв; 4—русловой процесс; II—поперечные разрезы основных звеньев сети; л—покровная порода, к—коренная порода, О—О'—середины первичного размыва, д—дно современных звеньев, б—середины первичного размыва, л—лесс, щ—щебень; р—русло; н—наносы.

Следующим за суходолом звеном является долина, служащая в большинстве случаевместилищем постоянного речного потока. Этому звену обычно соответствует водосборная площадь 3000—5000 га.

В лесостепной и степной зонах имеют распространение два типа долин.

Долины первого типа имеют поперечно чередующиеся на обеих сторонах крутые вогнутые и пологие выпуклые берега. На вогнутых берегах часто обнажаются коренные породы. Пологие берега низкие, незаметно сливающиеся с прилегающей местностью. Коренная порода на них скрыта под покровной на 20 и более метров. Дно долины — пойма — рассекается обычно глубоким руслом, следующим за крутыми отрезками берегов, срезая у них пойму, имеющую, таким образом, прерывистый характер. Уклоны поймы значительны, порядка 0,0002. К этому типу принадлежит большинство долин в возвышенной части центрального лесостепья — верховья рек Оки, Дона и многих притоков, а также низовья Сев. Донца.

Долины второго типа имеют весьма широкую (до 2—3 км) пойму и крутой высокий берег, по одной стороне сложенный коренными породами. Противоположный берег пологий, сложен большой мощности песчаными отложениями, постепенно выклинивающимися к верхней части склона, где они перекрываются лессовидными отложениями. Русло в такой долине, заложенное в пойменных отложениях, извилисто, на пойме встречаются старицы и временные протоки, а на склонах можно проследить несколько террас, следов колебаний от таяния материкового льда и эпейрогенических движений. Пойма имеет незначительный уклон. Такой тип долин имеет большинство рек юга РСФСР и Украины и районы нижнего течения Волги, Оки, Дона, Десны.

Верхние звенья гидрографической сети занимают относительно большие протяжения, чем нижние, о чем можно судить по табл. 17.

Таблица 17

Длина различных звеньев гидрографической сети рек Зуши и Красивой Мечи

Название звена	Средняя площадь водосбора, га	Суммарная длина, км	Суммарная длина от всей длины сети, %	Ширина, м
Ложбины и их отвершки	50	2926	21	30—80
Лощины	50—500	5691	41	80—150
Лощины-суходолы	500—1500	2434	18	150—300
Суходолы	1500—5000	1617	12	300—400 и 800
Долины	>5000	1074	8	до 3000 и более

Уклон дна сети и различных звеньев эродированных районов уменьшается от верхних звеньев к нижним:

Лощины . . . . .	0,05—0,04 (2—3)°
Лощины-суходолы . . . . .	0,02—0,15 (1,2—0,8)°
Суходолы . . . . .	0,01° и ниже.

В эродированных районах гидрографическая сеть занимает 10—15% всей водосборной площади, в отдельных случаях до 30%, как, например, на правобережье среднего Днепра и Десны.

Около ложбин и лощин участки склона с большой крутизной занимают незначительное протяжение, а у суходолов и долин охватывают большую его часть.

Чем больше в коренной породе склона рыхлых песчаных и глинистых грунтов, тем покровные грунты бывают мощнее. При наличии рыхлых и твердых пород и если первые залегают поверх вторых, то покровные грунты обычно сосредоточены около подножья склона, вследствие чего создаются выпуклые формы склона. Если твердые породы лежат поверх рыхлых, то формируются вогнутые склоны.

Мощность покровной породы тем меньше, чем круче склоны (обычно суходольные).

В лесостепной зоне площадь, занимаемая гидрографической сетью, составляет примерно 10—12% от площади всего бассейна, вследствие чего основная часть потерь на инфильтрацию падает на склоны (примерно 80—90%).

Именно поэтому Д. Л. Соколовский формулирует следующим образом основное положение теории ливневого стока: «Формирование ливневого паводка происходит в гидрографической сети бассейна вследствие неодновременности добега с различных участков этой сети, формирование же потерь происходит в основном на склонах бассейна как безрусловых, так и занятых ручейковой сетью».

## § 9. Количественные соотношения морфологических и гидрологических характеристик речной сети

Основным свойством рек является их способность вниз по течению только сливаться, но не пересекаться. Так как на однородной местности развиваются более или менее одинаковые по размерам потоки, то в большинстве случаев сливаются относительно равноценные звенья речной сети. Получившиеся в результате слияния более крупные водотоки благодаря своей большей длине с большим вероятием выходят за пределы однородной местности. Поэтому в общем случае, первичные малые потоки свойственны главным

образом приводораздельным сравнительно узким полосам, а более крупные, получившиеся в результате их слияния, протекают по достаточно длинным склонам. Последующие звенья, получившиеся от дальнейшего их соединения, текут уже по основным направлениям падения местности. Эта особенность развития речной сети дала возможность распределить реки по степени их разветвленности в дополнение к существующей классификации, основанной на учете порядка приточности рек в главную реку.

По этой новой классификации за реку первого класса принимают самый малый неразветвленный на притоки поток, за реку второго класса — получившийся в результате объединения двух таких потоков и т. д. и самая главная река окзывается с наивысшим классом.

Р. Хортон принимает за длину реки каждого данного класса ее протяженность от слияния с другой рекой этого же или более высокого класса вверх до истока (соответственно правилам назначения главной реки). В отличие от этого Н. А. Ржаницын определяет длину потока каждого данного класса только как отрезок между потоками смежных классов.

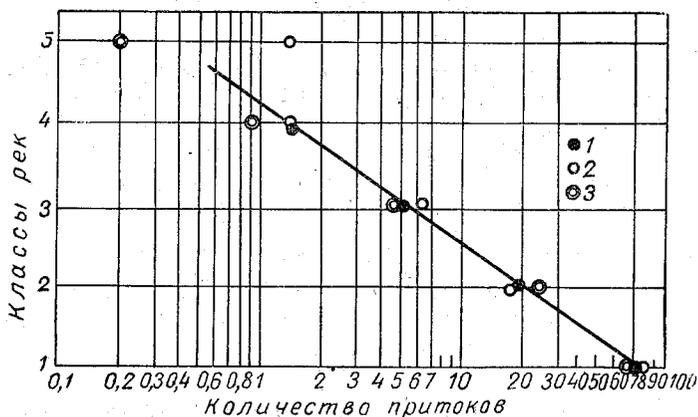


Рис. 10. Связь между количеством притоков рек с их классами в относительных значениях:

1—Тобол; 2—Десна; 3—Днепр выше Припяти

При том и другом методах определений оказывается, что распределение числа водотоков по классам и распределение их средних длин, морфологических и гидрологических характеристик обрисовывается определенными законами.

Число потоков с увеличением номера класса убывает по закону геометрической прогрессии, а средние их длины, наоборот, возрастают (рис. 10, 11).

В соответствии со свойствами геометрической прогрессии уравнение связи числа потоков  $N_n$  данного класса в водосборе в зависимости от класса может быть выражено

$$N_n = r_b^{k-n}, \quad (1)$$

где  $k$  — класс главной реки;  $n$  — класс данной реки;  $r_b$  — коэффициент бифуркации или отношение числа потоков более низких классов к числу более высоких

$$r_b = \frac{N_1}{N_2} = \frac{N_2}{N_3} = \frac{N_3}{N_4} \dots \frac{N_{k-1}}{N_k}.$$

Так как уравнение (1) представляет геометрическую прогрессию, то число потоков во всех классах речной системы может быть вычислено как сумма геометрической прогрессии

$$N = \frac{r_b^k - 1}{r_b - 1}. \quad (2)$$

Уравнение, определяющее среднюю длину потоков различных классов, имеет вид:

$$l_n = l_1 r_l^{n-1}, \quad (3)$$

где  $l_1$  — средняя длина потоков первого класса;  $r_l$  — коэффициент, определяемый отношением средней длины потоков данного класса к средней длине класса на единицу ниже

$$r_l = \frac{l_2}{l_1} = \frac{l_3}{l_2} = \frac{l_4}{l_3} \dots \frac{l_k}{l_{k-1}}.$$

Из формул (1) и (3) легко вывести выражение для определения общей длины потока данного класса

$$L = l_1 r_b^{k-n} r_l^{n-1}. \quad (4)$$

Так как число потоков уменьшается с увеличением класса, а средняя длина, наоборот, увеличивается, то общая длина всех потоков данного класса может оказаться максимальной или минимальной по отношению к суммам длин потоков прочих классов. В отдельных случаях эти максимумы или минимумы могут прийти на класс, превышающий класс главной реки.

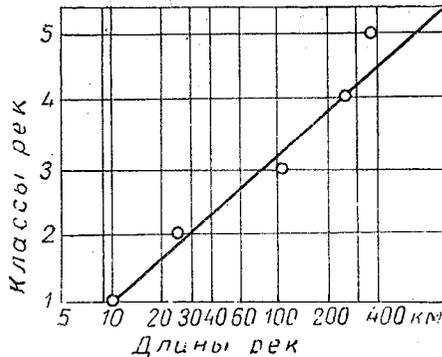


Рис. 11. Распределение средних длин притоков разных классов у р. Тобол

При равенстве  $r_b$  и  $r_l$  суммы длин всех классов равны и определяются формулой

$$L_n = l_1 r_b^{k-1}. \quad (5)$$

Величина отношения  $r_l$  к  $r_b$  ( $\frac{r_l}{r_b} = P$ ), которое может быть названо коэффициентом развития приточности, имеет большое значение для характеристики строения речной сети и определяется гидрологическими, геоморфологическими, геологическими и другими факторами.

Уравнение длин потоков (4) предоставляет возможность не только подсчитать длины потоков различных классов, но и определить величину русловых запасов вод каждого данного класса и во всей системе бассейна.

Русла рек высоких порядков имеют большие поперечные сечения и обладают большим накоплением на единицу, чем русла более низкого порядка, поэтому большая длина рек вы-

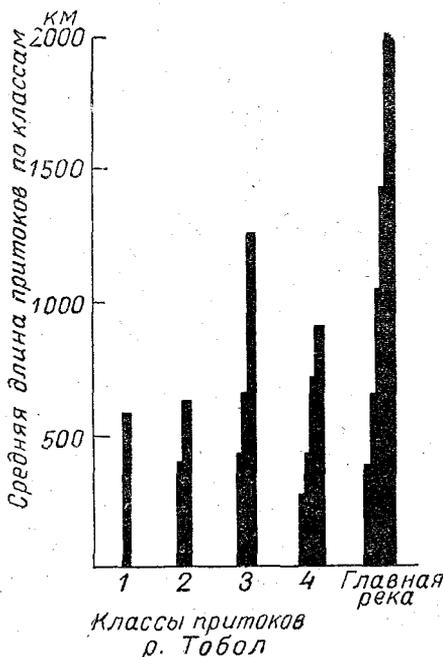


Рис. 12. Диаграмма концентрации речной сети в бассейне р. Тобол (до р. Уй)

соких классов, когда отношение  $\frac{r_l}{r_b} = P$  велико, определяет русловое накопление на единицу водосборной площади много больше, чем в бассейне с той же густотой речной сети, но с низким значением  $P$  (рис. 12).

Общее уравнение строения речных систем выводится из следующих соображений.

Так как общая длина рек данного класса равна  $L_n = l_1 r_b^{k-n} r_l^{n-1}$ , то общая длина всех рек бассейна будет представлять сумму длин потоков всех классов

$$\sum_1^k L_n = l_1 (r_b^{k-1} r_l^{1-1} + r_b^{k-2} r_l^{2-1} + \dots + r_b^{k-k} r_l^{k-1}), \quad (6)$$

а приняв во внимание, по ранее принятому, что

$$\frac{r_l}{r_b} = P \text{ и } r_l = Pr_b,$$

и заменив  $r_l$  его значением, получим

$$L_n = l_1 P^{n-1} r_b^{n-1} r_b^{k-1} = l_1 P^{n-1} r_b^{k-1}$$

и

$$\sum_1^k L_n = l_1 r_b^{k-1} (P^{1-1} + P^{2-1} + P^{3-1} + \dots + P^{k-1}). \quad (7)$$

Многочлен в скобках представляет сумму геометрической прогрессии, в которой первый член равен единице, а знаменатель — коэффициент развития приточности  $P$  и, следовательно, сокращенно может быть записан  $\frac{P^k - 1}{P - 1}$ . Тогда общая длина рек всего бассейна равна

$$\sum_1^k L_n = l_1 r_b^{k-1} \frac{P^k - 1}{P - 1}. \quad (8)$$

Густота речной сети  $D = \frac{\sum L}{F}$ . Подставив сюда значение

$\sum_1^k L_n$ , получим

$$D = \frac{l_1 r_b^{k-1}}{F} \frac{P^k - 1}{P - 1}. \quad (9)$$

Решив (9) относительно  $k$ , имеем

$$k = 1 + \frac{\lg \left[ \frac{DF}{l_1} \cdot \frac{P^k - 1}{P - 1} \right]}{\lg r_b}. \quad (10)$$

Если  $P < 1$ , то для больших значений  $k P^k$  будет мало и разность  $P^k - 1 \approx -1$ . В этом случае уравнение (10) переписывается таким образом:

$$k = 1 + \frac{\lg \left[ \frac{DF}{l_1} (1 - P) \right]}{\lg r_b} . \quad (11)$$

Если  $P > 1$ , то для больших значений  $k P^k - 1 \approx P^k$ . В этом случае уравнение (10) переписывается так:

$$k = \frac{\lg r_b + \lg \left[ \frac{DF}{l_1} (P - 1) \right]}{\lg r_l} . \quad (12)$$

Величина  $\lg r_b$  мала по сравнению с величиной  $\lg \left[ \frac{DF}{l_1} (P - 1) \right]$  и ею можно пренебречь. Отсюда следует, что в любом случае класс главной реки для больших значений  $k$  увеличивается пропорционально логарифму площади бассейна.

Если, например, при данных значениях  $P, D, r_b, r_l$  и  $l_1$  для развития потока порядка  $k$  требуется площадь  $10\,000 \text{ км}^2$ , то при тех же условиях в бассейне площадью  $100\,000 \text{ км}^2$  главная река относилась бы к классу, на единицу большему, а при водосборе  $1\,000\,000 \text{ км}^2$  — на две единицы. Отсюда понятно, почему не может быть речных систем с чрезвычайно высокими классами рек — для них не хватило бы места.

Результаты исследований Р. Хортонa были проверены на примере рек СССР Б. П. Пановым, подтвердившие правильность его основных положений. Кроме того, Б. П. Пановым выявлены связи средней и максимальной водоносности рек с их классами.

В качестве одного из примеров фактического значения количества притоков и их длины приводятся данные по р. Припять (табл. 18).

Таблица 18

Количество и длина притоков системы р. Припять

Характеристики	Классы притоков							Сумма
	1	2	3	4	5	6	7	
Количество потоков	1120	300	75	15	4	1	1	1602
Общая длина, км	5600	4200	3000	1802	1293	490	610	16992
Средняя длина, км	5	14	40	120	324	490	610	—

Л. Д. Курдюмов, используя схему строения речной сети Р. Хортонa, пришел к следующим выводам.

Если главная река имеет класс  $k$  и площадь бассейна  $F$ , то ее притоки получают класс на единицу меньше, а площадь бассейна окажется равной  $\frac{F}{4}$ , притоки более низкого класса будут иметь площадь  $\frac{F}{16}$  и т. д. (табл. 19).

Таблица 19

Распределение водосборных площадей по классам притоков соответственно схеме Р. Хортонa

Классы притоков	Площадь водосбора	Число притоков
$k$	$F$	1
$k-1$	$\frac{F}{4}$	$4 : 2 = 2$
$k-2$	$\frac{F}{4^2}$	$4^2 : 2 = 8$
$k-3$	$\frac{F}{4^3}$	$4^3 : 2 = 32$
$k-4$	$\frac{F}{4^4}$	$4^4 : 2 = 128$

Из табл. 19 следует, что для притока класса  $n$  площадь бассейна  $f$  равна

$$f_n = \frac{F}{4^{k-n}}, \quad (13)$$

а число притоков определится уравнением

$$N_n = \frac{4^{k-n}}{2}. \quad (14)$$

Формула (13) справедлива при  $n \leq k$ , а формула (14) при  $n < k$ .

Из уравнений (13) и (14) легко исключить показатель  $k-n$  и тогда

$$4^{k-n} = \frac{F}{f_n} = 2N \quad \text{или} \quad N = \frac{F}{2f_n}.$$

В рассмотренной геометрической схеме имеются притоки только строго определенных размеров  $f_n$ . В естественных же условиях могут существовать притоки с разными площадями бассейнов. Диапазон изменения площадей одного класса определится из следующего:

$$\begin{aligned} \Delta f &= f_{n+\frac{1}{2}} - f_{n-\frac{1}{2}} = \frac{F}{4^{k-n-\frac{1}{2}}} - \frac{F}{4^{k-n+\frac{1}{2}}} = \\ &= \frac{f_n}{4^{-\frac{1}{2}}} - \frac{f_n}{4^{+\frac{1}{2}}} = 3/2 f_n. \end{aligned} \quad (15)$$

Разделив число притоков  $N$  данного класса  $n$  на  $\Delta f_n$ , получим

$$\frac{N}{\Delta f} = \frac{1}{2} \frac{F}{f_n} : \frac{3}{2} f_n = \frac{F}{3 f_n^2}. \quad (16)$$

Это будет число притоков данного класса, соответствующее  $\Delta f = 1$ . Число притоков  $N$ , имеющих величину водосборных площадей, изменяющихся в пределах от  $f_a$  до  $f_b$ , может быть получено из выражения

$$N_{ab} = \int_{f_a}^{f_b} \frac{N df}{\Delta f} = \int_{f_a}^{f_b} \frac{F df}{3 f^2} = \left( \frac{f_b - f_a}{f_a f_b} \right) F/3. \quad (17)$$

Особо подробные исследования связей между классами притоков и их гидрографическими характеристиками произвел Н. А. Ржаницын, формула которого для связи между классом и количеством рек имеет вид

$$N_n = N_{n(k+1)} r_{bn}^{k - (n-1)}, \quad (18)$$

где  $N_n$  — число потоков класса  $n$  в данной речной системе;  $k$  — класс главной реки,  $N_{n(k+1)}$  — число потоков класса  $n$  в речной системе с главной рекой на единицу более высокого класса.

Формула отличается от выведенной Р. Хортоном тем, что величина коэффициента бифуркации  $r_b$  принята переменной, и учитывает число потоков одноименного класса в речной системе на единицу более высокого.

Особый интерес исследования Н. А. Ржаницына имеют в области выявления связей строения речной сети с ландшафтными условиями. В частности, лесистость и заболоченность бассейнов оказывается существенным фактором, влияю-

щим на изменение длин потоков малых классов, что видно из значений коэффициента длины потоков  $r_l$ :

Степные бассейны . . . . .	1,83
Лесистые бассейны . . . . .	1,41
Заболоченные бассейны . . . . .	1,26

По его данным, коэффициент изменения площадей равен 3,0. Относительные значения площадей бассейнов  $\frac{F_n - F_{n-1}}{L_n}$ ,

где  $F_n$  и  $F_{n-1}$  — площади бассейнов рек смежных классов;  $L_n$  — длина реки данного класса по принятой Н. А. Ржаницыным схеме выделения рек различных классов.

Значения коэффициента изменения площадей бассейнов  $r_f$ , по исследованиям Ржаницына, также меняются в зависимости от ландшафтных условий:

Степные бассейны . . . . .	1,44
Лесистые бассейны . . . . .	1,27
Заболоченные бассейны . . . . .	1,24

Уже Р. Хортон указывал на очевидность связи между классом реки и ее водоносностью и предложил на этой основе метод вычисления запасов воды в речной системе. Б. П. Панов для ряда рек СССР получил вполне четкие связи между средней и максимальной водоносностью рек и их классом.

В последующем Л. Д. Курдюмов и Н. А. Ржаницын значительно уточнили связи этого рода. По Ржаницыну, изменение средней водоносности с классом реки обрисовывается формулой

$$\bar{Q}_n = r_{\bar{Q}}^{n-1} \bar{Q}_1, \quad (19)$$

где  $r_{\bar{Q}}$  — коэффициент среднего годового расхода реки, являющегося постоянной величиной и равного 2,83;  $\bar{Q}_1$  — средний годовой расход реки первого класса;  $n$  — номер класса реки.

Влияние степени залесенности бассейнов на уменьшение величины среднегодового стока сказывается лишь на потоках малых порядков и в общем согласуется с существующими в гидрологии взглядами на влияние леса на сток.

Для расчета среднего максимального расхода в зависимости от класса реки Ржаницыным предложена формула той же структуры, что и для среднегодового расхода

$$Q_{mn} = r_{Q_m}^{n-1} Q_m, \quad (20)$$

где  $r_{Q_m}$  — коэффициент максимального расхода — величина постоянная для всей речной системы и равная 2,24.

Кривые связей среднегодовых и максимальных расходов с классом рек имеют различные наклоны к оси классов (рис. 13). Поскольку кривая максимальных расходов имеет меньший угол с осью классов, чем среднегодовой расход, то,

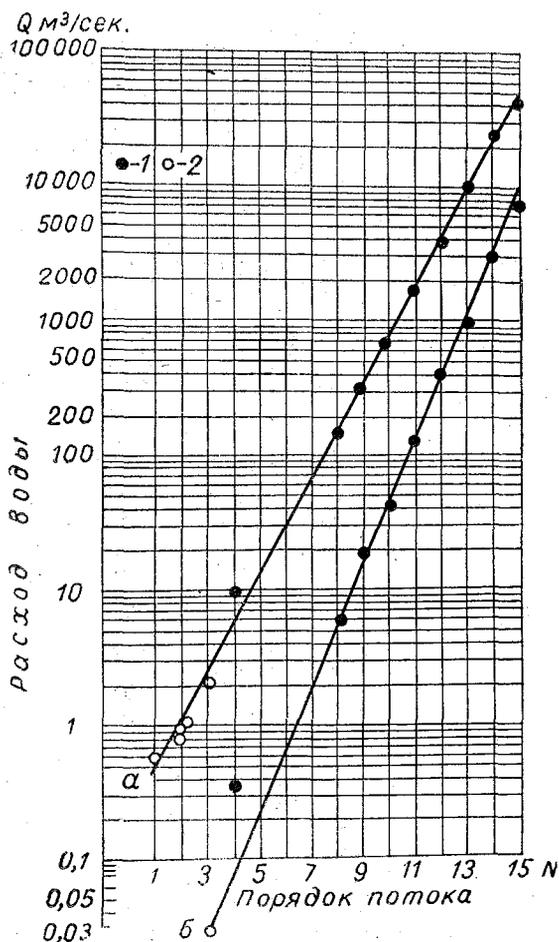


Рис. 13. Связь среднегодовых и максимальных расходов воды с классом потоков:  
1—естественные реки; 2—лабораторные модели

следовательно, с уменьшением размера реки степень выраженности весеннего половодья возрастает с понижением номера класса. Из этого следует, что и форма паводочной волны не остается стабильной для потоков различных классов.

Влияние ландшафтных факторов на величину максимального расхода рек различных классов неодинаково.

В степной местности у рек малых классов максимальный расход в 3—5 раз больше, чем у лесных, и для степных бассейнов он может быть выражен следующей формулой:

$$\left(\frac{Q_m}{Q}\right)_n = \left(\frac{Q_m}{Q}\right)_1 r_T^{n-1}, \quad (21)$$

где  $r_T^{n-1} = 0,721$ .

При этом соотношении  $\frac{Q_m}{Q}$  для малых рек  $> 100$ , для больших, порядка Волги ниже Камы, — 4,71.

Продолжительность весеннего половодья также связана с классом потока

$$T_n = T_1 r_T^{n-1}, \quad (22)$$

где  $r_T$  — коэффициент изменения продолжительности половодья, существенно зависящий от физико-географических характеристик бассейна.

Для открытых бассейнов коэффициент продолжительности половодья  $r_T$  изменяется от 1,0 до 1,3, для лесных (малых размеров) —  $r_{Т.л} = 0,777 r_T$ , заболоченных —  $r_{Т.з} = 0,62 r_T$ .

Н. А. Ржаницын для рек, протекающих в однородных песчаных грунтах, вывел связи между классами рек и основными морфометрическими характеристиками, в частности для глубины и ширины русла на плесах и перекатах. По существу в этих и последующих разработках Н. А. Ржаницына развивается положение В. В. Докучаева об относительном уменьшении глубины реки с увеличением ее размера, относительным уменьшением ширины поймы и т. д. Тем не менее они представляют большой интерес, так как дают количественную оценку их изменений.

Н. А. Ржаницыным установлено, что с увеличением класса реки относительное значение глубины  $\frac{h}{b}$  (где  $h$  — средняя глубина, а  $b$  — средняя ширина) неизменно уменьшается, стремясь, для потоков высоких классов, к некоторой устойчивой величине. Это справедливо как для перекатных, так и для плесовых участков.

Для коэффициента относительной глубины  $\frac{r_h}{b}$  им получено следующее выражение:

$$\frac{r_h}{b} = \frac{r_h}{r_b} = \frac{r_h^{13/6}}{r_{Q,p}} r_{d_1}^{\frac{0,83n-1}{3}}, \quad (23)$$

где  $r_{Q,p}$  — коэффициент руслообразующего расхода, за который принимается среднепаводочный из многолетнего ряда расход;  $r_d$  — коэффициент диаметра наносов. Коэффициенты

$r_h$  и  $r_{Q,p}$  для всей речной системы принимаются одинаковыми. В этом выражении  $r_{d, \frac{0,83^N-1}{3}}$  мало изменяется и близко к единице у рек высоких классов.

У временных потоков —  $r_d \approx 0,11$ , у постоянных  $\approx 0,34$ , а  $r_{Q,p} = 2,24$  и  $r_h = 1,48$ .

На рис. 14 представлено изменение ширины меженного русла с классом реки. Н. А. Ржаницын считает, что лесистым бассейнам соответствует речное русло несколько меньшей ширины, чем открытым, а на глубину влияет не столько залесенность, сколько ширина поймы. Соотношение глубин на плесовых и перекатных участках различных классов одинаково.

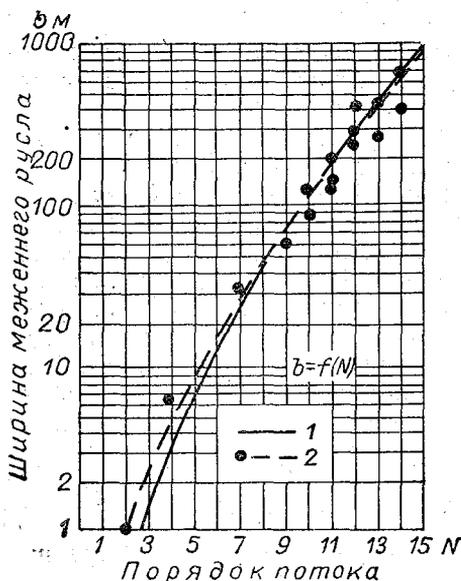


Рис. 14. Изменение ширины меженного русла в зависимости от номера класса реки:  
1—точки связи по расчету; 2—точки связи по натурным данным

Плановые относительные размеры не изменяются по длине реки, в то время как высотные искажаются, с изменением класса, особенно у потоков малых классов.

В результате исследований развития речной системы Н. А. Ржаницын пришел к следующим выводам:

1. Речная сеть равнинных рек есть результат сложных процессов, развивающихся, главным образом, под влиянием действия русловых потоков.

2. Речная сеть представляет систему, структура которой определяется физико-географическими и геологическими факторами.

3. Основной закономерностью строения реч-

ной сети является скачкообразное изменение свойств речного потока в месте слияния с другим потоком того же или большего классов. В отдельных случаях может быть и плавное изменение, однако скачкообразный характер сохраняется для осредненных по классам значений характеристик.

4. Большинство характеристик с увеличением номера класса притоков увеличивается, но относительная глубина и величина уклона уменьшаются.

5. С уменьшением номера класса притоков степень выраженности весеннего половодья увеличивается.

6. Влияние физико-географических условий на изменение свойств речных потоков с изменением номера их класса заметно довольно отчетливо.

В связи с этим снова напомним, что еще В. В. Докучаев пришел к выводу об относительном уменьшении поймы с увеличением размеров реки.

### § 10. Связи гидрографических характеристик

Основные морфологические характеристики водосборов рек, как это показано рядом исследователей, находятся в довольно тесной взаимосвязи. По А. А. Соколову, для бассейнов, по площади больших  $250 \text{ км}^2$ , они выражаются следующим образом:

$$\left. \begin{aligned} B &= \frac{F}{L} = 0,35 F^{0,50}, \\ L &= \frac{F}{B} = 2,90 F^{0,50}, \\ I &= \frac{14}{(F + 1)^{0,42}}. \end{aligned} \right\} \quad (24)$$

Здесь  $B$  — средняя ширина бассейна;  $F$  — площадь бассейна;  $L$  — длина реки;  $I$  — средний уклон выровненного продольного профиля (средневзвешенный уклон) в промилле. Средневзвешенные уклоны выровненного профиля с увеличением площади бассейна в общем случае уменьшаются, но в частных случаях отклонения от указанной закономерности могут быть значительными.

Л. Д. Курдюмов для малых бассейнов установил четкую связь между площадью бассейна и его длиной вида

$$F = \alpha l^2, \quad (25)$$

где коэффициент  $\alpha \approx 0,5$ .

Для связей площадей бассейнов с длиной рек (малых размеров) величина коэффициента  $\alpha$  по его исследованиям изменялась в пределах от 0,43 до 0,60, а показателя степени — от 1,5 до 1,8. Различия в описываемых параметрах Курдюмов видит в неодинаковой точности изображения на картах длин водотоков. Большой интерес представляют собой связи между морфометрическими характеристиками русел рек и их водоносностью.

В. Г. Глушковым еще в 1924 г. была установлена, для рек преимущественно равнинного типа, связь между шириною и глубиною русел

$$\sqrt{\frac{B}{h}} = K_0. \quad (26)$$

Численные значения  $K_0$  для скальных стенок русел горных участков рек 1, 4, а для песчаных размываемых русел — 5,5.

По уточнениям М. А. Великанова, формула видоизменена с учетом среднего диаметра наносов  $d$

$$\sqrt{\frac{Bd}{h}} = \alpha. \quad (27)$$

Для рек бассейна Верхней Волги С. И. Рыбкиным получены связи ширины, глубины русла и скорости течения с расходом воды, модульным коэффициентом расхода и уклоном следующего вида:

$$\left. \begin{aligned} B &= 6,75 \cdot Q_0^{0,57} K^{0,13} I^{-0,07}, \\ h &= 19,05 \cdot Q_0^{0,22} K^{0,50} I^{-0,07}, \\ v &= 0,778 \cdot Q_0^{0,21} K^{0,37} I^{0,31} \end{aligned} \right\} \quad (28)$$

В формулах (28)  $Q_0$  — среднееголетний годовой расход воды;  $B$  — средняя ширина реки на участке;  $h$  — средняя глубина реки на участке в рассматриваемый период;  $K$  — отношение расхода воды рассматриваемого периода (например, межени или половодья, маловодного или многоводного года) к расходу  $Q_0$ ;  $I$  — уклон поверхности воды исследуемого участка.

Учтя зависимость скорости течения от шероховатости русла, средней глубины, уклона  $v = \frac{1}{n} h^{0,7} I^{0,5}$  и расхода воды  $Q = vBh$ , Н. А. Белинский и Г. П. Калинин пришли к уравнениям:

$$\left. \begin{aligned} B &= \varphi^{0,92} n^{0,54} Q_0^{0,54} I^{-0,26}, \\ h &= \varphi^{-0,54} n^{0,27} Q_0^{0,27} I^{-0,13}, \\ v &= \varphi^{-0,58} n^{-0,81} Q_0^{0,19} I^{0,39}. \end{aligned} \right\} \quad (29)$$

Здесь  $\varphi$  — коэффициент, свойственный данному району;  $n$  — шероховатость русла; прочие обозначения известны.

### Глава III

## ЭРОЗИОННОЕ РАЗВИТИЕ СКЛОНОВ И ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ СИСТЕМ

### § 11. Развитие склонов под действием ручейковой и овражной сетей

Развитие гидрографической сети неразрывно связано со склоновой эрозией, линейным и плоскостным смывом склонов. Этот процесс в аридных областях сопровождается усиленной эоловой деятельностью, вносящей весьма своеобразные черты в весь ход сползания рельефа бассейна.

Гидрографическая сеть, расчленяя поверхность, создает условия и для энергичного склонового смыва, в свою очередь особенности формы склонов, приобретаемые ими в процессе сползания и расчленения, создают специфические условия для развития сети водоемов.

Первичные формы процесса эрозии склона, более или менее умозрительно, представлены Р. Хортоном, систематическое и глубокое исследование этого процесса вплоть до формирования соответствующего каждой их стадии комплекса ландшафта местности выполнено рядом советских авторов, как, например, А. С. Козьменко, С. С. Соболевым и др.

В общем оказывается, что определенной стадии развития эрозионного ландшафта соответствует и определенный облик гидрографической сети (рис. 15).

Выделяются следующие основные типы речных систем:

а) дендритовый тип, развивающийся в бассейнах, сложенных однородными породами; притоки главной реки протекают в различных направлениях; такие рисунки свойственны наклонным и аллювиальным равнинам;

б) перистый тип, в котором притоки подходят под острым углом к главной реке; такие очертания свойственны рекам, протекающим также в бассейнах с однородным сложением, но главная река заложилась по склону и является консеквентной;

в) решетчатый тип развивается на правильной складчатой основе; элементы такой системы могут иметь стволостроение;

г) прямоугольный тип развивается там, где имеются правильно расположенные, взаимно перпендикулярные дизъюнктивные образования, по которым и пролегают долины;

д) параллельный тип встречается на древних щитах с резко выраженными параллельными трещинными зонами;

е) радиальный тип встречается на вершинах, как, например, барранкосы на рыхлых туфовых конусах молодых вулканов;

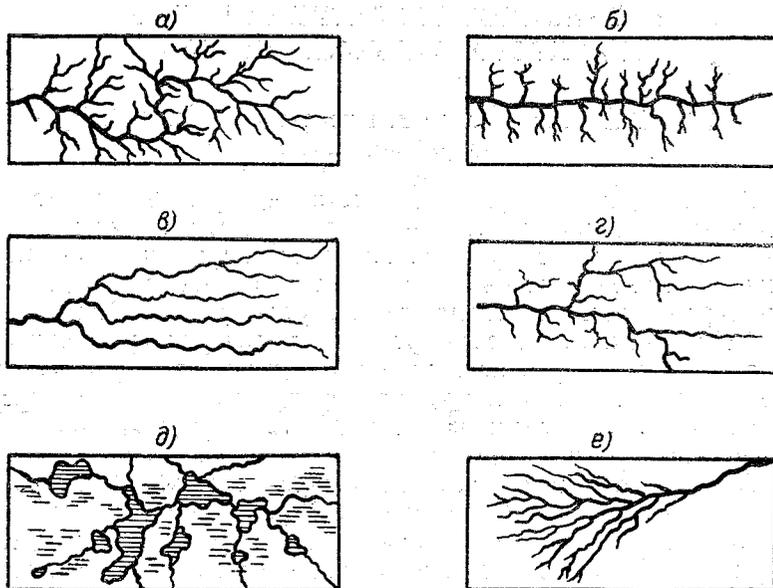


Рис. 15. Типы рисунков речной сети:

а — дендритовый; б — стволый; в — параллельный; г — параллельно-решетчатый;  
 д — озерно-болотный (ледниково-наложенный); е — центростремительный

ж) центростремительный тип, в котором долины имеют направления от периферии к центру; такой тип может сформироваться с тыловой стороны поднимающейся геотектонической дуги;

з) ледниково-наложенный тип — у молодых систем, развивающихся на неправильном моренном ландшафте;

и) крайний тип, т. е. реки, протекающие у подошвы покатости (например, р. Кубань);

к) стволый тип, т. е. реки, протекающие между двумя наклоненными друг к другу покатостями.

Продольные профили, особенности морфологических характеристик русла во всем своем комплексе находятся в соответствии с характером склонов местности и всем ландшафтом бассейна в целом.

Форма бассейнов находится хотя и в сложной, не вполне еще выявленной, но несомненной связи с ландшафтом, а это, в свою очередь, ведет к зависимостям морфологических характеристик бассейнов от их морфологии и характера эрозии склонов.

Эрозионный процесс на склонах в его первичном виде представляется в следующем виде.

На открытых склонах с рыхлыми грунтами в период дождей создаются борозды от стекания по уклону воды, значительно деформируемые в бездождевые периоды ветровой эрозией и другими факторами.

Обычно на вновь созданном склоне развивается множество таких борозд, наибольшие из них разрабатываются от случайного сочетания микропонижений, способствующих слиянию двух или нескольких струек воды. Дальнейшая разработка этой начальной борозды происходит в большей степени, чем неслившихся вместе, а это ведет к ее расширению и углублению, уменьшению ширины водораздельной полосы с соседними бороздами, созданию бокового уклона (рис. 15).

Водораздельные полосы в зонах действия водосборных воронок потоков оказываются меньшей ширины и в конечном счете становятся слабоизвилистыми и приобретают характер куполовидных отдельностей, расчлененных пологими седловинами (рис. 16, 17).

По А. С. Козьменко, примерно по такой же схеме и развивалась сеть на незадернованных еще склонах, освобождавшихся от плаща ледниковой массы.

Вначале потоки талых ледниковых вод углубляли свое ложе в коренной породе, подмывая преимущественно солнечные стороны. Боковые потоки сполаживали склоны первичного желоба стока, что приводило к разделению площади питания на частные бассейны притоков. Дождевые воды своими микроручейками способствовали в нижних участках склонов образованию лессовидной покровной породы, особенно на склонах северной экспозиции.

В геологической истории послетретичного периода лесостепной и степной зон Европейской территории СССР было три цикла древней эрозии, из которых два имели развитые процессы:

- 1) размыв — выработка основных русел;
- 2) боковой смыв — фермирование первичных склонов;
- 3) намыв покровной породы — окончательное формирование склонов сети.

Контуры первого наиболее интенсивного цикла эрозии во втором частично расширены и углублены с почти полным уничтожением покровной породы первого цикла, сохранившейся лишь местами на водоразделах в виде красно-бурого суглинка или глины.

Третий цикл имел в большей части лишь первую стадию — размыва дна и берегов гидрографической сети. Следы этого цикла развиты в северных районах лесостепи и в глубоко расчлененных районах Средней и Нижней Волги и Дона, хотя в участках пологого рельефа и здесь они не встречаются. Следы третьего цикла выделяются своими резкими углозатыми формами.

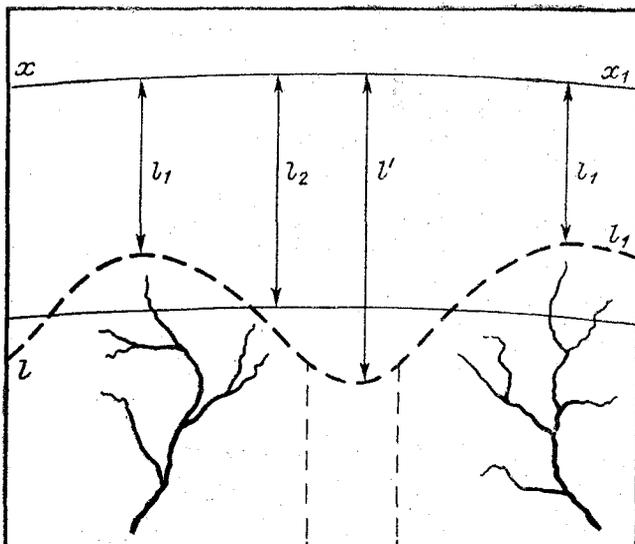


Рис. 16. Изменение ширины приводораздельной полосы под влиянием основных потоков склона:

$l_0$ —начальная ширина приводораздельной полосы;  $l_1$ —ширина после развития основных потоков склона;  $l'$ —увеличившаяся ширина приводораздельной полосы в месте сопряжения с междуречным водоразделом склона

По-видимому, древняя эрозия происходила в условиях отсутствия лесной и луговой растительности, с ее развитием наступил период эрозийного затишья, продолжавшийся до начала земледельческой культуры.

Современный процесс развития овражно-балочной сети — этой начальной и наиболее интенсивной стадии развития речной сети, — вероятно, наиболее близким образом обрисовывает ее формирование на освободившейся из-под ледяного плаща поверхности суши.

В современную эпоху развитие овражной сети вспыхнуло именно вследствие приближения условий к существовавшим непосредственно за отступанием ледникового плаща. Сведение лесов, уничтожение защитного травяного покрова,

вспашка и пропашка почвы, зачастую в направлении уклона, — все это, совместно с искусственными местными концентрациями поверхностного стока, определило повторную вспышку эрозии.

Первая стадия развития оврага заключается в образовании промоины, или рытвины, которая не может быть сглажена обычной предпосевной обработкой почвы. Овраг

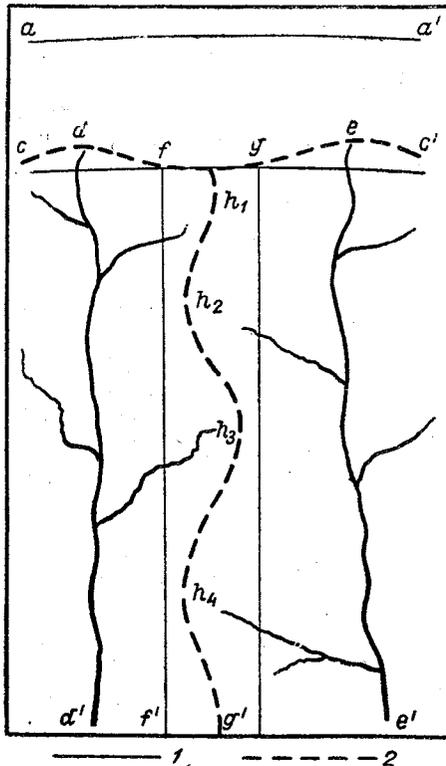


Рис. 17. Эрозия водоразделов:

$a-a'$ —гребень водораздела склона;  $c-c'$ —нижняя граница приводораздельной полосы (полоса без выраженных русел);  $d-d'$  и  $e-e'$ —основные водотоки склона;  $f-f'$  и  $g-g'$ —междуречный водораздел;  $h_1-h_4$ —эродированный междуречный водораздел; 1—границы приводораздельной полосы до развития речной сети; 2—нижняя граница приводораздельной полосы и гребень водораздела между речными системами склона после их развития (схема)

в этой стадии имеет глубину 30—50 см, в своем продольном профиле повторяет профиль склона. Поперечный профиль оврага в начале стадии треугольный, к ее концу трапециевидный, в плане он имеет линейную форму.

В рыхлых грунтах и на распаханых почвах первую стадию овраг проходит быстро, на плотных она растягивается на длительное время, и поперечный профиль сохраняет треугольную форму.

Мерами борьбы с развитием оврагов в этой стадии является сглаживание рытвины с последующим засеиванием многолетними травами.

Вторая стадия развития оврага начинается с образования вершинного перепада или обрыва (рис. 18). Овраг в этой стадии растет снизу вверх обвалами своей вершины — вершинного перепада. Высота вершинного перепада 2—10 м. Глубина самих оврагов с такими перепадами достигает 25—30 м, что определяется последующим врезанием его русла. Образованию вершинного перепада способствует большая стойкость к размывающему действию вод гумусового горизонта по сравнению с нижележащими лессовидными грунтами.

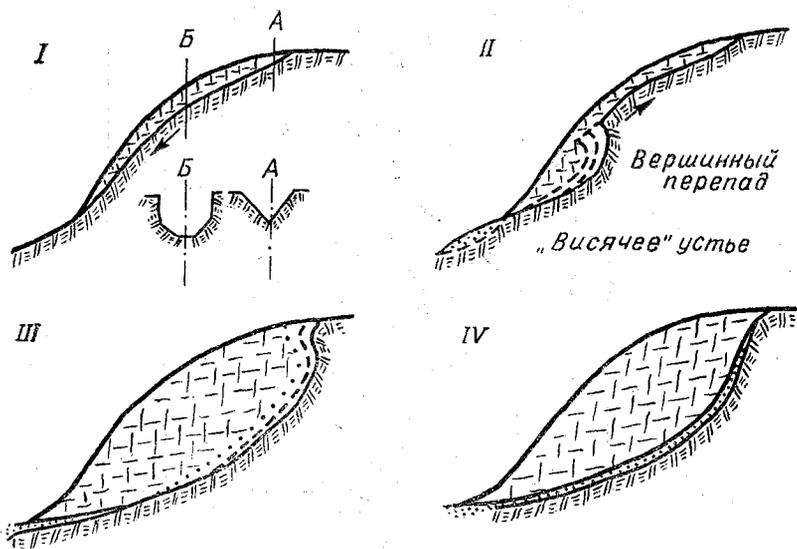


Рис. 18. Стадии развития продольного профиля оврага: I—стадия промывки или рытвины; II—стадия врезания оврага вершиной; III—стадия выработки «профиля равновесия»; IV—стадия затухания

В целинных черноземах структура гумусового горизонта в десятки и сотни раз устойчивее материнской лессовой породы. Этому способствует еще и промерзание верхнего слоя и, наоборот, талость подстилающих грунтов в период схода снеговых вод.

Кроме того, вода из образующегося в подошве вершинного обрыва водобойного колодца капиллярно и брызгами увлажняет нижнюю его часть, поэтому разрушается сначала

именно она, а верхняя нависает над ней. Скорость врезания вершинного обрыва в склон достигает 12—15 м за один ливневый паводок.

При неоднородной слоистости грунтов, слагающих склон, создается ряд небольших перепадов, и продольный профиль оврага приобретает ступенчатую форму.

Продольный профиль оврага в стадии врезания вершинного обрыва мало связан с профилем склона, но еще далек от состояния равновесия. Устье такого оврага часто бывает отделено от дна долины реки перепадом или крутым скатом, почему их часто называют «висячими».

Борьба с оврагами, находящимися во второй стадии развития, достаточно сложна. Помимо головных сооружений, лотков, подпорных стен и др., необходимы и донные сооружения в виде запруд, плетней и т. д., так как при продолжающейся глубинной эрозии ниже вершинного обрыва сооружения могут быть подмыты.

Целесообразно применение валов, канав, задерживающих воды выше вершинного обрыва, в особенности в сочетании с облесением. При этом донные насаждения необходимо производить из пород, переносящих заиление и засыпание, а приовражные лесные полосы отодвигать от неустойчивых берегов или же располагать у самой бровки, но высаживая корнеотпрысковые породы.

Третья стадия развития оврага начинается со времени формирования висячего устья. В этой стадии продольный профиль постепенно приближается к профилю равновесия. Совершающаяся при этом глубинная эрозия приводит к осыпанию берегов и расширению оврага. Склоны продолжают оставаться вертикальными. В их нижней части начинает формироваться неустойчивая осыпь, подмываемая снизу. На такой осыпи поселяются растения-пионеры (мать-и-мачеха).

Донные сооружения в этой стадии теряют свое значение и применяются главным образом для борьбы с меандрированием потока и для интенсификации процессов аккумуляции.

Четвертая стадия начинается после выработки продольного профиля, приближающегося к профилю равновесия, вследствие чего в этой стадии прекращается глубинная эрозия, сглаживается обрыв вершины, прекращается рост в длину, у подножия склонов формируется устойчивая осыпь, а дно затягивается аллювием. Меандрирование приводит к некоторому расширению оврага, а склоны при этом осыпаются до крутизны естественного угла откоса. Создаются устойчивые формы осыпей, постепенно покрывающиеся растительностью, и формируется почвенный слой.

По окончании четвертой стадии овраг превращается в балку. Эта стадия не является агрессивной формой, поэтому из мер воздействия на ее протекание следует рекомендовать

только содействующие развитию растительного и почвенного покровов.

Нередко все четыре стадии развития оврагов могут наблюдаться в различных участках достаточно старого и длинного оврага.

Одновременно с разрушением вершины происходит и развитие склонов оврага, в котором можно также выделить несколько стадий:

1) юная — склон представляет вертикальный обрыв или очень крутой откос (в моренных грунтах);

2) зрелая — наблюдается на некотором расстоянии от вершины оврага, для нее типично: осыпание стенок, формирование осыпей в местах изгибов донного потока, срезанных снизу; между отдельностями осыпей часто образуются трещины, на поверхности поселяются растения-пионеры; закрепление осыпей следует сопровождать мерами защиты от подмыва подошвы донным потоком;

3) стадия старости — свойственна уже выработанному продольному профилю, а дно затянато аллювием и у подошвы образовалась устойчивая осыпь, плавно переходящая в дно. Угол наклона осыпи близок к углу естественного откоса ( $35-45^\circ$ ). Менее крутые углы создаются в песчаных грунтах, а большие свойственны глинам и плотным коренным породам. Последние своими глыбами придают осыпи структурность. Профиль склона в общем получает вогнутый вид. В распределении растительности наблюдается микрозональность: в нижней части осыпей расселяются корневищные растения и злаки, выносящие засыпание, а пионеры уходят вверх. Соответственно распределяются и почвы: если вверху формируются только первые стадии их образования, то внизу — плотная слежавшаяся масса грунта, хотя и с разнородной окраской, но все же имеет признаки накопления органического вещества (посережение слоя  $0,5-2$  см).

При мелиорации таких склонов, кроме донных сооружений, способствующих накоплению аллювия, следует применять посадки лесных пород на дне, способных выносить заиление, а на склонах — засыпание. Вогнутая форма склонов вследствие разрушения обрывистой верхней части сменяется прямой. Такая форма наблюдается обычно на наиболее старых оврагах, обычно вблизи устья. Склоны в этой стадии имеют сверху мощный, но еще недоразвитый слой почвы.

По окончании четвертой стадии склоны оврага превращаются в склоны балки, которые формируются уже по другим законам. Ведущая роль здесь принадлежит стекающим по склону струям талых и дождевых вод и ветру.

Склоны балок покрыты уже сформировавшимися почвами. Процесс развития оврагов осложняется в случае повторного снижения базиса эрозии.

Меандрирование потока, а также явления солифлюкции, суффозии и оползней осложняют картину, омолаживая склоны. Древесная растительность, наоборот, их консервирует.

Глубина и ширина оврагов зависят не только от глубины местных базисов эрозии, но и от формы профиля склона, прорезаемого оврагом (рис. 19).

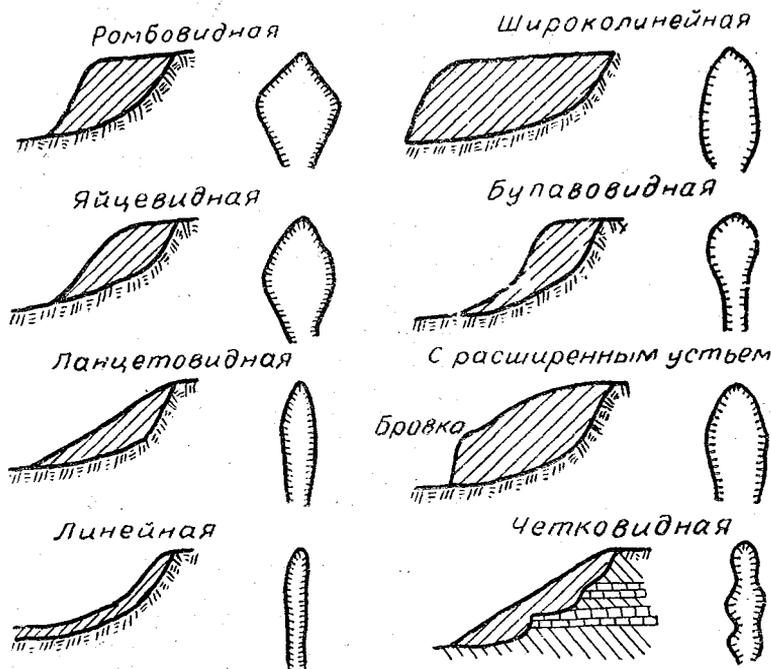


Рис. 19. Связь глубины и ширины оврага с формой профиля склона

В общем глубина оврагов определяется разницей относительных высот русла оврага в различных его частях, или, в конечном итоге, профиля равновесия этого русла, и относительных высот склона.

По своему происхождению овраги разделяются на: 1) овраги вершин долин и балок, так называемые концевые; 2) овраги берегов долин и балок — береговые; 3) овраги вторичные или донные; 4) склоновые.

## § 12. Размыв гидрографической сети

Современный размыв русел рек происходит по двум направлениям: размыв дна и размыв берегов.

Так как модули расходов воды дна русла и берегов совершенно различны, то и условия размывов неодинаковы. Боль-

шие модули донных расходов воды обеспечивают особо благоприятные условия размыва дна при первом же, даже незначительном увеличении водоносности. Наоборот, малые модули берегового стока создают для размывов неблагоприятные условия и они могут происходить лишь при дополнительном влиянии таких факторов, как: 1) местные сосредоточения берегового стока, 2) создание местных больших уклонов, 3) местное значительное ослабление сопротивляемости склонов.

Донный размыв связан с увеличением стока с бассейна, что, например, имеет место при распашке водосборной площади с глубоко расчлененным рельефом.

Донный размыв проявляется в создании определенной скульптуры русел.

1. Трапецевидная форма поперечного профиля и прямолинейность в плане встречаются обычно в верхних звеньях сети и начальных стадиях донного размыва.

2. Трапецевидная форма поперечного профиля, но ветвящаяся в плане встречается в концевых частях размывов при широком дне сети обычно при наличии вблизи перепада боковых лощин.

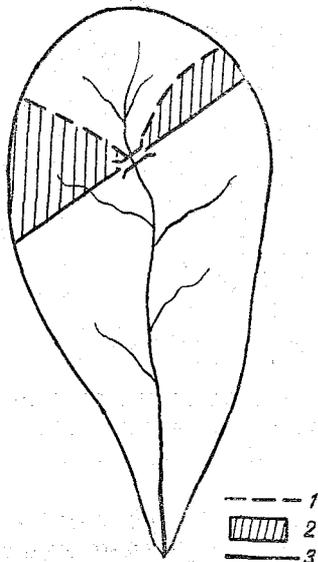


Рис. 20. Схема формирования бокового размыва: 1—водораздел; 2—бассейн, дренируемый нагорной канавой дороги; 3—дорога

3. Треугольная форма поперечного профиля и прямолинейность в плане характерна для коротких крутодонных лощин, впадающих в большие суходолы.

4. Трапецевидная форма в поперечном профиле, извилистая в плане с большой протяженностью проявляется, начиная с суходольного звена, т. е. с водосбора около 1000—1500 га, а при крутых водосборах — 400—600 га.

5. Уступчатая (двух-, трехступенчатая) форма профиля приурочивается к тем участкам, где имело место резкое увеличение скорости течения. Какого бы профиля ни был размыв, он всегда формирует асимметричность склонов.

Развитие берегового размыва зависит от стока со сравнительно небольшого водосбора, примыкающего к размываемому участку берега.

Береговой размыв в виде береговых рвов и промоин происходит от большой концентрации поверхностного стока около различного рода границ землепользования (межи, колеи и канавы дорог, напаша и т. д., рис: 20). Характерной

особенностью берегового размыва является нарушение условий поверхностного стока на склоне; тогда как донный размыв связан с нарушением условий стока во всем водосборе.

К переходным формам размывов относятся: концевой, отвершковый, боковой (осложнение донного размыва), подмыв берегов.

Концевой размыв, имеющий место в головах лощин в районах с резким рельефом, происходит в местах их пересечения дорогами или каким-либо другим концентрирующим воду препятствием.

Отвершковый размыв совершается в небольших крутодонных лощинах (отвершках). В этом размыве участвует главным образом вода, стекающая со склонов, имеющих ясно выраженный наклон к отвершку.

Боковой размыв создает промоины в откосе глубокого донного размыва от частых струй воды, падающих с большой высоты.

Подмыв берегов представляет процесс усиленного развития донного размыва по какой-либо одной стороне. Он приурочен к суходольным и нижележащим звеньям. Детальные исследования подобного рода размывов показывают сочетание двух различных по генезису эрозионных процессов — древнего и современного.

Современный процесс проявился не столько в виде размыва дна и берегов, сколько в подмыве откосов бывшего ранее и заглохшего древнего, преимущественно донного размыва третьего цикла послетретичной эрозии. В результате этого подмыва ранее задернованные откосы обнажились.

### § 13. Противозерозийная стойкость целинных почв

Основной характер эрозионного процесса определяется целым рядом факторов, из которых интенсивность и режим стока совместно с орографией местности являются доминирующими. Однако достаточно важна и способность почв противостоять размыву. Так как врезающиеся в процессе эрозии водотоки вскрывают нижние горизонты почвы и подстилающие их грунты, то весьма интересно знать распределение устойчивости почво-грунтов по всему профилю размыва. Устойчивость почв размыву определяется количеством воды, расходуемой на размыв опытного агрегата испытываемого грунта.

В периоды засушливые значительное воздействие на подстилающую поверхность оказывает и ветер. Эоловая эрозия достигает во многих районах значительных, иногда и катастрофических размеров, например, в степном Заволжье, кубанских степях и т. д. Кроме того, ветровая эрозия в значи-

тельной мере деформирует поверхность осохшей гидрографической сети и борозды плоскостного смыва.

На размыв одного агрегата из черноземных почв, из верхней части гумусового горизонта, в среднем требуется 400 см<sup>3</sup> воды. Водопрочность почв, как об этом уже упоминалось, постепенно книзу уменьшается, и в материнских породах она в десятки раз меньше. В каштановых почвах наблюдается та же закономерность, но устойчивость значительно ниже: в верхнем горизонте — 60 см<sup>3</sup>, а в материнской породе — 2 см<sup>3</sup>. У солонцов устойчивость еще ниже: в верхнем слое — 24 см<sup>3</sup>, а в материнской породе — 2 см<sup>3</sup>. У темносерых лесных почв устойчивость в верхнем слое 30—40 см<sup>3</sup>, а в материнской породе — 2—10 см<sup>3</sup>.

Устойчивость старопахотных черноземных почв меняется с глубиной следующим образом:

Глубина, см	Объем воды, см <sup>3</sup>
0—10	28—30
20—30	82
60—70	68
90—100	78
155—165	25

В старопахотных эродированных почвах сопротивляемость значительно меньше, и в Ивановской области на таких почвах определяется следующими величинами:

Глубина, см	Объем воды, см <sup>3</sup>
0—10	2,7
26—30	2,1
43—53	2,4

Лесная почва Приволжской возвышенности:

Глубина, см	Объем воды, см <sup>3</sup>
0—12	2,9
19—27	3,8
34—44	1,02
170—180	1,50

Лесостепная почва Чувашской АССР:

Глубина, см	Объем воды, см <sup>3</sup>
0—9	1,36
20—24	4,82
170—147	2,09

На подзолистых почвах эрозия наиболее страшна, так как питательные вещества сосредоточены в верхнем гумусовом горизонте малой мощности. Распыленные и бесструктурные почвы сильнее разрушаются эрозией. Верхние части склонов и перегибы рельефа наиболее страдают от ветровой эрозии. Особенности распределения скоростей ветра в долинах рек видны из наблюдаемых данных (табл. 20).

Таблица 20

Скорость ветра в приземном слое воздуха на склоне речной долины (р. Сушка, Башкирская АССР), 1943 г. Средняя крутизна склона 14°. Простираание долины с севера на юг

Элементы рельефа	Высота точки над меженью, м	Скорость ветра на высоте 1 м над травой, %			Скорость ветра на высоте 15 см, %		
		южный 12,3 м/сек	юго-западный 4,5 м/сек	западный, 3,3 м/сек	южный 9,5 м/сек	западный, 3,4 м/сек	западный 2,4 м/сек
Пойма . . . . .	1,5	44	34	0	50	33	0
Склон берега . . . . .	24	68	70	65	61	63	63
Склон берега . . . . .	52	71	77	77	76	67	62
Скульптурная терраса на склоне . . . . .	78	67	62	61	68	66	60
Водораздел (долинное ребро) . . . . .	82	100	100	100	100	100	100

Даже при продольном ветре у подножья склона его скорость снижается до 50%. Следует помнить, что если скорость ветра уменьшается вдвое, то эрозионная способность уменьшается примерно в четыре раза, так как кинетическая энергия изменяется пропорционально-квадрату скорости.

В развитии процессов ветровой эрозии намечается следующая закономерность: ветровая эрозия усиливается снизу вверх по мере повышения местности и уменьшения трения для воздушных масс.

Сильнее всего развеваются ветром выпуклые, выдающиеся над окружающей местностью формы рельефа: перегибы, уступы и так называемые ветроударные склоны. Слабее развеваются прямые и мало вогнутые, приближающиеся к эоловому «профилю равновесия». Наиболее энергично разрушаются почвы верхней части склонов при переходе склона к водоразделу.

Чем круче ветроударный склон, тем сильнее выражена ветровая эрозия; плавному изменению крутизны склона соответствует плавное изменение интенсивности процессов ве-

тровой эрозии, а резкому — сильное изменение интенсивности ветровой эрозии. Поэтому, чем больше кривизна склона, тем сильнее он разрушается.

Разрушительное действие водной эрозии часто зависит от подготовленности почвы ветровой эрозией. В условиях расчлененного рельефа разница в увлажненности верхних слоев почвы очень велика, так как скорость и иссушающее действие воздушного потока определяются рельефом. Вследствие комбинированной работы воздушных и водных потоков результат их действия часто отличается от привычной картины работы вод.

Бровка или долинное ребро прямого, крутого (10—30°) южного склона балки подвержено наиболее сильному действию ветра и других разрушительных факторов. Достаточно длительное их воздействие формирует длинный выпуклый склон с увеличенным водосбором. Если процесс денудации выпуклой части склона продлится достаточно долго, то последний приобретает однообразный уклон, внизу плавно переходящий в вогнутый шлейф (1—2°).

На прямых пологих склонах с большим водосбором наибольшему разрушению подвергается нижняя часть, вследствие чего постепенно они приобретают вогнутую форму, а делювиальный шлейф на них надвигается, и склоны стареют, по форме приближаясь к профилю равновесия.

#### § 14. Развитие эрозионных ландшафтов

В результате длительных процессов денудации и глубинной эрозии склоны оврагов, балок и долин постепенно удлиняются, водоразделы расчленяются, сглаживаются и перереформируются, придавая новый вид рельефу.

Весь процесс развития эрозии поверхности, по С. С. Соколову, можно разделить на несколько стадий.

**Первая стадия.** На юных равнинах водораздельные пространства между оврагами сохраняют плоский рельеф, а бровки их склонов четко выражены.

**Вторая стадия.** После превращения оврагов в балки, хотя весь рельеф и сохраняет прежний вид, но долинные бровки уже сильно сглажены. В водораздельных пространствах сохраняются западины, поды и т. д., и сток атмосферных осадков еще не выработал явно выраженных путей.

**Третья стадия.** По мере развития эрозии склоны приобретают выпуклую форму, распространяясь на плоские водораздельные пространства, а гидрографическая сеть, вклиниваясь, все более и более ее расчленяет.

Таким образом, развитие рельефа идет по пути удлинения склонов гидрографической сети.

При выпуклой форме склонов, в зависимости от степени расчленения водоразделов, можно выделить три их вида:

1) равнины сохранились в виде плоских обширных пространств, расчлененных лишь по краям балками и оврагами (рис. 21, I);

2) водораздельные пространства представляют местность с четкообразно расположенными вершинами, но, однако, нигде глубоко не прорезаны балками и оврагами (рис. 21, II);

3) плоские нерасчлененные эрозией участки остались только в виде изолированных останцов, а балки и овраги соединяются своими вершинами, пересекая водоразделы и образуя водораздельные седловины. Гидрографическая сеть нередко смыкается на водораздельной линии, и вся территория представлена склонами различной крутизны (рис. 21, III).

При дальнейшем развитии денудации выпуклые склоны превращаются в прямые, и водоразделы принимают крышевидную форму, так как склоны смыкаются непосредственно на водораздельной линии (рис. 21, VI). Прямые склоны в дальнейшем превращаются в вогнутые и водоразделы превращаются в узкие гребни, расчленяющиеся на отдельные останцы.

Таким образом, развитие рельефа водораздельных пространств является в сущности развитием склонов гидрографической сети и ее удлинения.

Для равнинной части СССР С. С. Соболевым выделяется ряд типов водоразделов (рис. 21).

*Первый тип* с нерасчлененной поверхностью, слабым вклиниванием речной сети, уже описанный как первая разновидность водораздела с выпуклыми склонами; свойствен Прикаспийской низменности, левобережным террасам Нижнего Днепра, низовьям Кубани, а также наиболее юным речным террасам Украины.

*Второй тип* также с выпуклыми склонами, но с заметным врезанием речной сети, расчленяющим водораздел на четко-видные вершины, однако с относительно слабым понижением седловин. Этот тип встречается на молодых террасах Днепра, Сев. Донца, Дона, Волги и Причерноморской низменности.

*Третий тип*, в котором эрозионная деятельность оставила незахваченными отдельные изолированные участки распространены между реками Днепром и Сев. Донцом и между Окой и Москвой.

В *четвертом типе*, примерно того же характера, выпуклые склоны гидрографической сети на значительных протяжениях смыкаются между собой вблизи водораздельных седловин. Этот тип распространен в центральной части Средне-Русской возвышенности и в северной части Поволжской возвышенности.

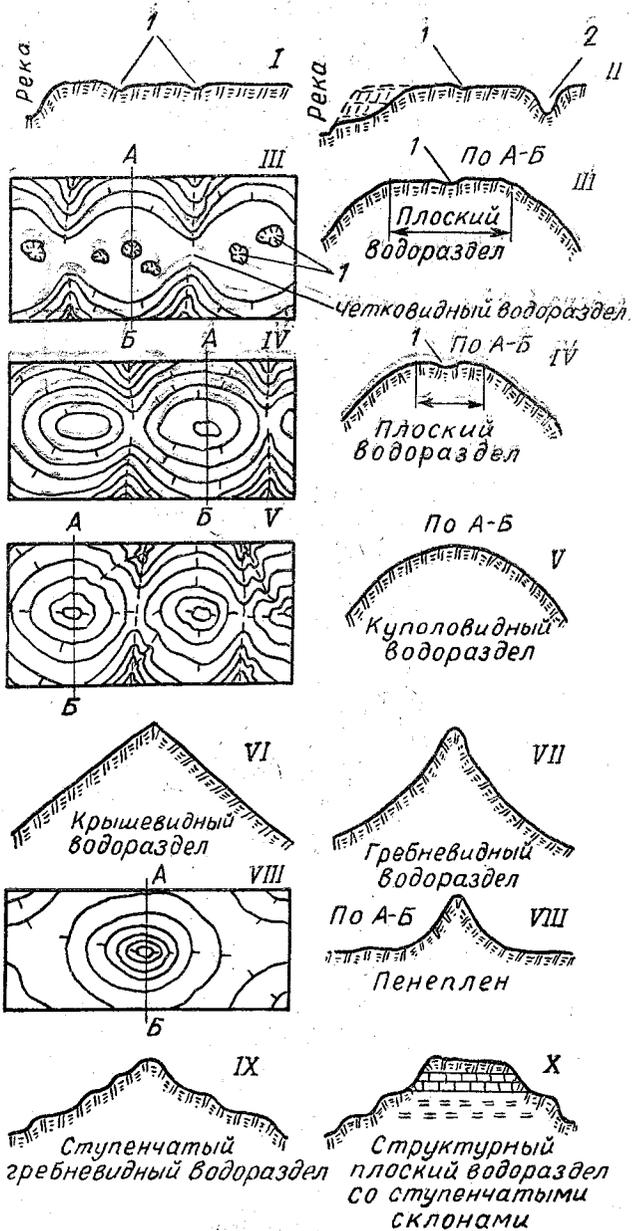


Рис. 21. Типы эрозионных ландшафтов в разных стадиях размыва.

1-X—типы водоразделов; 1—блюдце; 2—балка

В пятом типе водоразделы куполовидной формы и в ряде мест утратили свой плоский вид. Такого вида водоразделы характерны для западной части Средне-Русской возвышенности (у Орла).

В шестом типе водоразделы имеют крышевидную форму, крутизна их прямых склонов 2—3°. Встречаются они в средней части Приволжской возвышенности.

Седьмой тип водоразделов имеет уже гребневидную их форму с крутизной склонов 1—2°. Такие водоразделы распространены в южной части Приволжской возвышенности.

Восьмой тип водоразделов в виде изолированных холмов среди равнины — «пенеплены», встречается у г. Камышина, в части Донецкого края.

Гребневидные водоразделы имеют ступенчатые склоны, встречаются они в Высоком Заволжье, Общем Сырте и вообще типичны для районов с быстрым эпейрогеническим поднятием.

Если проследить смену рельефа от Москвы до Донбасса, то окажется, что между реками Москвой и Окой преобладают плоские, иногда заболоченные, четковидные водоразделы (III тип). Склоны гидрографической сети преимущественно выпуклые.

За Окой, ближе к Туле, балочная сеть гуще и глубже проникает в водоразделы, местами их прорывая. Плоские водораздельные пространства сохраняются только в виде отдельных изолированных участков, но еще довольно большого размера (IV тип).

На юго-востоке, от Орла к Миллерово, преобладают уже прямые склоны и по мере приближения к Донбассу сменяются вогнутыми (VII тип). В Донецком крае в ряде районов встречаются пенеплены.

Характерно, что смена эрозионных форм рельефа от более юных на севере до более зрелых на юге происходит в несоответствии с возрастом пород, но в соответствии с молодыми колебательными движениями суши.

На севере каменноугольные отложения являются наиболее древней сушией, южнее палеоген и отчасти меловые породы, несмотря на свою относительную геологическую молодость, имеют более зрелые эрозионные формы. Та же смена наблюдается и в Приволжской возвышенности. Это обстоятельство приводит к заключению, что в формировании современного рельефа и гидрографической сети доминирующая роль принадлежит более поздним четвертичным эпейрогеническим движениям.

Существует определенная зависимость между глубиной эрозионного расчленения водоразделов и склонов. При глубине местных базисов эрозии, не превышающей 50 м, как правило, водоразделы слабо расчленены эрозией, имеют плоский аккумуля-

мультипликативный рельеф, склоны здесь также обычно имеют наиболее юную выпуклую форму.

При более глубоких базисах эрозии ее процессы захватывают водоразделы. Протяженность рек по сравнению с овражно-балочной сетью в районах со скульптурным (эрозионным) рельефом обычно ничтожна и редко достигает 1—5%. По глубине местных базисов эрозии выделяются горные области Урала, Крыма, Карпат, Копет-Дага, Кавказа. На Кавказе эта глубина достигает 2000 м.

Значительны эти глубины в областях, тяготеющих к горным сооружениям в Прикарпатье и Приднепровье, Предкавказье, Высоком Заволжье, Приволжской возвышенности.

Для районов с небольшой глубиной базисов эрозии характерно блуждание рек.

Наименьшие глубины находятся в областях, также связанных с горными сооружениями (предгорных впадинах) — Колхида, низовья Риона, Кура-Араксинские низменности, Терско-Кумская равнина.

Малая глубина вреза долин наблюдается на таких равнинах, как Мещерская низменность, Молого-Шекснинское междуречье, Верхне-Волжская равнина.

В Западной Сибири вблизи речных долин глубина эрозии 50—100 м, и местность сильно расчленена, но на некотором расстоянии эрозионный рельеф сменяется плоско-равнинным — аккумулятивным.

Наиболее расчлененные местности, в которых густота речной сети от 0,6 до 1,1 км на 1 км<sup>2</sup>, проходит полосой по линии Иваново—Москва—Курск—Харьков.

Крупные массивы с большой густотой овражно-балочной сети находятся на Правобережье Украины, в Молдавии, на Вольно-Подольском плато, Донецком кряже, Приазовье. Здесь густота речной сети изменяется от 0,6 до 0,9 км на 1 км<sup>2</sup>. Высока густота этой сети на правобережье р. Волги в Горьковской области, Жигулевских горах (0,6—0,8). На правобережье р. Волги от Самарской Луки до Ергеней густота речной сети 0,5—0,6 км на 1 км<sup>2</sup>.

Наименьшим развитием овражно-балочного рельефа отличаются север и северо-запад Европейской части СССР. Здесь развит аккумулятивный, наложенный, аллювиальный, флювиогляциальный, озерно-ледниковый и холмисто-моренный рельеф. Овраги и балки являются исключением.

Северо-западная граница сплошного распространения овражно-балочного рельефа проходит извилистой линией через Шепетовку—Житомир—Киев—Нежин—Новгород-Северский—Смоленск—Калинин—Вологду—Горький.

Очень слабо развит этот рельеф в Прикаспийской низменности, устье Кубани, а также в северном Крыму, в Мещерской низине и Окско-Цнинском междуречье.

## § 15. Некоторые сведения о геоморфологии речных долин

Долины почти всех крупных рек состоят из участков различного строения, генезиса и возраста.

В большинстве долин рек западной части СССР можно проследить от истока до устья лишь 1—2 молодые террасы. Высокие древние террасы наблюдаются лишь на древних участках долин. Чем больше суммарная глубина долины (высота склонов над меженью реки), тем больше в ней террас, тем более энергично протекал каждый цикл эрозии.

В районах с неглубокими речными долинами ( $< 50$  м) обычно наблюдается не вся серия террас, часть из них погребена, как, например, на Окско-Донской и Мещерской низменностях.

При переходе из районов с глубоко врезанными долинами к более мелким врезам террасы рек как бы изгибаются и даже переkreщиваются.

Существует некоторое соответствие между абсолютной высотой местности и глубиной вреза долин, что в пределах равнин часто нарушается. Так, на севере Средне-Русской возвышенности с высотой 250—310 м глубина долин 50—75 м, а в более низкой ее южной части (200—230 м) они врезаются до 100—180 м. На Волыно-Подольской возвышенности севернее Винницы, при отметках 300 м, врез долин 25—75 м, но в Приднестровье, где высота 200—230 м, глубина эрозии 125—200 м.

Глубина древних речных долин не зависит от петрографического состава пород. К примеру, р. Сев. Донец в рыхлых третичных песках имеет глубины долины 100—120 м, а в области плотных каменноугольных сланцев и песчаников Донецкого кряжа — 150—200 м. Это объясняется тем, что гидрографическая сеть ЕТС пережила несколько циклов эрозии, причем каждый вырабатывал профиль равновесия и эрозия сменялась аккумуляцией, т. е. эрозия каждый раз преодолевала сопротивление пород, почему террасы являются, главным образом, аккумулятивными и эрозионно-аккумулятивными.

Современный цикл глубинной эрозии в долинах рек тесно связан с современным циклом глубинной эрозии в оврагах и балках, так как реки являются базами эрозии. Вследствие распахивания земли и истребления лесов этот цикл является ускоренным и потому особо вредным.

Общие колебания поверхности морей в четвертичном периоде достигали значительных величин. Так, регрессия моря в период оледенений достигала 100—180 м, а в междуледниковую эпоху трансгрессия доходила до 55 м, что не могло не отразиться на формировании террас.

Глубина эрозии в горных сооружениях Урала, Крыма, Карпат и т. д. весьма велика, велика она и в прилегающих областях — Прикарпатье, Ставропольском плато и др. Однако и районы с наименьшей глубиной эрозии также тяготеют к горным сооружениям, как, например, в Колхидской низменности.

Горные сооружения на территории западной части СССР в течение всего четвертичного периода и в настоящее время испытывают интенсивное эпейрогеническое поднятие. При своем поднятии они двойко влияют на прилегающие части предгорных впадин и платформ: в одних случаях (Прикарпатская область, Ставропольская глыба, Приуральская область с Высоким Заволжьем и Общим Сыртом) увлекают их за собой, в других случаях опускают (Колхида, Кура-Араксинская и Прикаспийская низменности).

Восточно-Европейская платформа представляет такую область, в которой наиболее интенсивные поднятия приурочены к Донецкому складчатому горному комплексу.



## Глава IV

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПАЛЕОГИДРОГРАФИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

#### § 16. Унаследованность современными гидрографическими системами древних направлений течения

Реки являются весьма устойчивым элементом ландшафта, тем не менее чувствительно реагирующим на горообразовательные процессы. Если какой-либо район издавна представлял область сноса и влаги было достаточно, то долины рек все время существовали. В пределах распространения денудационных процессов очень редко стираются речные системы, хотя они и подвергаются существенным изменениям. Так, например, в силу тектонических движений направление ствола реки иногда меняется на обратное, древние долины расчлениаются перехватами, но их фрагменты неизбежно сохраняются в современном рисунке речной сети. Возможно, что системы озер северо-западного простираения на территории Карелии и Финляндии располагаются в депрессиях, существовавших в палеозое и мезозое в виде долин рек. Возможно, что в пределах Финского и Ботнического заливов во второй половине мезозоя и в палеогене располагались реки, впадавшие в море, находившееся тогда на месте современной Южной Швеции и Северной Германии.

Большинство крупных рек Казахстана возникло уже в мезозое. Вероятно также, что Лена, Вилюй и Алдан, стекающие с сопредельных кристаллических массивов, также существовали в мезозое, а возможно, и в палеозое.

В середине и конце юрского периода значительная часть Алданской плиты была покрыта обширным пресноводным бассейном, в который с юга впадали небольшие речки меридионального направления. Эти речки постепенно удлинились за счет сокращения бассейна, вследствие чего возникла сеть долин меридионального направления.

Многие поперечные реки Ферганской, в особенности Нарынской, котловины древнее некоторых горных хребтов, ими пересекаемых. Вероятно, что даже быстрые поднятия не в состоянии преградить путь многоводным рекам (рис. 22).

Маломощные морские осадки, покрывая эрозионный рельеф, сохраняют прогибы на долинах, поэтому после регрессии реки нащупывают погребенные депрессии. Примером может служить речная сеть восточной части Таджикской депрессии. Здесь с начала нижнего мела происходило накопление красноцветных, преимущественно континентальных отложений, сменившихся в верхнем меле и палеогене морской трансгрессией.

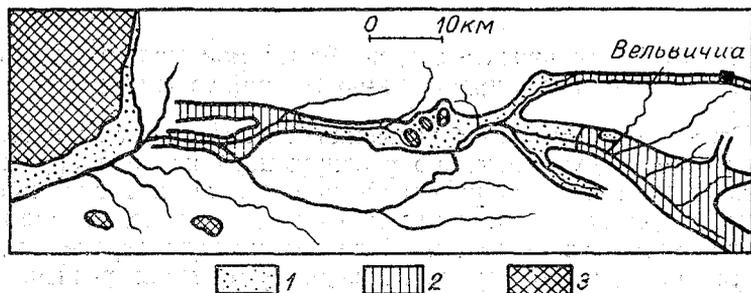


Рис. 22. Пример расположения современных рек в древних долинах в Юго-Западной Африке:

1—доверхнепалеозойские речные долины, отпрепарированные современной денудацией; 2—отложения нижней части карру; 3—то же, более верхние горизонты (карру—общее название полупустынных плато и межгорных впадин в Южной Африке)

В неогеновое время вновь происходило отложение континентальных осадков, продолжающееся и в настоящее время.

Главной речной артерией в нижнемеловой период был древний Вахш, протекавший с северо-востока на юго-запад, после палеогеновой трансгрессии эта сеть в общем восстановилась (рис. 23 и 24).

Пра-Днепр на протяжении второй половины палеозойской и в мезозойскую эры протекал в основном в юго-восточном направлении, захватывая долину Припяти. Уже тогда существовала на Русской платформе хорошо разработанная речная сеть, как об этом свидетельствуют предгорные погребенные долины в районе Москвы, углубляющиеся в юго-восточном направлении (рис. 25). Очень вероятно, что так называемые люберецкие формовочные пески являются результатом деятельности рек этого времени.

Большое количество древних переуглубленных долин вскрыто буровыми скважинами в районе Валдайской возвышенности. Здесь встречены долины двух типов: полностью погребенные под четвертичными отложениями и невыраженные в современном рельефе и полупогребенные.

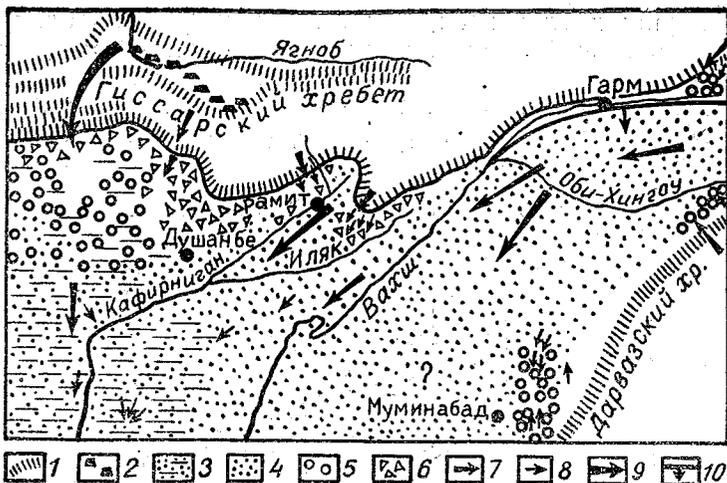


Рис. 23. Палеогеографическая схема Западного Таджикистана конца валанжина — готерива:

1—границы орогенных областей сноса; 2—юрские депрессии в области сноса, не подвергшиеся размыву; 3—озерно-аллювиальная равнина в области отложения; 4—преимущественно аллювиальная равнина; 5—галечные конусы выноса; 6—делювиально-аллювиальные брекчи; 7—направление привноса по ориентировке галек; 8—то же по данным кривой слоистости; 9—предполагаемое направление стока нижнемеловых рек; 10—Вахшский надвиг. Длина стрелки указывает величину необходимого смещения для реконструкции меловых ландшафтов

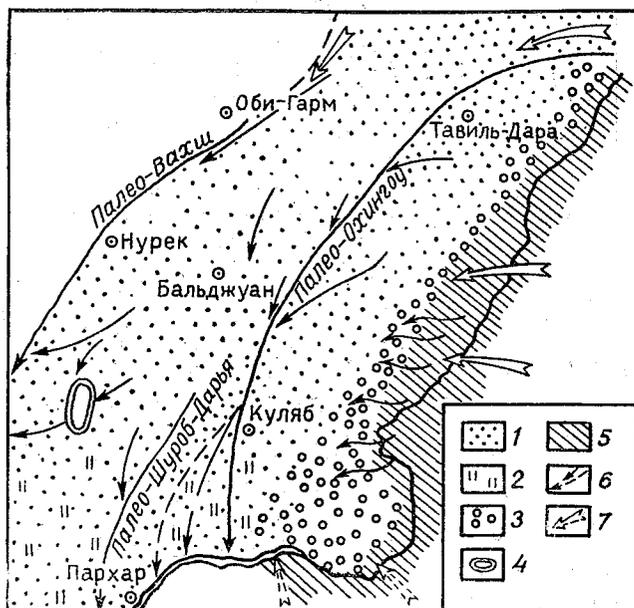


Рис. 24. Палеогеографическая схема восточной части Таджикской депрессии для среднего неогена:

1—песчано-глинистые аллювиальные равнины; 2—то же, но мелкосопочные; 3—галечные конусы выноса; 4—замкнутые засоленные бассейны; 5—области сноса; 6—палео-реки; 7—общее направление сноса

Ширина и, главным образом, глубина древних долин значительно превышает ширину и глубину современных. Глубина древних долин доходит до 300 м (а современных 20—30 м), ширина соответственно до 2 км. Дно древних долин располагается в большинстве на уровне моря, а в отдельных случаях и ниже.

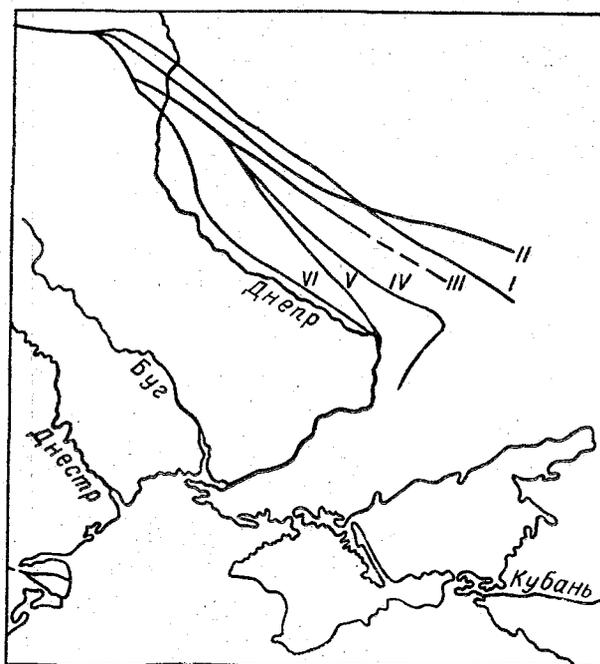


Рис. 25. Изменение положения Пра-Днепра:  
I—юра; II—начало мела; III—верхний мел; IV—палеоген;  
V и VI—четвертичный период

В юго-западном Подмосковье выявлено три системы доледниковых долин (рис. 26.) Одна из них (Пра-Десна) имела южное направление стока, другая (Пра-Угра) — восточное в бассейн Волги и Дона и третья, не имеющая аналога в современной сети, стекала на север, вероятно в бассейн Балтийского моря.

Возможно, что иным положением Дона в неогене нужно объяснить образование в пределах Окско-Донской равнины Ергенинских песков, протягивающихся отсюда к югу на Волго-Донской водораздел и далее вдоль Ергеней вплоть до их южного окончания.

Ергенинские отложения в своем залегании и распространении не обнаруживают связи с современным рельефом. Они заполняют широкую депрессию глубиной 50—70 м, которая

сечет современные долины Хопра, Медведицы, Иловли и других рек. Севернее Волгограда эту депрессию срезает долина Волги.

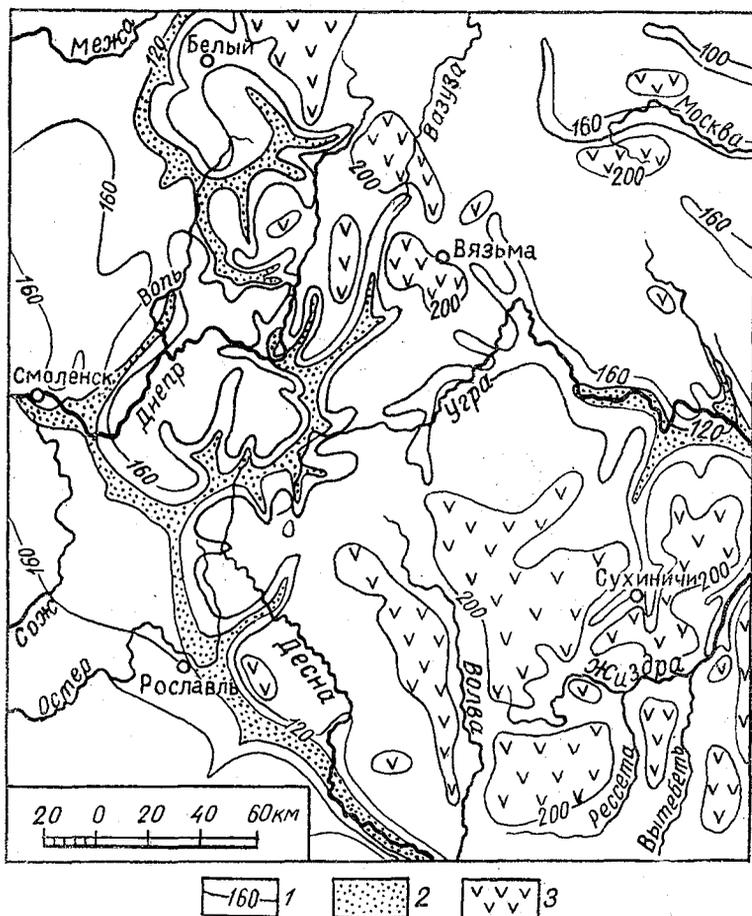
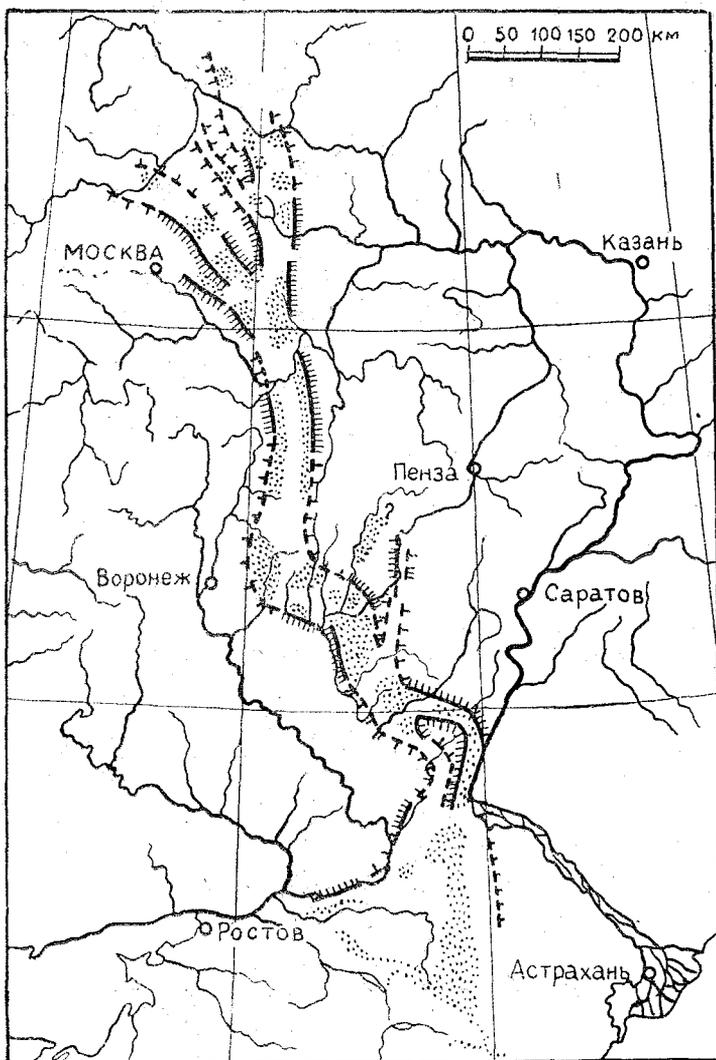


Рис. 26. Схема доледникового рельефа юго-западного Подмосквья:  
1—изогонсы подошвы четвертичных отложений (через 40 м); 2—талвеги доледни-  
ковых долин; 3—участки древних водоразделов с абсолютной высотой кровли  
коренных пород 200 м

Река Ергень скорее всего была прообразом Дона и включала современную Верхнюю Волгу (рис. 27). Возможно, в юрское время в систему Пра-Дона входили направленные на юго-восток предъюрские долины в районе Москвы.

В Среднем и Нижнем Поволжье древняя Кама принимала реки, сбегавшие с Урала (рис. 28). Некоторые исследователи полагают, что современная Волга образовалась в эпоху максимального оледенения.



1    
 2    
 3

Рис. 27. Схематическая карта Ергень-реки:

1—борта русел ергенинских потоков; 2—предполагаемые их продолжения;  
 3—площадь распространения ергенинских песков

Можно наметить главные этапы развития речной сети по мере хода геологической истории геосинклинали (рис. 29).

Наиболее ранние поднятия всегда имели форму дуг, отделявших от открытого океана внутридуговые бассейны (напри-

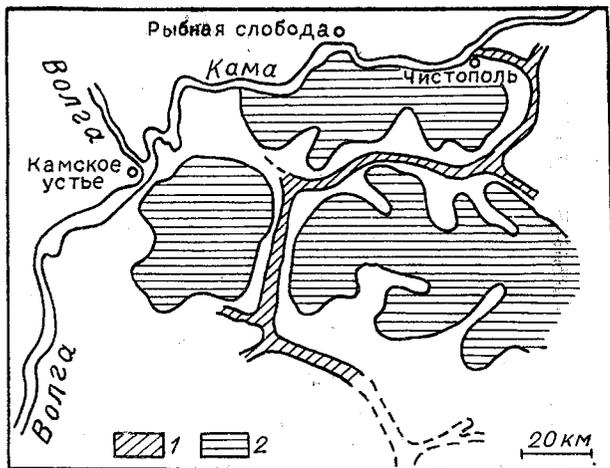


Рис. 28. Древняя долина р. Камы и ее притоки в ачкагыльское время:

- 1—участки долин с современными отметками меньше 100 м;
- 2—древние водоразделы с современными отметками выше 0 м

мер, Берингово, Охотское, Японское и др. моря). В них впадали реки в общем перпендикулярного направления. По мере поднятия дуг внутридуговая область превращается в амфитеатр, радиально дренируемый реками, стекающими с тыло-

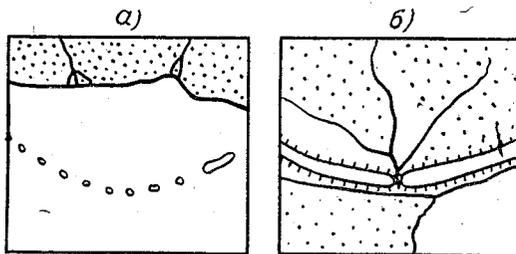


Рис. 29. Главные этапы преобразования рек по мере развития тектонических дуг:

- а—стадия зарождения дуги; б—период ее поднятия

вой стороны дуги и с прилегающей платформы. Течение направлено в сторону погружающихся областей, расположенных на периферии внешней дуги, через среднюю, наиболее погруженную ее часть, реже через район сочленения дуг.

При дальнейшем поднятии на месте бывшего внутридугового бассейна могут возникнуть бессточные впадины с их радиальной речной сетью (рис. 30). Примером этого могут служить реки Центрального Ирана и Большого Соляного озера в США.

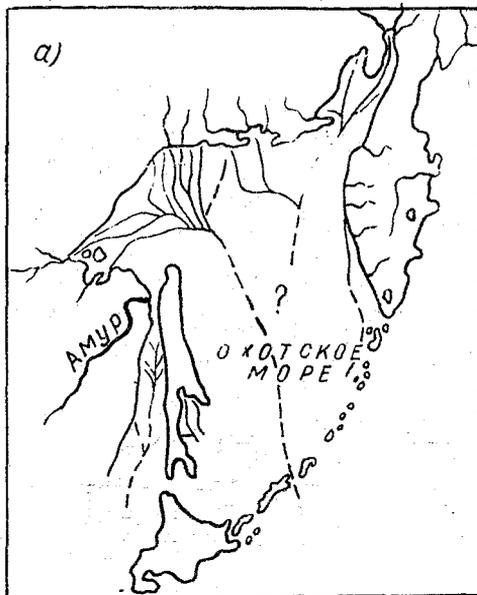


Рис. 30. Остатки древних речных долин, затопленных Охотским (а) и Беринговым (б) морями

На внешней стороне дуги во время подъема образуются очень крупные реки, параллельные ее простиранию (Ганг, Инд, Евфрат и др.). Дренируя высокогорные хребты, они

несут огромное количество наносов. Направление их течений в общем зависит от хода поднятия прилегающей горной дуги и иногда меняется. Так, например, направление стока с Альп оставалось все время одинаковым, а в предгорной низменности в области накопления неоднократно менялось. Первоначально речные воды устремлялись вдоль фронта Альп на восток, а затем господствующее направление стока изменилось на западное. Та же продольная ориентировка вдоль внешней части Атлантической дуги наблюдалась в эпоху ее неполного поднятия.

## § 17. Влияние оледенений на развитие гидрографической сети

Ледниковые периоды с их этапами отступаний и наступаний материкового льда сформировали условия для значительной трансформации речной сети, о чем красноречиво свидетельствуют и масштабы этого процесса. Площадь, охваченная древним оледенением, определяется в 38 млн. км<sup>2</sup> против современной в 16 млн. км<sup>2</sup>.

Толщина ледяного покрова доходила до 1—2 км. Подъем морей от таяния этой массы льда достигал 150 м. Валдайское (последнее) оледенение определило колебание уровня океана в 90 м, второе — Днепровское (оно же было и максимальным) — в 150 м.

В ледниковую эпоху Каспийское море испытывало фазу максимального сокращения. В послеледниковую эпоху, во время Хвалынской трансгрессии, оно было на 50 м выше уровня моря и занимало тогда всю Прикаспийскую низменность. В это время оно соединялось с Черным морем, а Балтийское море с Ладожским и Онежским озерами и с Белым морем. Озеро Балхаш занимало всю Балхаш-Алакульскую впадину.

В период оледенения древняя речная сеть оказалась погребенной под ледниковыми наносами и чехлом льда. На свободных, прилегающих к леднику поверхностях речные системы питались обильным стоком ледниковых вод, вырабатывая глубокие долины, в которых современные реки занимают малое место. Примером таких приледниковых рек являются современные реки Сура и Медведица, располагающиеся по ложбине восточного края Донского языка ледника, а р. Дон — у южного. Подпруженные ледником встречные потоки образовали обширные водоемы, и их воды вместе с талыми водами ледников уходили на юг, прорезая водоразделы. Следами таких путей являются долинные водоразделы на Северных Увалах, Вольно-Подольском плато и т. д. Эти долины с отступлением ледников обезвоживались, и затем появились реки с направлением течения на север. Котловинные формы местности в освободившихся от оледенения про-

странствах обусловили формирование четкообразных долин. В период последнего оледенения в бассейне р. Сев. Двины сток происходил на юг через Вычегду в Каму, через реки Юг, Ветлугу и через Мологу в Вятку, через Сухону в Кострому и Унжу и далее в Волгу. С отступлением ледника р. Сев. Двина вначале текла по нижней Пинеге в Кулой и Мезенскую губу, далее через Чижу и Чешу в Чешский залив.

В бассейне р. Волги в первую половину четвертичного периода до эпохи максимального оледенения существовала не Волга, а Кама. Верхняя Кама текла на север в бассейн р. Вычегды. Самой большой рекой был Дон.

Река Ока ниже г. Спасска текла на юг, ее верховьями была р. Унжа, которая вместе с Волгой на участке от г. Горького до Васильсурска была ее притоком. У г. Казани располагался водораздел Волги и Дона. Река Волга после отступления Хвалынского моря, по всей вероятности, протекала у Ергеней и образовывала дельту в районе устьевой части р. Кумы.

У северо-восточного края Днепровского языка оледенения образовалась ложбина стока по линии современных рек Десны, Сейма, Псёла до Ворсклы и Орели. В восточной части Вольно-Подольского плато сток с юго-западной части Днепровского языка совершался вверх по долинам рек Случь и Тетерев. Талые воды ледника переливались через водораздел в бассейны Днестра, Южного Буга, Ингула и Ингульца.

В период оледенения в Западной Сибири находились большие озера, а воды р. Оби через Тургайские ворота переливались к югу.

## § 18. Некоторые сведения о палеогидрографии Сибири и Средней Азии

Изменения главных сибирских рек тесно связаны с тектоническими процессами, в особенности в устьевых частях, где регрессии и трансгрессии моря определяли основные черты гидрографии.

В конце третичного периода на месте моря Лаптевых была сильно денудированная суша с невысокими горами и плато, а сеть крупных рек продолжала современные.

Верхнеплиоценовая трансгрессия застает нижнее течение Лены протянувшимся от Булуна на запад по долинам современных рек Аякит и Голимер к р. Оленек и далее к низовьям р. Анабар, где древняя Лена и впадала в море. Затем в доледниковую эпоху с опусканием базиса эрозии на 50 м река прорезала долину далеко на север и имела устье на параллели  $78^\circ$  к СВ от северо-восточной оконечности современного Таймырского полуострова.

Для современного периода характерно погружение странства, занятого дельтой и расположенного к востоку от нее района залива Неелова. К началу современной (последней ледниковой) эпохи на участке дельты р. Лены находилась низменность, сложенная слоями ископаемых льдов и мерзлого грунта, а на месте современных аллювиальных островов восточной части дельты оказался залив, где после спада вод последней трансгрессии (4—8 тыс. лет) и начали строиться эти острова.

В дельте сохранились останцы коренных пород и остатки некогда обширной прибрежной морской равнины. Что касается среднего и верхнего участков течения р. Лены, то в начале четвертичного периода, обогнув Патамо-Витимское нагорье с северо-запада и запада у устьев рек Нью и Жербы, она поворачивала на север и через Лено-Вилуйское междуречье подходила к нижнему своему участку, имеющему очертания, близкие к современным. В это время р. Олекма была началом восточной реки, следовавшей приблизительно по пути современной р. Лены.

В начале же четвертичного периода Аральского моря еще не существовало, и сток происходил в Каспийское море по рекам Чу, Сары-су, Тургаю, Иргизу, сливавшимся в месте современного Аральского моря, где была в то время обширная аллювиальная равнина. Отсюда речные воды текли по Пра-Узбою. Южно-Каракумский поток составляли воды рек Аму-Дарья, Зеравшана, Мургаба, Теджена и др.

Аральское море образовалось во второй половине четвертичного периода, и речная сеть приняла очертания, близкие к современным.

Река Сыр-Дарья до середины палеогенового периода не существовала, так как на месте современной Ферганской долины и большинства окружающих ее горных хребтов располагалось море, оставившее свои осадки (известняки, мергели, зеленые глины). В конце палеогена (олигоцена) накапливались ярко-красные, кирпично-красные глины, которые в центральных частях долины содержат многочисленные и часто мощные пласты гипса и поваренной соли, представляющие собой осадки обширного, но мелководного водоема, оставшегося в Фергане после того, как вокруг нее начали подниматься хребты.

В начале неогенового периода (миоцена) море существовало, но сильно уменьшалось. В середине неогена сухие дельты разрослись, заполнив озерную впадину. Фергана в это время представляла широкую плоскодонную долину, по которой блуждали временные потоки, впадавшие в небольшие озера.

Во второй половине и конце неогена (плиоцена) рост гор усилился, и процесс заполнения Ферганской долины заметно

ускорился. Потоки, блуждавшие по поверхности сухих дельт, начали концентрироваться в единое русло, прорвавшееся в Голодную степь. Можно полагать, что окончательное формирование одного мощного русла из блуждавших в центральной части Ферганской долины потоков произошло в самом конце неогена или в начале четвертичного периода. В продолжение всего четвертичного периода в районе Ленинабада Сыр-Дарья уже не меняла основного положения своего русла.

### § 19. Колебания уровней водоемов и суши

Медленные изменения высотного положения участков суши, и в частности берегов водоемов, в достаточно длительные периоды заметно отражаются на их ложе.

В настоящее время претерпевает поднятие Фенноскандия от 10 до 100 см в 100 лет. Повышаются берега оз. Имандра у Хибин, а на юге опускаются. Подобный же процесс совершается и с Псковско-Чудским озером, северные берега которого поднимаются, а южные опускаются. В районе г. Баку берег моря понижается на 2—3 мм/год; Сурамский хребет на Кавказе повышается примерно на 0,5 см/год; Кура-Араксинская и Колхидская низменности поднимаются до 1 см/год. Понижаются берега оз. Байкала и побережье п-ова Камчатка.

Тектонические колебания суши, как видно из этого далеко неполного списка, продолжают и в настоящее время, во многих районах с весьма большой интенсивностью.

Водоемы, заложенные в таких районах, претерпевают значительные изменения своей морфометрии даже в короткие периоды времени. Необходимо отметить, что колебания уровней водоемов происходят как от этой геологической причины, так и вследствие изменений гидрологических условий в их водосборах.

Однако в длинные геологические периоды влияние гидрократических факторов, обладающих разными знаками, видимо, мало сказывается. Наоборот, они явно доминируют (из-за своей большой амплитуды изменений) в относительно короткие периоды. Геократические факторы, по К. К. Маркову, имеют однообразную направленность и потому лучше выявляются в виде общей тенденции в длинные геологические периоды, заглушевываясь совершенно в короткие, так как величины даже вековых изменений уровней водоемов от этого фактора относительно малы. В частности, резкое падение Каспия с 1932 г. имеет гидрократическую природу и связано с изменениями климата.

Последняя—Хвалынская—трансгрессия имеет также преимущественно гидрократический характер, хвалынские террасы на восточном берегу Каспия горизонтальны, а синхрон-

ная трансгрессии фауна указывает на опреснение моря. Если предположить равенство современных составляющих уравнения водного баланса, то окажется, что на возросшую вдвое площадь Каспия дефицит стока выразится слоем воды, равным половине современной разности испарения и осадков  $\frac{978-170}{2}$  мм/год  $\approx 0,4$  м. В таком случае уровни Каспия падали бы на эту величину, и геократические поднятия должны были бы совершаться с этой скоростью, что невозможно. С другой стороны, в плиоценовое время преобладали геократические факторы.

В заключение следует отметить, что водоемы с малыми речными бассейнами, расположенные в активных тектонических районах, испытывают колебания уровней главным образом геократического происхождения. Применительно к океану, геократический фактор более могуществен, чем гидрократический, но проточные озера находятся под слабым воздействием гидрократического фактора, так как порог стока является регулятором их емкости.

---

## Глава V

### ИЗМЕНЕНИЯ ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ РЕК

#### § 20. Общие закономерности динамики продольного профиля рек

Н. И. Маккавеев, критикуя понятия о профиле равновесия и базисе эрозии, вносит в них следующие уточнения и изменения.

Современные представления о профиле равновесия как о таком его пределе, при котором эрозионная деятельность потока прекращается, не соответствуют физическому смыслу явления, так как существование руслового потока немислимо без наличия процесса трансформации энергии, приводящего к неравномерности движения воды. При этого рода движении энергия потока не уравнивается полностью на каждом участке русла, как это предполагает гипотеза о профиле равновесия. Неравномерное движение воды вызывает непрерывную эрозию и аккумуляцию и непрерывно изменяет конфигурацию профиля, который и не может быть стабильным.

В связи с этим продольный профиль, характеризующийся установившимися определенными соотношениями между уклоном и транспортирующей способностью потока, следует называть выработанным продольным профилем.

Что касается понятия о базисе эрозии как уровне моря (или другого водоприемника), куда впадает река, то оно также не совсем правильно.

Существование подводных эрозионных борозд, выносы речных наносов в море на сотни километров от устьевого створа неопровержимо доказывают способность рек производить эрозионную работу и ниже уровня водоприемника. На уровне водоприемника происходит лишь распластывание, растекание речного потока, влекущее за собой ряд существенных изменений в его гидравлике, но не определяющее прекращения поступательного движения речных вод, а следовательно, и прекращения эрозии.

Речной поток, вступая в водоем, замедляет свое движение, и на некотором расстоянии, довольно значительном, оно угасает вследствие расходования энергии на преодоление трения о водную среду и дно водоприемника.

Таким образом, уровень водоприемника представляется лишь той границей, выше которой движение речных вод подчинено более или менее уравновешенному соотношению уклона русла и сопротивлений движению, а за пределами створа уровня этот процесс определяется явным доминированием сил сопротивлений. Именно этот смысл и следует сохранить за понятием базиса эрозии в приложении к уровню моря или другого водоприемника.

Распластывание потока при впадении в водоем наблюдается и по длине реки на местных базисах эрозии, к которым можно отнести, например, и гребни перекаатов, плотин и т. д. Такие местные базисы эрозии могут вызывать и полный разрыв продольного профиля.

В каждом отдельном участке уклон реки зависит от целого ряда факторов, в основном могущих быть выраженными как

$$I = I_n + I_{\text{эп}} + I_f, \quad (30)$$

где  $I_n$  — потери напора от трения о ложе, преодоления сопротивлений от вязкости воды и других причин, а также расхода энергии на возбуждение турбулентных (циркуляционных) и волновых движений;  $I_{\text{эп}}$  — потери напора, связанные с эрозией и транспортированием наносов;  $I_f$  — приращение уклона вследствие изменений кинетической энергии потока.

Если потери напора на трение о русло будут снижены, то произойдет местное приращение кинетической энергии, а также увеличение доли напора, расходуемого на эрозию и транзит наносов, что вызовет местное понижение русла и местное понижение уклона.

Величина  $I_n$  в реках зависит от скорости течения, гидравлического радиуса руслообразующих наносов, шероховатости, формы русла в плане и других факторов.

Практика регулирования рек показала, что под влиянием стесняющих русло выправительных сооружений и спрямления излучин дно понижается. Так, уровень р. Лос-Анжелос в результате постройки в 1887 г. береговых дамб уже к 1889 г. снизился на 4 м. Наоборот, увеличение интенсивности русловых изменений, по-видимому, способствует ослаблению врезания русла, так как с усложнением его формы потеря напора возрастает. Тяжелый ледоход, например, способствует образованию рукавов и плохо обтекаемых неровностей русла, а потому является фактором, повышающим  $I_n$  и ослабляющим интенсивность врезания.

Неравномерность стока, с одной стороны, благоприятствует увеличению транзитной способности русла и ускоряет его врезание, с другой — ведет к усложнению мезорельефа и расширению русла, что замедляет врезание.

Затраты энергии на эрозию и транзит наносов  $I_{эп}$  могут быть весьма значительными, в особенности в случае перемещения руслообразующих наносов (почти вдвое), так как они способствуют развитию излучин, создают гряды, косы и т. д.

На Рейне при низких уровнях, когда заметного влечения наносов нет, коэффициент шероховатости равен 0,0236, при высоких же горизонтах, когда галечные гряды приходят в движение, этот коэффициент увеличивается до 0,0328. Аналогичные результаты были получены Г. В. Лопатиным по отечественным рекам.

С увеличением содержания наносов в потоке понижается критический размер частиц, вследствие чего, при неоднородном их составе повышение мутности вызывает увеличение  $I_{эп}$ . Это явление отчетливо выражено на горных и полугорных реках. На р. Алмаатинке скорость течения из-за насыщения наносами уменьшается до 67%, а А. Шоклич получил такое уменьшение до 44%.

Добавление большого количества наносов может вызвать значительное изменение продольного русла. Так, например, землетрясение 15/VIII 1950 г. вызвало огромные обвалы в Гималайских ущельях, и реки переполнились наносами до 30%. Русло р. Брахмапутры на протяжении 150 км повысилось на 2 м, а мелких рек — на 6—7 и более метров.

От гидравлической разработки золотоносных песков на реках Сакраменто и Сан-Хоакин уровни стали возрастать, уклоны увеличились и в ряде мест пришлось устраивать защиты от наводнений.

Однако, величина  $I_{эп}$  может увеличиваться и при уменьшении мутности, если одновременно увеличится крупность наносов, приносимых в реку верхними звеньями гидрографической сети. Влияние крупности наносов на продольный профиль особенно интенсивно проявляется в бассейнах, отдельные части которых имеют различные физико-географические условия, вследствие чего неодинакова крупность наносов каждого притока.

Так, р. Рона до устья р. Эн имеет уклон 0,00030, а Эн — горная речка, влекущая крупные наносы, увеличивает своим впадением уклон Роны до 0,00082. Следующий крупный приток — Сона — имеет тихое течение и малую крупность аллювия, и ниже ее впадения Рона уменьшает уклон до 0,00051. Следующий приток — Изер — имеет горный характер, и у Роны ниже его уклон снова увеличивается до 0,00078.

Подобное явление переменных влияний притоков на главную реку получило красочное название «игры притоков».

Примером подобного рода на нашей территории служит и р. Кура, увеличивающая более чем вдвое уклоны от внесения Араксом крупного аллювия.

Крупные частицы аллювия совершают свой путь по руслу длительное время. Так, например, крупная песчинка волжского переката, двигающаяся со скоростью около 100 м/год, от г. Горького до устья дойдет лишь через несколько тысяч лет. За это время произойдет ее истирание и разрушение выветривающими факторами.

Измельчение частиц наносов по пути вниз от истоков к устью описывается уравнением Штенберга

$$p = p_0 e^{-cs} \quad (31)$$

Здесь  $p_0$  — начальный вес частицы;  $s$  — расстояние, на которое она перемещается;  $e$  — основание натуральных логарифмов;  $c$  — коэффициент, зависящий от твердости породы, скорости течения и твердости аллювия.

В диаметрах эта зависимость имеет вид

$$d = d_0 e^{-\frac{cs}{3}}$$

В результате экспериментов А. Шокич предложил такую формулу для определения показателя  $c$ :

$$c = c_1 v^{0,25} \left( \frac{d + 15}{15} \right) \quad (32)$$

Здесь  $v$  — скорость перемещения частиц в м/сек;  $d$  — средний диаметр наносов;  $c_1$  — коэффициент, величина которого зависит от рода породы и формы частиц:

	Для округленных частиц	Для угловых частиц
Песчаник . . . . .	0,041	—
Гранит . . . . .	0,0026	0,025
Порфир . . . . .	0,00025	0,00032

Правильность сортировки наносов в горных и полугорных реках нередко нарушается из-за смены коренных пород, впадения притоков с другой крупностью аллювия, наличия теснин, поставляющих крупнообломочный материал. По индийским исследованиям, процесс истирания песка весьма медленный и мало заметный (табл. 21).

На равнинных реках уменьшение крупности наносов вниз по течению замечается лишь в общих чертах, и то главным образом в приустьевых участках.

Аккумуляцию русловых систем можно разделить на два типа: трансгрессивную — от верховьев к устью и регрессивную — от устьев к верховью.

**Изменение среднего диаметра песка  
в результате воздействия текущей воды**

Продолжитель- ность, часы	Скорость течения, м/сек		
	0,72	1,26	1,80
	Средний диаметр частиц, мм		
1460	0,2487	0,2438	0,2408
3770	0,2419	0,2358	0,2328
6550	0,2317	0,2317	0,2194

Процесс трансгрессивной аккумуляции влияет на изменение основных гидравлических характеристик русла, что хорошо иллюстрируется лабораторными опытами В. Н. Гончарова. Изменяя концентрацию наносов при постоянном расходе воды 15, 25 л/сек в лотке шириной 0,2 м и крупностью наносов 0,42—0,33 мм, он получил результаты, приведенные в табл. 22.

Таблица 22

**Изменение гидравлических характеристик потока  
при увеличении концентрации наносов**

Расход наносов, г/сек	Уклон, %	Глубина, см	Средняя скорость течения, м/сек
7,9	0,2	12,8	0,60
28,7	0,4	9,9	0,79
55,0	0,6	8,4	0,93
86,0	0,8	7,5	1,04
120,0	1,0	6,8	1,13
158,0	1,2	6,3	1,21
198,0	1,4	5,9	1,29

По данным С. Т. Алтунина, в одном из крупных каналов слой отложения в головной части достигал 2 м, а в 56 км ниже — 10—15 см, и далее наносы залегают лишь местами. Среднее приращение падения при этом оказалось равным 4 см на 1 км и все это произошло за 10 лет.

Продольный профиль реки является весьма чувствительным индикатором всех тех изменений географической среды, которые прямо или косвенно вызывают изменения режима стока и режима выветривания горных пород.

При трансгрессивной аккумуляции возрастание уклонов идет неравномерно по длине главной реки, во-первых, потому что изменение общих условий формирования твердого и жидкого стока по-разному сказывается на интенсивности выноса наносов на малых и больших ее притоках, а во вторых из-за различной скорости поднятия дна на суженных и расширенных участках долины (на суженных дно поднимается быстрее).

При энергичной регрессивной аккумуляции вследствие более быстрого заполнения сужений возможно образование озер и, по-видимому, даже полное превращение долины в цепочку изолированных депрессий.

Регрессивная аккумуляция наблюдается на первой стадии образования оврагов на крутых склонах: их конус выносов увеличивается. Она может происходить и при повышении базиса эрозии. Регрессивная аккумуляция рек может распространяться выше зоны подпора лишь на весьма ограниченное расстояние.

Постановка плотины в низовьях балок и оврагов согласно теории эрозионных циклов должна вызвать волну регрессивной аккумуляции вплоть до истока. Однако даже после полного заиления водохранилища в верхней части оврага продолжается эрозия.

Наиболее плавную кривую продольного профиля имеют горные реки и значительную ее изломанность — равнинные.

Реки, вытекающие из озер, в начале почти не содержат наносов, и их продольный профиль на некотором расстоянии от истока приобретает выпуклую форму (Голубой Нил из оз. Тана, Иртыш из оз. Зайсан, Волхов из оз. Ильмень).

Крупный порог или водопад разрывает продольный профиль на участки. Идущая от устья волна спада или подпора у перелома затухает или существенно трансформируется. Пороги и водопады задерживают глубинную эрозию. Ниже порога также обычно имеется зона, где продольный уклон возрастает с повышением уровня воды, что вызывает резкое сужение русла.

Глубина эрозионного вреза должна сказываться на продольном профиле реки до тех пор, пока существуют складки местности. Так как в верхней части расширения долины должно происходить распластывание паводка, а в нижней перед входом в сужение — подпор, то в общем с повышением уровня средний уклон в районе боковой эрозии уменьшается; наоборот, в суженных участках увеличивается, но в межень уклоны малы. В преддельтовых участках из-за распластыва-

ния паводка, уклон в половодье выше меженного. Здесь часто образуются районы глубинной эрозии.

Изменение кинетической энергии по длине потока ( $I_f$ ) в значительных размерах происходит в период прохождения половодной волны.

У равнинных рек с выработанным продольным профилем скорость течения при формирующем русло расходе приблизительно одинакова, от верховий до устья, однако с местными, иногда значительными изменениями. Вследствие этого, пополнение расхода воды главной реки водами притоков вызывает постепенное приращение глубины вплоть до некоторого пункта в среднем течении, ниже которого начинается приустьевой спад.

Таким образом, в верхней части реки некоторая доля кинетической энергии переходит в потенциальную (расходуется на увеличение глубины потока), а в низовьях потенциальная энергия переходит в кинетическую. Затраты напора на образование толщи потока требуют некоторого добавочного его падения в верховьях русловой системы, которое должно повышать глубину, так как в процессе слияния притоков происходит потеря энергии на образование вихревых «дорожек», циркуляционных токов и т. д. Например, на Средней Волге высота половодья 15 м и более, глубина меженного русла около 5 м, что

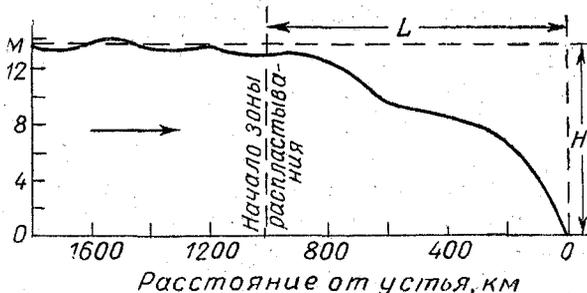


Рис. 31. Амплитуда колебаний уровней Нижней Волги

в сумме дает толщину потока, равную 20 м. У Астрахани подъем уровня во время паводка 2—2,5 м. Падение Волги от Осташкова до Астрахани составляет 213 м; следовательно, напор, необходимый для создания толщи потока, составляет не менее 10% от общего падения (рис. 31). Увеличение кинетической энергии вследствие приустьевого спада определяет в этом участке транспортирующую способность реки и способность при нулевом и даже отрицательном уклоне производить эрозию.

Зона приустьевого спада тем длиннее, чем больше глубина и чем меньше уклон потока в его среднем течении. У большинства равнинных рек длина этой зоны достигает нескольких сотен километров.

Для определения длины приустьевого спада Н. И. Маккавеев предложил формулу

$$L = \frac{kH}{I}, \quad (33)$$

где  $L$  — длина зоны спада в м;  $H$  — амплитуда уровней в среднем течении в м;  $I$  — уклон в том же участке реки;  $k$  — коэффициент, определяемый по уравнению

$$k = 1,9 \pm 0,000025 Q,$$

где  $Q$  — средний расход половодья в м<sup>3</sup>/сек.

В связи с тем, что изменение глубины оказывает существенное влияние на русловые процессы, следует при разделении реки на части относить к верховьям тот участок, где высота половодья увеличивается вниз по течению, к среднему — в котором она испытывает колебания лишь местного характера и к нижнему — от начала распластывания паводка до устья.

## § 21. Опыт математической интерпретации продольного профиля рек

Примером математического представления продольного профиля реки служит формула Грина для параболического его вида

$$h = a - K \lg(L - l). \quad (34)$$

Здесь  $h$  — высота пункта над уровнем моря;  $l$  — расстояние пункта от устья;  $L$  — полная длина реки;  $a$  — высота истока;  $K$  — константа, определяемая для каждой реки.

Нередко предлагаются формулы гиперболы, параболы, циклоиды и биномиальной кривой.

Помимо этой часто формальной группы формул и уравнений, различными исследователями предложен ряд математических трактовок, основывающихся на различных сторонах генезиса физического процесса. Форхгеймер, предположив, что ширина русла изменяется пропорционально расходу воды и что по длине удельный расход остается одинаковым, исходя из уравнения Штенберга, получил следующую формулу:

$$h = A_1 (e^{A_2 l} - 1), \quad (35)$$

где  $h$  — высота точки на профиле;  $e$  — основание натуральных логарифмов;  $l$  — расстояние от устья;  $A_1$  и  $A_2$  — коэффициенты, зависящие от свойств породы.

Из формулы (35) следует, что продольный профиль определяется только процессом истирания наносов, и на его конфигурацию не влияют ни формы русла, ни расход воды.

В следующей группе формул вывод основывается на допущении, что главным фактором, влияющим на форму продольного профиля, является расход воды.

Из формул этого рода наибольшую известность получила формула Иовановича. Исходя из закона сохранения энергии, Иованович предполагает, что при достижении предельного профиля равновесия поперечное сечение русла должно получить форму полуокружности. Затем он устанавливает минимальную скорость течения, при которой невозможна эрозия даже наиболее мелких частиц грунта. По лабораторным данным, эту скорость он принимает равной 0,1 м/сек и, используя формулу Гангилье—Куттера, при коэффициенте шероховатости для гладкой земляной стенки, получает

$$I = \frac{10^{-6} \cdot 0,658 (1,75 + 1,12\sqrt{Q})^2}{Q}, \quad (36)$$

где  $Q$  — руслообразующий расход.

О. П. Чижов на основе учета данных о составе грунтов и расходах воды предложил формулу

$$I = \frac{A}{Q^{0,3}}, \quad (37)$$

где  $A = k^2 v^2 n^2$  ( $n$  — коэффициент шероховатости по Маннингу).

Приняв за формирующий русло расход высокого половодья, наблюдающегося один раз в 50 лет, Чижов построил продольные профили нескольких рек северо-западной части Русской равнины с относительной ошибкой до  $\pm 25\%$ . В расчете Чижова необоснованным остается выбор величины расхода воды.

С. И. Рыбкин предложил выведенную статистическим путем такую же зависимость между уклоном и расходом для Русской равнины. Более или менее аналогичную формулу предложил Н. И. Маккавеев

$$I = \frac{K_0}{Q^{\frac{1}{2}}}. \quad (38)$$

При обосновании формулы (38) допущено, что выравнивание транспортирующей способности потока приводит к выравниванию скорости течения по длине реки (при формирующем расходе). Здесь  $K_0$  — сложный коэффициент, зависящий от шероховатости ложа, формы живого сечения и подбирается таким образом, чтобы уклон реки в нижнем течении был меньше среднего уклона местности.

В продольном профиле реки, близком к параболическому, местоположение точки наибольшего вреза тем ближе располагается к верховью реки, чем больше ее транспортирующая способность; и чем меньше расстояние от истоков до этой точки, тем глубже врезано русло в склон местности. В участке с наибольшей глубиной вреза средний уклон местности равен уклону реки, умноженному на коэффициент ее извилистости. Выше участка наибольшего вреза реки уклоны ее больше, а ниже — меньше, чем на его протяжении. Точка наибольшего вреза реки при однообразном падении склона местности является своего рода границей между участками ее течения с повышенной и пониженной эрозионно-транспортирующей способностью. Местоположение этой своего рода критической точки Н. И. Маккавеев определяет следующим путем. По Д. Л. Соколовскому, для больших равнинных рек с половодьем, возникающим от талых вод, можно принять, что

$$Q = A_1 F^{3/4}.$$

Так как длина русла и площадь водосбора связаны обычно зависимостью

$$L = A_2 F^{1/2},$$

то

$$Q = \frac{A_1}{A_2^{3/2}} L^{3/2} = A_3 L^{3/2}.$$

Заменяя в уравнении  $I = \frac{K_0}{Q^{2/3}}$  расход длиной русла и за-

меняя дробь  $\frac{A_1}{A_2^{3/2}}$  на  $A_3$ , получаем

$$I = \frac{K_0}{A_3^{2/3} L}.$$

Если уклон территории равномерен, а продольный профиль реки вогнутый, то максимальная глубина врезания, как уже отмечено, соответствует тому пункту среднего течения, где гидравлический уклон, умноженный на коэффициент извилистости русла, становится равным среднему уклону местности. Чем ближе расположен этот пункт к верховью реки, тем больше эрозионное расчленение местности. Обозначим  $I_t$  — уклон территории,  $I$  — уклон реки, и перепишем в общем виде зависимость между уклоном и длиной реки, а  $A_3^{2/3}$  заменим  $A_4$ :

$$I = \frac{K_0}{A_4 L^2},$$

где  $L_1$  — расстояние от истока до точки максимального вреза.

В пункте максимального врезания

$$IK_s = I_t = \frac{K_0 K_s}{A_4 L_1^n} = \frac{HK_s}{L},$$

где  $H$  — полное падение реки;  $L$  — полная длина реки;  $K_s$  — коэффициент извилистости русла. Отсюда

$$L_1 = \left( \frac{K_0 L}{A_4 H} \right)^{1/n} = \left( \frac{K_0}{A_4 I} \right)^{1/n}.$$

В частности, для больших равнинных рек со снеговым половодьем

$$L_1 = \frac{K_0}{A_4 I}.$$

Здесь  $K_0 = \frac{n^2 v^2}{K_3^{2/3}}$ ;  $K_3$  — коэффициент в уравнении связи

глубины и расхода воды  $K_3 = \frac{H}{Q^{0,67}}$ ;  $A_4$  по предыдущему

равно:  $A_4 = A_3^{2/3} = \frac{A_1^{2/3}}{A_2}$ .

Подставив значение коэффициентов в уравнение (38), получим расстояние от истока до пункта наибольшего вреза продольного профиля

$$L_1 = \frac{n^2 v^2 A_2}{K_3^{2/3} A_1^{2/3} I}, \quad (39)$$

где  $v$  — средняя скорость течения при руслоформирующем расходе;  $n$  — коэффициент шероховатости по Маннингу;  $A_2$  — коэффициент в уравнении связи длины русла и площади бассейна;  $A_1$  — коэффициент интенсивности стока.

Так как величины  $I$  и  $v^2$  приблизительно взаимно пропорциональны, а  $A_2$  для бассейнов правильной формы постоянная величина, то расстояние точки максимального врезания от водораздела в основном зависит от шероховатости русла, характера связи между глубиной и расходом воды и от интенсивности стока.

Исходя из существа значения  $L_1$  можно отметить, что чем меньше мутность потока и мельче средний диаметр наносов, тем ближе к гребню водораздела располагается точка максимального вреза. Форма кривой, характеризующая связь

между глубиной и расходом воды  $\left( K_3 = \frac{H}{Q^{0,67}} \right)$  зависит

в значительной степени от относительной ширины русла: чем она меньше, тем ближе точка максимального врезания к водоразделу. Интенсивность стока зависит от слоя зимних осадков, и, следовательно, чем он больше, тем ближе к водоразделу эта точка. Притоки, впадающие в р. Лену справа, имеют больший сток, чем левые; в связи с этим их верховья имеют больший уклон, а у левых продольный профиль сглажен. В лесной зоне вследствие большей высоты слоя стока область наибольшего врезания ближе к водоразделам, чем в степной. Реки, дренирующие хорошо орошенные территории, нередко пропиливают водоразделы и захватывают прилегающие части бассейнов рек, текущих в областях с меньшим стоком.

Гидрографическая асимметричность Урала, в южной и средней частях которого водораздел сдвинут к востоку, по-видимому, в основном вызвана большим количеством осадков в Предуралье, чем в Зауралье.

В Америке к югу от  $44^{\circ}$  ю. ш., на западных склонах Анд, сумма осадков местами превышает 5000 мм, а на восточных — 150 мм. В связи с этим реки западного склона прорезали насквозь колоссальные горные массивы, и водораздел между океанами проходит по низине, лежащей у восточных склонов этих гор.

Бассейн Дуная, имеющий меньший сток, чем у Рейна, постепенно захватывается притоками Рейна. Однако на конфигурацию водоразделов Русской равнины основное влияние оказали главным образом историко-геологические факторы, а не распределение осадков.

Многофакторность связей, определяющих распределение уклонов по реке, обусловила и сложность их генезиса, а соответственно этому и многообразие форм продольных профилей. Соответствующие классификации продольных профилей рек: в геоморфологии — по степени выработанности, в гидрологии — по характеру падения — Н. И. Маккавеев дополнил классификацией, основывающейся на учете степени интенсивности эрозии и степени выравниваемости транспортирующей способности.

### *1а. Продольные профили рек в стадии усиленной эрозии*

Частицы грунта дна имеют диаметр (в преобладающей массе) меньше критического; мутность чрезвычайно велика, вода играет роль смазки, ослабляющей трение. Таких больших рек нет, но отдельные участки временами могут приобретать эти свойства. В них профиль становится выпуклым.

Усиленную эрозию можно наблюдать при прохождении паводков по небольшим горным рекам с очень крутым уклоном, а также в небольших оврагах, заложенных в лёссовых

грунтах. В низовьях таких рек и у обвагов усиленная эрозия сменяется усиленной аккумуляцией, что иногда происходит без разделения на фракции, в виде массовых отложений совершенно несортированного материала (забоя), нередко создающего регрессирующий конус выноса. В продольном профиле, вследствие неодинаковой скорости размыва грунтов ложа, развивается ступенчатость.

### *1б. Продольные профили в стадии нормальной эрозии*

Русло реки слагается грунтами, крупность которых в основном больше критической.

Перемещение руслообразующего аллювия происходит со значительной потерей напора и мутность невелика. Размыв и аккумуляция перемещаются по длине реки — создается более или менее правильная волнистость профиля. К этому типу относятся продольные профили большинства рек.

### *1в. Профили рек в стадии ослабленной эрозии*

Химическая эрозия интенсивнее механической, которая слабее действует на русло, чем другие факторы.

Для профиля характерна большая высота ступеней, образовавшихся вследствие неодинаковой размываемости пород. Примерами являются профили таежных рек, перекрытые заломами, исчезающие реки карстовых областей, порожистые реки кристаллических щитов.

### *2а. Выработанные профили рек с относительно выравненной транспортирующей способностью*

Мутность по длине потока более или менее одинакова, а форма профиля находится в тесной зависимости от расхода воды, шероховатости и формы поперечного сечения русла.

Для рек с нарастающим к устью расходом и уменьшающейся крупностью аллювия свойственна вогнутая форма профиля. Глубина эрозионного вреза увеличивается при пересечении складок местности. Ступенчатость свойственна участкам «прорыва», участкам впадения притоков, сменам горных пород.

При однородном уклоне местности и грушевидной форме бассейна наибольшая глубина врезания находится в среднем течении и тем ближе к верховьям, чем интенсивнее сток.

В приустьевой части старые террасы перекрещиваются с новыми и погружаются под их уровень, причем точка перекрещивания перемещается вниз по течению. В среднем и верхнем течениях высота террас увеличивается к вер-

ховьям. При достижении рекой некоторого определенного для данного климата среднего уклона начинается отмирание системы в виде: а) отступления истоков от водоразделов, б) блокировки устьев, в) разрыва целостности речной системы.

По-видимому, редукция в общем сводится к уменьшению размеров бассейнов, сокращению речной сети, появлению местных базисов эрозии в виде озер.

*26. Невыработанные продольные профили рек с невыравненной транспортирующей способностью*

Такие реки характеризуются неодинаковой в различных частях интенсивностью эрозии или аккумуляции.

Увлажнение климата ведет к увеличению врезания профиля, а в случае разобщенных систем к их слиянию. Наоборот переход к аридным условиям ведет к регрессии водосборов, разрыву речных систем и заполнению наносами долин.

Усиление эрозии почв, по-видимому, вызывает поднятие уровней рек. По данным Городцова, долина средней Оки поднимается на 57 см в тысячелетие. На малых реках этот подъем достигает 1 м и более, в ряде случаев за несколько десятков лет.

## Глава VI

### ПРОЦЕССЫ РАЗВИТИЯ РУСЕЛ И ПОЙМ РАВНИННЫХ РЕК

#### § 22. Плановые очертания русел равнинных рек

Русла рек, протекающих по слабо наклонной местности, в той или иной мере извилисты. Во многих случаях эта извилистость так велика, что длина русла превышает хорду, стягивающую концы извилистого участка, в 2—2,5 раза.

Прямолинейные русла в равнинных местностях представляют собой редкое исключение и, наоборот, типичны для горных районов, где они обладают большими уклонами. Это обстоятельство натолкнуло на мысль о связи развития извилистости с уклоном местности. В частности, И. И. Якунин пришел к выводу о наличии такой связи и предложил эмпирическую формулу для определения степени извилистости русел по величине их уклона.

Рассматривая извилистость рек, следует различать так называемую орографическую и гидрографическую извилистость. Под орографической понимают извилистость самой долины, под гидрографической — собственно извилистость русла. При этом можно выделить следующие частные случаи орографической и гидрографической извилистости:

1. Полное совпадение — обычно у рек с неразвитой поймой, с узкими резко очерченными долинами. Такие реки свойственны местностям со значительным падением и часто с резко меняющейся твердостью пород.

2. Неполное совпадение наблюдается у рек с плоским поперечным профилем, уклоны их обычно меньше, чем у рек с полным совпадением. На местности, пересекаемой рекой, встречаются выходы пород неодинаковой сопротивляемости размыву. Такие реки на прямолинейных участках долин протекают у середины их дна, образуя большие излучины, попеременно подходя в их вершинах то к одному, то к другому склону. На излучинах долин русловая извилистость вписывается в орографическую.

3. Частичное совпадение характеризуется отсутствием или незначительной извилистостью долин, и гидрографическая извилистость оказывается согласованной с оро-

графической лишь в местах изменения основных направлений течения. Такая извилистость является наиболее типичной для равнинных рек, протекающих по слабо всхолмленной местности.

4. Полное несовпадение свойственно крупным равнинным рекам, протекающим по местности со слабым уклоном. Таково большинство рек Восточно-Европейской равнины и Западно-Сибирской низменности.

Н. А. Ржаницын к принятому в гидрологии делению извилистости рек — орографической и гидрографической добавляет свободную, ограниченную и вынужденную извилистость. Под свободным изгибом реки им понимается изгиб, формирующийся в условиях сложения обоих берегов русла аллювиальными легко размываемыми грунтами в широкой, плоской долине. За ограниченный принимается изгиб, создающийся при русле с берегами, сложенными плотными коренными породами, что определяет развитие преимущественно глубинной эрозии, и меандры оказываются врезанными. Наконец, к вынужденным относятся изгибы, создающиеся при подходе русла, под большим углом, к неразмываемому или трудно размываемому коренному берегу. Все три типа изгибов русла показаны на рис. 32.

У равнинных рек при различных типах извилин радиусы кривизны существенно отличаются (табл. 23), что объясняется отличиями в гидравлических условиях протекания потока.

Таблица 23

Относительные значения радиусов кривизны русла при различных типах извилистости

Река	Тип изгиба					
	Свободный		Ограниченный		Вынужденный	
	Предел	Среднее	Предел	Среднее	Предел	Среднее
Волга . . . . .	3 — 6	4	5 — 8	7	2 — 5	3
Кама . . . . .	3 — 7	5	5 — 12	8	2,5 — 4	3
Ока . . . . .	3 — 6	4,5	3 — 13	8	1,5 — 4	3
Днепр . . . . .	1,5 — 7	4	—	—	—	—
Дон . . . . .	3,5 — 7	5	6 — 20	9	1,5 — 4	1,5
Чикой . . . . .	2,0 — 5,2	4,5	4,8 — 8	6,2	—	—
Мокша . . . . .	2,0 — 8	3,5	—	—	—	—
Песочная . . . . .	4 — 7	5	—	—	2,5 — 4	3

В первых двух типах изгибов, по исследованиям Н. А. Ржаницына, глубины постепенно увеличиваются от на-

чала изгиба и наибольшие располагаются несколько ниже его вершины. В изгибах третьего типа глубины в начале резко возрастают, но далее постепенно уменьшаются и наибольшие оказываются расположенными в середине первой трети длины изгиба.

Немеандрические реки встречаются и на равнинных участках, например, у протекающей вдоль береговых валов моря, а также с рисунком окраинного типа.

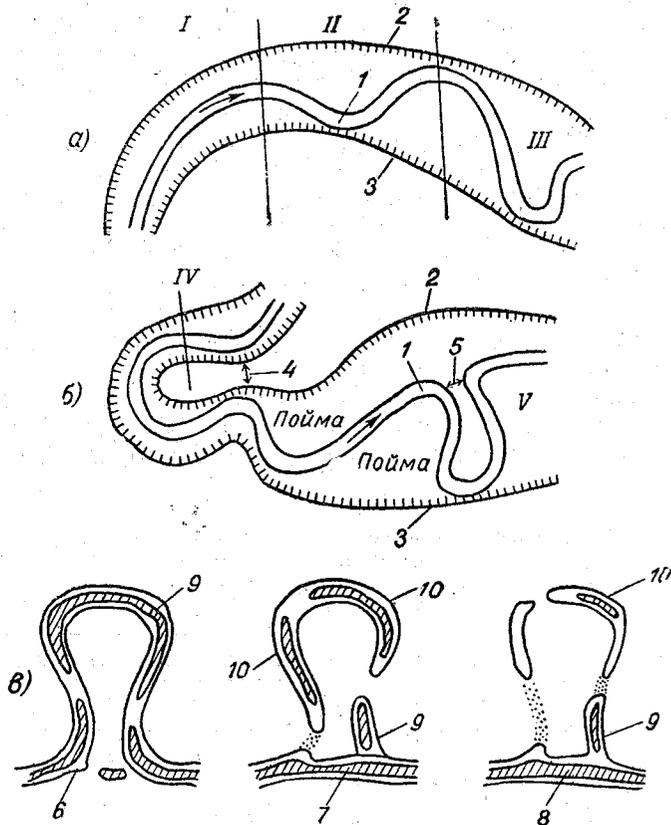


Рис. 32. Схемы различных видов изгибов речного русла:  
 а) I—извилина-изгиб большого радиуса межденного русла, согласная с изгибом долины; II—излучина—тоже изгиб большого радиуса, но в прямолинейном участке долины; III—колени-изгиб русла малого радиуса; б) IV—лука-излучина длинная и крутая излучина (или извилина) с узким перешейком; V—меандра (петля) в условиях свободного развития; 1—русло, 2—3—коренные берега, 4—перешеек луки-извилены, 5—перешеек луки-излучины; в) основные этапы развития меандры: 6—начало образования прорыва (прорвы), 7—сформировавшаяся прорва, 8—главное русло, 9—староречье, 10—пойменные озера

Уклоны сильно извилистых рек (Урал, Днепр, Десна, Сож), как отмечено, весьма невелики, порядка 0,00001—0,00006, однако на них встречаются местные повышения,

в частности на участках прорыва перешейков меандр. Например на реках Сура, Мокше, Унже, Ветлуге они увеличиваются до 0,00017—0,0004.

Причины извилистости рек пока еще не получили достаточного и четкого определения. Предложено более тридцати гипотез, стремящихся объяснить происхождение излучин, что само по себе свидетельствует о их несовершенстве. В подавляющем большинстве эти гипотезы исходят из принципа минимальной диссипации энергии. Так, например, Вундт писал о том, что «потоку свойственно стремление освободиться от наносов», вследствие чего он и обходит по кривым созданные им самым аккумулятивные скопления.

Рихтгофен считал, что реки для уменьшения своей эрозионной работы стремятся изменить уклон, образуя меандры. Этому утверждению противоречит тот факт, что реки с низким сопротивлением берегов отличаются малой извилистостью.

По Девису, поток стремится к образованию прямолинейного русла, и меандры — это только одна из стадий развития: когда глубинная эрозия сменяется боковой.

Из рассмотрения гипотез, базирующихся на принципе минимальной диссипации энергии, выявляются два противоположных вывода, а именно:

- 1) русло искривляется для уменьшения эрозионной работы путем уменьшения уклона;
- 2) русло спрямляется, так как прямолинейная форма является наиболее выгодной.

Некоторые ученые, в частности Вундт, считают, что потокам свойствен единственный периодический процесс, заставляющий русло регулярно отклоняться то в одну, то в другую сторону. Модель такого процесса может быть представлена линией, прочерчиваемой концом маятника, точка прикрепления которого двигается в одном направлении.

Наконец, многие считают, что причиной извилистости являются препятствия движению воды в русле и его развитию, что также не вяжется с действительностью.

Меандрирование осуществляется на реках с хорошо выраженным половодьем, обеспечивающим вынос наносов на пойму, при отсутствии стеснения плановых деформаций склонами речной долины или выходами трудной размываемых пород. В условиях ограниченных плановых деформаций развивается слабоизвилистая форма, близкая к синусоидальной с относительно устойчивым шагом<sup>1</sup> извилин, и основные плановые деформации русла сводятся к сползанию излучин вниз по реке.

<sup>1</sup> За шаг извилин принимается расстояние между двумя соседними вершинами извилины.

В этом случае выпуклые участки берега совмещены с побочными, вогнутые — с плесами. Между оконечностями побочной располагается седловина переката. Сползание побочной происходит одновременно со сползанием излучин. При медленно сползающих излучинах извилистость потока сохраняется и в половодье. В это время происходит размыв плёсов и намыв перекатов, но вогнутый берег размывается главным образом с низкой стороны, на верховую наползают побочни. В межень извилистость потока при обсыхании побочной увеличивается.

Меандрический характер русловых деформаций проявляется в определенных условиях с определенной закономерностью. В суженных участках долины перемещения русла обычно ограничиваются ее склонами, и полных, развившихся процессов меандрирования здесь не наблюдается. При выходе в расширенный участок долины ограничивающие условия исчезают, но процесс меандрирования развивается постепенно, нарастая вниз по участку. В верхней части участка формируются отдельные извилины, сползающие вниз по течению, в средней и нижней процесс усложняется формированием систем меандр, находящихся в различных стадиях развития.

В системе петель основной формой является синусоидальная кривая, предел развития которой определяется прорывом перешейка. Этим самым цикл развития сменяется, и часто направление развития петель приобретает обратный знак. В системе синусоид различных моментов цикла можно отметить стабильные, почти не перемещающиеся в пространстве точки. В своем развитии, в ряде случаев, петля как бы вращается у этой квазиконстантной в пространстве точки.

Ряд прорывов, более или менее одновременных, может создать на некоторый период малоизвилистое русло, хотя это есть только начальная стадия нового цикла развития меандрирования, при этом значительно сокращается длина русла. Так, на участке р. Миссисипи от Капро до Батон Руж (длинной 850 км) каждое столетие происходило 13—15 спрямлений, что соответствовало укорачиванию русла на 180 км.

Полоса поймы, захваченная деятельностью меандр, носит название пояса меандрирования, ширина которого ограничивается оконтуривающими линиями, проведенными по вершинам излучин. В период цикла развития меандр пояс меандрирования обычно передвигается в одном направлении.

Прорывом перешейка в излучине заканчивается один цикл развития и открывается начало нового, что может повести и к изменению знака в направлении перемещения пояса меандрирования.

Р. Бэтс установил, что отношение пояса меандрирования к средней ширине меженного русла  $\frac{B}{b}$  в среднем составляет:

Ширина русла в межень . . . до 30 м до 300 м до 1000 м

Отношение  $\frac{B}{b}$  . . . . . 16 12 11

Это соответствует положению В. В. Докучаева об относительном уменьшении ширины поймы с увеличением размера реки. Приняв ширину пояса меандрирования равной

$$B = 2R + b, \quad (40)$$

где  $R$  — радиус излучины, а  $b$  — ширина меженного русла, и предположив, что излучины образуют дуги полуокружности, из приведенных выше соотношений получаем значение радиуса меандры от  $5,0b$  до  $7,5b$ .

Принятая в гидрологии характеристика извилистости в виде отношения длины извилистого участка реки к длине хорды, стягивающей его начало и конец, и радиусами кривизны отдельных излучин не представляется достаточной. И. В. Попов предлагает ее углубить путем построения кривых обеспеченности кривизны русла, построив ее в осях координат, где по высоте отложено относительное значение кривизны русла в виде отношения меженной ширины к радиусу

кривизны  $\frac{b}{R}$  или обратная величина кривизны русла  $\frac{1}{R}$ ,

а по абсциссе — суммарная длина участков данной кривизны в процентах от общей длины рассматриваемого участка или всей длины реки. Им же в практику морфологических исследований русла введены и следующие характеристики извилистости и излучин, приведенные ниже с некоторыми дополнениями:

1) ширина пояса меандрирования как ширина части дна долины, захваченной извилинами реки;

2) относительная ширина полосы меандрирования, равная отношению ширины пояса меандрирования к ширине меженного русла  $\frac{B}{b}$ ;

3) длина излучин  $s$ , измеряемая от одного пересечения русла до другого его пересечения того же основания;

4) шаг излучин  $\lambda$  — расстояние между двумя смежными вершинами излучин;

5) относительная длина излучины, отношение ее длины к величине шага;

6) малый шаг излуины  $l$  — расстояние между центрами перешейков двух смежных излуин;

7) стрела прогиба излуины, измеряемая от створа наиболее узкой части перешейка меандры до внешней ее вершины;

8) угол разворота излуины  $\alpha$  определяется как угол между касательными по течению, построенными у верхней и нижней подошвы излуины (см. рис. 33);

9) скорость перемещения излуины  $v$  м/год — величина смещения бровок берегов излуины;

10) относительная скорость смещения излуины  $\frac{v}{\lambda}$  — отношение скорости смещения к длине ее шага;

11) скорость разворота излуины  $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t}$  — как приращение угла разворота за год.

В качестве дополнительных характеристик излуин можно добавить:

12) длина фронта размыва  $L_{раз}$  — сумма длин берегов излуины, подвергшихся размыву;

13) длина фронта намыва  $L_{нам}$  — сумма длин берегов излуины, подвергшихся намыву.

Эти характеристики дают возможность с достаточной отчетливостью определить количественно динамику извилистости в целом и отдельных извилин. Рельеф дна излуин, по Н. И. Мақкавееву, определяется распределением зон подпора и спада, в то же время он зависит от характера циркуляционных течений.

Влияние циркуляции, поставляющей наносы к выпуклым берегам, сказывается в том, что верхняя часть плеса распространяется у вогнутого берега несколько выше начала зоны спада, а начало побочня переката у выпуклого берега — несколько выше зоны подпора. Если придонные течения поставляют к выпуклому берегу мало наносов, изгиб русла заметно спрямляется за счет уменьшения отмели у выпуклого берега. В связи с увеличением живой силы на извилинах глубина стрежня русла обычно больше, чем на относительно прямолинейных участках.

Фарг предложил следующее уравнение, в котором глубина на фарватере в межень  $h$  представлена как функция кривизны русла:

$$\frac{1}{R} = 0,03 h^3 - 0,23 h^2 + 0,78 h - 0,76. \quad (41)$$

Это повышение глубины по фарватеру не означает увеличения средней глубины русла и более того, по некоторым

данным, средняя глубина прямолинейных участков даже несколько больше.

Сужение фарватера на извилистых участках нередко лимитирует судоходство.

Наибольшие глубины наблюдаются в излучинах синусоидальной формы. По данным Риплея, формы излучин становятся незакономерными, если радиус изгиба превосходит сорокакратную величину корня квадратного из площади живого сечения —  $R > 40 \sqrt{\omega}$ .

Н. В. Разин предложил формулу, по которой радиус излучины пропорционален корню квадратному из расхода воды (формирующей русло) и обратно пропорционален среднему уклону

$$R = KQ^{0,5} I^{-1}; \quad (42)$$

$$R = AQ^{1/2} I^{-0,7}; \quad (43)$$

При стабильном расходе связь радиуса кривизны с уклоном определяется формулой

$$R = AI^{-0,67}. \quad (44)$$

Из формулы (44) следует, что при очень малых и при очень больших значениях уклонов русло может быть прямым. В первом случае значение радиуса будет настолько большим, что образование поперечного уклона, достаточного для возбуждения интенсивной циркуляции, способной воздействовать на рельеф русла, становится невозможным. Во втором случае средний радиус кривизны становится меньше средней ширины русла, и образование извилины также делается невозможным.

Уклон полугорных и малых равнинных рек, по-видимому, наиболее оптимален для развития излучин. Оказывается, что кривизна русла в излучинах больше при его расположении по середине долины, чем при асимметричном положении.

Возле порогов на равнинных реках извилины русла становятся круче и вообще более резко выражены, как, например, в районе Днепровских порогов, в районе опок на р. Сухоне, на Боровичских порогах на р. Мсте и т. д. На порожистых участках р. Ловати радиусы изгибов фарватера составляют 25—30 м, а на пологих — 500—1000 м.

С увеличением расхода воды при повышенных уровнях поток нередко образует изгиб с большим радиусом кривизны, чем у излучины, вследствие чего размывается отмель выпуклого берега и в ней образуются протоки, сформированные по дугам большего радиуса. В общем, чем больше расход, чем выше уровень, тем прямее течет вода. Наоборот, при низких уровнях стрежень реки часто образует небольшие извилины,

искривляя относительно прямые борозды, проработанные потоком полых вод.

Однако увеличение радиуса с возрастанием расхода воды не является обязательным. Если уклон с повышением уровня растет, то возможна обратная картина — радиус изгиба динамической оси потока в половодье уменьшается. Это явление особенно характерно в приустьевых участках рек, где в половодье уклон увеличивается.

Между существующим радиусом изгиба русла  $R_c$  и радиусом, соответствующим данным гидравлическим условиям  $R_r$ , могут установиться следующие соотношения:

$$R_r = R_c; \quad R_r > R_c; \quad R_r < R_c.$$

В первом случае ( $R_r = R_c$ ) наблюдается относительная стабильность излучины, а динамическая ось потока в ее вершине, особенно при малой мутности, располагается в средней части русла, где наблюдается и максимальная глубина. В верхней половине излучины тальвег несколько смещен в сторону выпуклого, а в нижней — в сторону вогнутого берега.

Во втором случае ( $R_r > R_c$ ) поток спрямляет излучину или путем прорыва шейки меандры, или размывом выпуклого берега, причем распределение глубин оказывается нередко обратным принятому в схеме Фарга, т. е. максимальные глубины располагаются у выпуклого берега; у вогнутого лежит полоса песчаных отмелей. У вогнутого берега часто образуются водовороты и его линия становится неровной.

В третьем случае ( $R_r < R_c$ ), если разница радиусов небольшая, то происходит подмыв вогнутого берега, наращивание выпуклого, рост кривизны всей излучины и некоторое увеличение «стрелы прогиба». Максимальная глубина в створе вершины излучины располагается у вогнутого берега. Если же  $R$  в несколько раз меньше  $b$ , то поток в пределах существующей излучины постепенно образует два или несколько изгибов с меньшим радиусом. Преобразование излучины идет интенсивнее, чем в предыдущем случае, особенно интенсивно при увеличении уклона.

В притоках р. Волги, впадающих ниже водохранилищ, в настоящее время при половодьях происходит резкое приращение падения вследствие срезки водохранилищами волжского паводка, что вызвало в их низовьях размыв вогнутых берегов и оживление оползней.

На ряде перекатов р. Оки, в стокилометровой зоне от устья, там, где ранее фарватер проходил у выпуклых берегов, в настоящее время судовой ход пришлось переместить к вогнутым берегам и расположить по дугам меньших радиусов. В некоторых случаях динамическая ось потока переместилась на каменные гряды, что вызвало затруднения для судоходства, как, например, на Окуловском перекате.

Интенсивный размыв вогнутого левого берега приустьевом участка р. Унжи, начавшийся с 1940 г., в течение нескольких лет вызвал уничтожение высокой надпойменной террасы, ранее защищавшей Кривозерский затон, и способствовал образованию прорыва в вершине последнего. В 8 км от устья Унжа срезала полосу правого берега шириной до 1 км.

В связи с эксплуатацией Цимлянского водохранилища резко увеличился уклон Сев. Донца в половодье. В зоне спада, на протяжении 50 км от устья, стали происходить интенсивные размывы вогнутых берегов. Местами линия берега отступила на 30—50 м.

В районах с преобладанием глубинной эрозии уклон с повышением уровня, как правило, увеличивается, а поэтому радиус изгиба потока сохраняет приблизительно одну и ту же величину в межень и половодье, что способствует сохранению узкой долины.

По работам Мазуча, участки узких долин с врезанными меандрами чередуются с расширенными, и правильная извилистость коренных берегов отсутствует. Участки врезанных меандр обычно совпадают с залеганием твердых пород и с районами современных поднятий.

Различные условия формирования извилин русла порождают и большое разнообразие их (рис. 32). В гидрологической практике различают следующие виды извилин:

I — и з в и л и н а — длинный изгиб меженного русла вместе с долиной;

II — и з л у ч и н а — длинный изгиб меженного русла на дне долины;

III — к о л е н о — изгиб русла малого радиуса;

IV — д л и н н а я и к р у т а я и з л у ч и н а (или извилина) с коротким перешейком называется лукой-излучиной (лукой-извилиной);

V — р а з в и в ш а я с я п е т л я (меандра) при свободном меандрическом русле в широкой долине.

В районах боковой эрозии (хотя формирующая деятельность потока в паводок и межень более или менее одинакова) кривизна динамической оси различна, что обуславливает изменчивость очертаний излучин. Излучины в этих районах перемещаются вниз по течению под влиянием:

1) двух зон ускорения и двух зон замедления потока на изгибе, вследствие чего растущие отмели обычно располагаются в верхней половине излучины у вогнутого берега, а в нижней — у выпуклого;

2) перелива вод высокого половодья по направлению хорды излучины, что вызывает сильный размыв берега, обращенного навстречу потоку, а продукты его размыва переносятся вдоль берега на часть излучины, защищенную от прямого набегания течения.

Если условия, при которых смещается излучина, не меняются, то она не меняет своей формы. Там, где транспортирующая способность потока выравнивается аккумуляцией, нередко наблюдается разрастание отмелей выпуклого берега, и шейка меандры прорывается. После прорыва шейки меандра иногда долго сохраняет связь с рекой, но обычно быстро отмирает, главным образом, вследствие энергичного врезания потока в месте прорыва и происходящей при этом «посадки» уровней (рис. 32, в).

Кроме того, скорости течения в меандре оказываются значительно меньше, чем в спрямленном русле прорыва, что обуславливает усиленное отложение наносов в ее головной части. В нижнем устьевом участке меандры также происходит усиленное отложение наносов, преимущественно от подпора высоких вод со стороны главного русла. Отложения наносов в концевых участках меандры с течением времени разрастаются и возвышаются над уровнем меженних вод, тем самым блокируя ее.

Меандра, еще сохраняющая связь с главным руслом, носит название «староречья», а отделившаяся «старицы». Староречья и старицы имеют в плане изогнутую форму в отличие от вытянутых по прямой озер, образовавшихся в при-террасной части поймы. В паводочные периоды старицы соединяются с главным руслом, а староречья превращаются в действующие рукава. Староречья и старицы представляют частые, но сравнительно недолговечные образования на перемыкаемых поймах с сильно меандрирующим руслом.

В ряде случаев излучины отмирают из-за срезания выпуклых берегов как путем постепенного остругивания с верховой стороны вершины излучины, так и путем стачивания выпуклости большой меандры с образованием серий излучин меженного фарватера. Первый процесс характерен для нижних частей расширений долин, второй — для подпорных участков.

У сбойных коренных берегов происходит наибольшее смещение излучин. Здесь отдельные излучины вытягиваются по направлению движения струй потока, создавая так называемые «косые» меандры.

Почти каждая излучина имеет возле основания затон, образовавшийся от слива пойменных вод и наращивания так называемой «затонской косы».

При передвижении вниз излучины затон у ее основания может перемещаться с меньшей скоростью и, таким образом, произвести ее срезку. При развитых заторах льда могут быть случаи прорыва и широких шеек меандр. В спрямляющем потоке развиваются крутые изгибы фарватера, постепенно развивающиеся в крупные излучины.

В условиях свободного меандрирования в начальной стадии, когда русло еще не имеет ясно выраженной извилистости, на участке будущей излучины основная масса наносов может перемещаться в виде ленточных гряд, побочной и т. д. На более поздних стадиях этот вид транспорта наносов слабеет, и в русле реки у выпуклого берега образуется мощный побочень, а у вогнутого — плесовая ложина, на участке же перегиба русла формируется перекат. Поступательное вниз по течению движение излучины заменяется вращательным вокруг фиксированных точек (рис. 33).

Размыв в паводок плесов и намыв в это время перекаатов, а в межень — размыв перекаатов и намыв плесов становится доминирующей формой перемещения наносов. Поэтому годовые изменения отметок дна перекаатов велики и достигают в зависимости от водности года на Дону 3—5, Волге — до 5 и Куре — 7 м. Одновременно увеличивается роль обмена наносов между поймой и руслом. В этом состоянии река имеет мало упорядоченный вид, так как на любом ее участке могут располагаться излучины разного возраста. Кроме того, процесс усложняется тем, что две смежные меандры в своем развитии оказывают взаимное влияние друг на друга, особенно проявляющееся при прорыве шейки меандры.

В начальной стадии развития излучины пляж в основном разрастается в длину, но по мере увеличения кривизны сокращается и нарастает по ширине. При быстром развитии излучины размеры и форма русла могут прийти в несоответствие с гидравлическими свойствами потока и поэтому может начаться размыв пляжа.

Формирование пляжа начинается с причленения к участкам выпуклого берега перемещающихся по руслу песчаных гряд. Каждый зубец пляжа представляет обсохшую при падении уровней причленившуюся к берегу оконечность гряды. Такие зубцы носят название заструг. Более крупные образования — косы — представляют зачаточные береговые валы с нижними концами, не причленившимися к берегу, образуя тем самым длинные узкие затоны.

В период половодья ряды гряд перемещаются с плеса на перекат широким фронтом, у берегов они искривляются и вы-

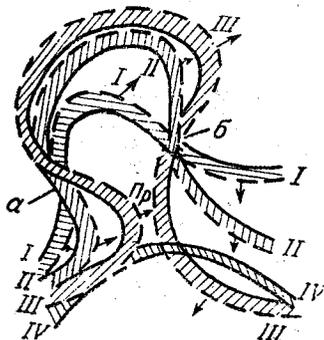


Рис. 33. Перемещение русла в плане по схеме вращения S-образных извилин.

Последовательность положений русла отмечена соответствующей нумерацией. Видны места более или менее стабильного положения русла — квазиконстантные точки *a* и *b*.

тягиваются вдоль. Причленение гряд происходит на спаде уровня. Разрастание заструг ведет к образованию кос, которые прекращают свой рост, достигнув зон больших скоростей. Угол, при котором заструги и косы располагаются к берегу, тем меньше, чем медленнее падает уровень и чем быстрее движутся гряды.

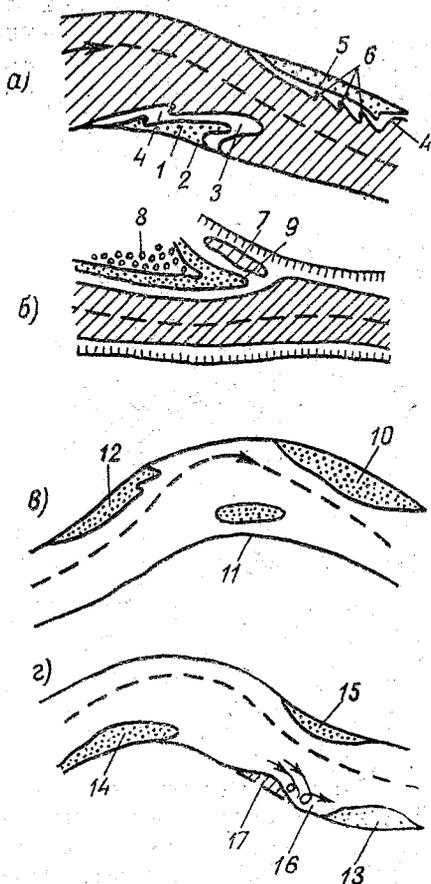


Рис. 34. Схемы скульптурных форм отложений в русле:

- а) 1—коса ровная без заструг; 2—основание косы; 3—ухвостье косы; 4—закосок; 5—коса заструженная; 6—заструги; б) 7—затон; 8—затонская коса; 9—ухвостье затонской косы; в) 10—побочень; 11—осередок; 12—верхняя коса; г) 13—побочень; 14—верхняя коса; 15—нижняя коса; 16—суволь; 17—печина

На реках с малыми скоростями течения косы располагаются под углом, близким к прямому; на реках с большими скоростями — под малым углом к берегу и почти параллельно. Это приводит к тому, что оконечность косы оказывается находящейся примерно в одинаковых гидравлических условиях с основанием, рост ее в длину продолжается больше. В начальной стадии развития излучин угол косы большой и она короткая. Интенсивное образование кос происходит и ниже прорыва шейки меандры, слагающихся материалом, вынесенным из него.

На рис. 34 представлены различные виды аккумулятивных образований у берегов русла — косы, закоски, заструги, побочни, высыпки из оврагов и притоков и т. д.

Коса — клинообразное отложение песчаных наносов, примыкающее основанием к берегу, чаще к выпуклому, или

к ухвостью острова, а вершиной в сторону противоположного берега.

Закосок — небольшая коса, причленившаяся к берегу или к косе.

**З а с т р у г и** — небольшие косы в виде зубов, приращенных к большой косе.

Водная поверхность меняет свой уклон над застругами, а между ними находится яма — подзастружная яма.

**З а м а н и х а** — песчаная подводная застрада больших размеров, выдвинувшаяся в русло от надводной косы. Косы постепенно смещаются вниз по течению, мало изменяя свои очертания. Величина их смещения до 500 м/год. При срастании заструг двух соседних кос может сформироваться пережат.

**П о б о ч е н ь** — песчаная отмель, примыкающая к выпуклому берегу; он возникает при сливе паводочных вод с поймы в русло или ниже суводи, а также в местах выноса наносов притоками и оврагами.

**В ы с ы п к и** — отложения наносов из притоков и оврагов, они могут создавать косы, побочни и осередки.

### § 23. Поймы и их динамика

В долинах рек встречаются поймы двухсторонние и одно-сторонние. Двухсторонние поймы в большинстве случаев свойственны участкам рек с извилистым руслом. Меандры русла разделяют двухсторонние поймы на систему пойменных массивов, попеременно примыкающих то к одному, то к другому коренному берегу.

Односторонние поймы, по мнению Н. И. Маккавеева, развиваются там, где действие ветра совпадает с направлением силы Кориолиса. Так как силы Кориолиса заметно могут сказываться при их влиянии на большие массы, то односторонние поймы такого происхождения развиваются лишь на крупных реках с большими расходами воды (на Средней и Нижней Волге, на Среднем Днепре, Дону и т. д.).

Скопления аллювия, слагающие пойму, постепенно перемещаются путем смещений русла или непосредственно эрозией пойменной поверхности. Таким образом, скопления пойменного аллювия являются одной из форм, в которой проявляется твердый сток рек. Перемещение этого вида аллювия происходит медленно, так как смещения пойменных берегов равнинных рек происходят со скоростью всего несколько метров в год, но общий объем наносов от размыва поймы весьма значителен и в несколько раз превосходит объем твердого стока русла. Массы наносов от размыва поймы не проходят длинного пути и оседают вблизи.

О количестве наносов, переносимых рекою за год, от размыва пойменных берегов дают представление следующие данные (в м<sup>3</sup>):

На Средней Волге на 1 км длина русла . . . . .	11 400
На Нижней Волге . . . . .	36 300

На протяжении р. Волги от Зименок до Астрахани	63 000 000
На р. Луаре на 1 км . . . . .	39 000
На Нижнем Иртыше . . . . .	10 000 000
На Среднем Днепре на 1 км . . . . .	12 000—15 000
На Нижней Миссисипи . . . . .	35 000

Пойма представляет собой подвижное образование, в котором происходит постоянный обмен материала. В прирусловой части поймы располагаются прирусловые пески, в ряде случаев закрепленные растительностью, их поверхность наклонена в сторону меженного русла и постепенно переходит в подвижные побочные перекаатов. С каждым половодьем они заметно деформируются.

Прирусловые пески залегают в полосе берега от низкого меженного уровня до высоты, равной приблизительно 1/3 амплитуды колебаний уровней. Выше прирусловых песков располагается крутая часть берега (яр), бровка которого представляет границу между берегом и поверхностью поймы. На пойме у бровки в паводки, когда вода переливается из русла в пойму, формируется прирусловой вал (рис. 35).

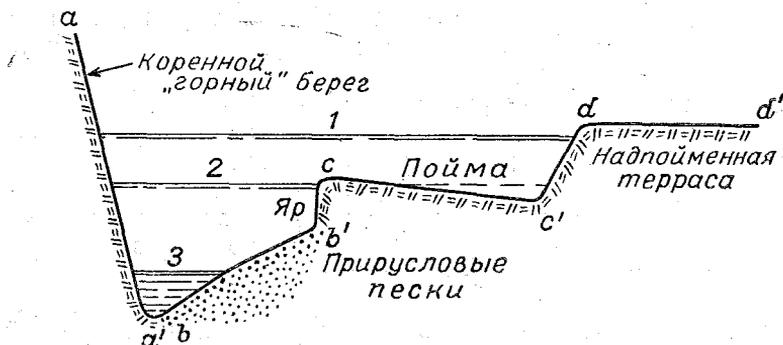


Рис. 35. Поперечный профиль долины с двухсторонней поймой по медиане пойменного массива:

1—исторически высокий уровень воды; 2—средний высокий уровень воды; 3—средний низкий уровень воды;  $a-a'$ —коренной берег;  $b-b'$ —прирусловые пески;  $b'-c$ —береговой яр;  $c-c'$ —поверхность поймы;  $c'-d$ —склон надпойменной террасы;  $d-d'$ —площадка надпойменной террасы

В своей прирусловой части пойма находится на отметках, близких к среднему наивысшему уровню половодья. Например, амплитуда уровней на Среднем Днепре в два раза меньше, чем в низовьях Камы и, соответственно, относительная высота поймы на первой реке вдвое меньше, чем на второй. В расширениях долин, где амплитуда уровней несколько меньше, чем в сужениях, высота поймы также меньше.

Так как от истоков вплоть до среднего течения амплитуда уровней увеличивается, соответственно возрастает и относи-

тельная высота поймы, и наоборот, в нижнем течении, в связи с уменьшением амплитуды уровней, она уменьшается. Например, для Волги это выглядит так:

	Амплитуда паводка, м	Высота поймы, м
Волга у Волгограда . . . . .	10	8—10
Волга у Ленинска . . . . .	6—7	6— 6,5
Волга у Астрахани . . . . .	8	3

У небольших рек от подпора в устьевых участках амплитуда уровней может быть значительной и высота поймы в этих случаях также большая. Ширина поймы весьма непостоянна и меняется неоднократно по длине реки, но в общем она находится в прямой зависимости от размера потока, и отношение ширины поймы к ширине меженного русла растет при уменьшении размеров реки, иллюстрацией чему служат данные табл. 24.

Таблица 24

Изменение относительной ширины поймы

Название реки	Отношение ширины поймы к ширине русла
Лохвица . . . . .	375
Слепород . . . . .	300
Хорол . . . . .	67
Ворскла . . . . .	47
Днепр на участке Киев — Черкассы	12
Дон на участке Калач — Устье . . . . .	30
Волга на участке Ярославль — Горький	6
Волга на участке Камское устье — Саратов . . . . .	8
Волга на участке Камышин — Волгоград	4

Интенсивность и направление формирования поймы во многом определяется гидрологическим режимом реки и беспальвежных вод. Отдельные фазы гидрологического режима влияют на формирование поймы далеко не одинаково. Поэтому пойма имеет различный характер своей динамики на реках с неодинаковым гидрологическим режимом и в то же время внутри года, соответственно изменению основных фаз

водного режима реки, меняет темпы и направления развития. Следовательно, в годовом цикле жизни поймы можно выделить несколько фаз в зависимости от воздействия особенностей того или иного режимного состояния гидрологических процессов.

В первую фазу, еще до подъема уровня воды в реке, талые воды со склонов долины и самой поймы заполняют пойменные лощины и стекают из поймы в русло. Сток снежицы направлен по преобладающему уклону поймы. Перепопняя пойменные озера, снежица способствует накоплению в них илистых осадков, освободившись от которых потоки снежицы углубляют пойменные лощины. В благоприятных условиях снежица переносит большие объемы наносов, часть которых аккумулируется в понижениях поймы. На Волге мутность снежицы достигает 1000 г на 1 м<sup>3</sup>. У больших рек севера умеренной зоны, текущих с юга на север, эта фаза не всегда выражена, поскольку таяние местных снегов в долине нередко отстает от начала половодья, поэтому затопление поймы происходит еще при снежном покрове на ней. В связи с этим здесь поймы слабо дренированы и усиленно заболочены.

Вторая фаза начинается с повышения уровня воды в реке, когда происходит ее перелив из русла в пойму. Понижения поймы при этом нередко заполняются водой с низкой стороны пойменного массива, вследствие чего возникают противотечения значительной силы. В затонах по этой причине срываются суда с якорей. Например, на р. Каме из затона Монастырек в 1946 г. сорвало с якорей и разбросало по пойме много судов. Вода, поступившая на пойму путем перелива из русла приносит мало наносов.

Третья фаза сменяет вторую, когда уровень воды в реке поднимается выше бровки пойменного яра и потоки, текущие по основному руслу и пойме, сливаются в одно целое. Мощные вихревые течения в русле, возникающие у бровок яров, взмучивают значительные массы наносов, часть которых отлагается на прирусловых грядах высокой поймы, как уже отмечено, формируя прирусловый вал, но основная же масса перемещается в виде песчаной «жилы» вдоль подошвы поймы. После спада «жила» оседает в виде прирусловых песков.

Воды высокого половодья производят значительную аккумуляцию и эрозию на поверхности поймы. Размыв пойменной поверхности нередко начинается с образований ям эллиптической формы глубиной в несколько метров; длинная их ось вытянута по течению. Цепочки ям в дальнейшем объединяются в ложбину. Часто на поверхности поймы образуются рытвины; они начинаются у прируслового вала или в глубине поймы, сливаются затем в овражки и крупные лощины.

С распахиваемых пойм происходит значительный смыв грунтов. Так, на р. Днепре у Макалевичей, после высокого половодья 1924 г., образовались промоины до 200 м в длину при ширине в 40 м и глубине до 1,5 м.

В связи с нерегулярностью разливов воды на поверхности поймы развивается растительность, армирующая корнями и корневищами весь верхний ее слой. Поэтому поверхность поймы становится относительно стабильной, наиболее интенсивная аккумуляция наносов на ней происходит в области прирусловой зоны, где резко замедляются скорости. Так как шероховатость поверхности поймы в 2—3 раза больше русловой, то и скорости течения воды на ней значительно меньше русловых; протекающая по ней вода отличается от воды в русле меньшей мутностью и несколько большей температурой.

В четвертую фазу гидрологические процессы на пойме вступают после снижения уровней, когда активное течение по ее поверхности прекращается, вода застаивается в понижениях и очень медленно сливается в русло. В это время в озерах и понижениях поймы откладывается тонкозернистый ил.

В пятую фазу гидрологические процессы на пойме вступают при межennem состоянии реки. В это время только дождевые воды могут создать потоки на ее поверхности. При этом происходит некоторая эрозия и аккумуляция с преобладанием последней.

Ледовый режим поймы в основном определяется характером весеннего вскрытия реки. В большинстве случаев весенний ледоход происходит при уровнях ниже бровки поймы, но даже и при разливах по ней основная масса льда проходит по руслу, и лишь по наиболее глубоким ложбинам совершается ледоход. Значительные разрушения производит лед пойменных озер, который при затопленной пойме всплывает монолитными глыбами.

Существенное влияние на рельеф поймы оказывают затопления в русле, образующиеся ниже пойменных массивов; они создают встречные на пойме ледоходы, которые могут быть особенно опасны для затонов.

Различие гидрологических процессов, как уже отмечено выше, вызывает формирование различного характера пойм. Поэтому для районов с неодинаковой степенью интенсивности эрозионных и аккумулятивных процессов выделяются свои специфические формы пойм. В частности: в районах развития боковой эрозии, в участках впадения притоков, в районах преобладания глубинной эрозии, в приустьевых участках и дельтах.

В долинах с двухсторонней поймой, как уже сказано, излучины реки разделяют пойму на отдельные массивы; на

крупных реках эти массивы достигают в длину нескольких десятков, а в ширину — 10 и более километров. В верховой части массива происходит размыв и отступление берега вниз по течению, а в низовой — аккумуляция и наращивание, и весь пойменный массив медленно смещается вниз по течению. Скорость перемещения пойменных массивов на Средней Волге 6—10, Среднем Дону — 5—6, средней Оке 3—5 м/год, иногда происходят смещения со скоростью 50 и более метров.

Размытые в голове массива пески перемещаются вниз в виде прирусловых песков, ширина которых на Волге 500 и более метров. Эти пески заканчиваются внизу пойменного массива косой, отделяющей от основного русла затон (заводь) и одновременно являющейся верхним побочным переката.

Затон в низовье массива переходит в нижнюю плесовую ложину переката. Коса в каждое половодье удлиняется, растет в ширину и высоту, а гребень ее закрепляется растительностью. Наращивание косы идет до тех пор, пока пойменный массив в процессе своего смещения не подойдет к горловине (сужению) долины. Здесь транспортирующая способность потока возрастает, и в низовой стороне массива ослабевает аккумуляция, а в высокие половодья даже сменяется эрозией. Положение низовой стороны массива становится стабильным и так как верховая его часть продолжает размываться, то он сокращается и затем размывается полностью.

По Б. Б. Полюнову, можно выделить два типа прирусловых песков, окаймляющих пойменные массивы:

1) слабо наклоненные к реке, сглаженность рельефа которых нарушается только мелкой рябью (характерны для плесовых участков),

2) размытые пляжи — с косами, буграми, ложбинами и котловинами (характерны для перекатных участков).

Кроме того, можно выделить «грядовые» пляжи, т. е. пески с грядами, параллельными урезу воды. Гряд одна или несколько, их высота 2—3 м и более, ширина несколько десятков метров, а длина — несколько километров. Вершины гряд сглажены, склоны круты и поперечное сечение близко к трапецеидальному. Гряды сложены рыхлым песком, приходящим в движение при высокой воде. Ниже Волгограда на р. Волге при высоте воды 0,5 м над вершиной гряды диск Секки в 5—6 сек покрывался песком — столь интенсивно было его движение. В головной части таких гряд растут куртины ивняка, скоростная «тень» которых, видимо, и была первопричиной их образования. Чаше наблюдаются гряды поперечные, обычно развитые на пониженных участках песков, особенно заметные в полузатопленном состоянии, так как в этом состоянии они еще не завуалированы ветровой эрозией.

Длина песчаных волн на поверхности побочной перекаатов на Дону 6—10 м, а высота 20—30 см. Их поверхность покрыта мелкой рябью ветрового происхождения. При сильном ветре рябь исчезает, и весь слой песка приходит в движение. Под водой также образуется мелкая рябь.

Несмотря на неблагоприятные условия растительность наступает на пески, сперва на прилегающие к яру повышенные участки и на защищенные от действия льда отмели в низовьях массива. Огромную роль в закреплении песков играет ива с гибким стволом, дающая отпрыски при засыпании; из трав хорошо закрепляет поверхность пырей, костер и вейник, а также осока в сырых местах, в степной зоне — камыши и тростники.

Средний продольный уклон пойменного массива в несколько раз больше, чем гидравлический уклон коренного русла, так как высота яра в верховье массива несколько метров, а в низовье снижается к уровню воды в русле.

Средний поперечный уклон массива направлен от яра к коренному берегу и нередко поверхность поймы у подошвы склона коренного берега ниже отметки среднего меженного уровня в реке, в связи с чем здесь обычны болота и озера.

Поперечный уклон водной поверхности реки при залитой двухсторонней пойме оказывается выпуклым и направлен от русла к склонам долины.

По наблюдениям А. В. Гордикова и М. В. Россомехина, на р. Иртыше такое распределение уклонов по поперечному профилю было во всех створах исследованного участка реки.

Попадая на пойму, вода стекает по ней в направлении наибольших уклонов ее поверхности, которые определяются совокупностью продольного и поперечного уклонов. Таким образом, направление наибольших уклонов поверхности поймы составляет некоторый угол с общим падением долины. Стекая в этом направлении, вода достигает пониженных участков поймы у коренного берега и направляется параллельно ему в низовья массива. Косоструйность пойменного потока по отношению к общему направлению долины и обусловливает наличие поперечных уклонов. В местах сброса воды с поймы можно наблюдать поперечные уклоны противоположного направления. Общая схема течений на пойме представлена на рис. 36.

Поперечный уклон Гордилов определяет по профилю, перпендикулярному общему направлению долины:

$$\Delta H = \frac{B^2 I (100 I + 8)}{3 (B^2 + 27)} \quad (45)$$

Здесь  $\Delta H$  — падение УВВ по поперечнику от основного русла в сторону поймы в м,  $I$  — продольный уклон водной

поверхности участка основного русла, прилегающего к поперечнику в промиллях,  $B$  — расстояние точки по профилю от основного русла в км. Чем выше УВВ, тем меньше разница между уровнями воды русла и поймы.

При большой продолжительности затопления положительные поперечные уклоны уменьшаются до некоторого предела, что объясняется выравниванием прихода-расходных частей водного баланса.

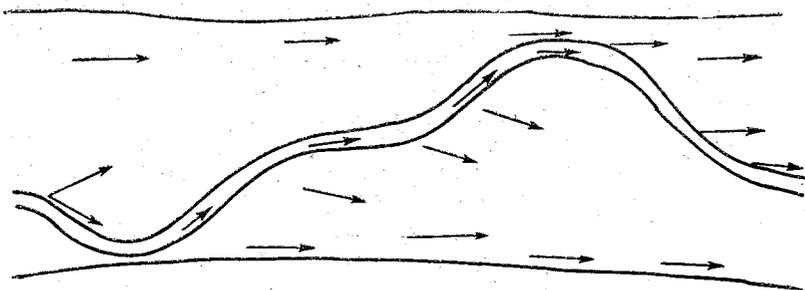


Рис. 36. Схема направлений течений по залитой пойме

Прирусловой вал имеет наибольшую высоту на верховой стороне пойменного массива, снижается к низовой до отметок низкого меженного уровня. В низовой части массив не защищен прирусловым валом, яр здесь отсутствует, и пойма плавно переходит в полосу прирусловых отмелей, покрытых илом.

В период паводка часть продуктов размыва берега в верховой стороне массива взмetyвается на поверхность поймы, причем интенсивность их отложения убывает с удалением от яра в глубь массива. За одно половодье прирусловой вал может нарасти до 1 м в высоту, а в центральной его части слой отложений за год составляет доли миллиметра. Такая трансгрессивная аккумуляция и поддерживает большой уклон поймы.

В этом процессе происходит сортировка откладывающихся наносов, вследствие чего в верховой части массива поверхность поймы выстилают пески и супеси, в средней — пылеватые супеси и суглинки, в нижней — глинистые илы. Однако в прирусловой части, где происходит движение песков и нарастание косы затона, песчаный состав грунтов часто сохраняется вплоть до нижней оконечности массива.

Размыв поверхности поймы особенно заметен в сужениях долины и в районах шеек излучин.

Так как почти вся поверхность прирусловых песков помещается в зоне местной быстрины воздушных потоков, то здесь и происходит интенсивное перевевание песков. По мере

удаления от уреза воды скорость ветра затихает, особенно быстро в высокой части поймы, где растет кустарник. Наиболее крупный и наиболее объемистый эоловый материал скапливается в прирусловой части. Вследствие этого вершины прирусловых гряд всегда поднимаются выше уровня высоких разливов реки. Остальная поверхность поймы получает пылеватый материал, но он смывается паводочными водами.

Сток дождевых и талых вод на больших массивах производит лишь мелкую моделировку рельефа, более существен сток с коренного берега. Огромные конуса выноса нередко засыпают эту часть поймы, иногда приподнимая ее притеррасную часть выше прирусловой. Такого рода поймы встречаются и на крупных реках, как, например, на Дону, на котором существует ряд массивов подобного типа. Торфяники при своем энергичном развитии также могут видоизменить подобным образом рельеф поймы (к примеру, на Днепре у Козаровичей, где притеррасная пойма на 2 м выше прирусловой). В разбоистых участках каждый из островов размывается с верховой, а наращивается с низовой стороны, и вдоль каждого рукава наблюдается зона прирусловых отложений.

В плане линия берега поймы представляет чередование мысов и выемок, причем первые представлены обычно «печиной», т. е. уплотнившимся илом бывших пойменных озер. Возле них отмечаются быстрины, как вследствие стеснения потока, так и из-за меньшей шероховатости гладкой поверхности илистой линзы. Печины создают местные искривления фарватера, иногда значительно изменяющие судовую ход. От защитного действия деревьев и кустарников создаются местные неровности берега.

Для поверхности поймы характерен гривистый рельеф. Гривы обычно параллельны главному руслу, но иногда идут и под углом к нему. Межгривные понижения часто заболочены и местами заняты озерами. На пойме р. Мологи ширина грив достигает 40 м при высоте 3—4 м и длине в несколько километров. Формирование грив на поверхности поймы еще достаточно не уяснено, и различные исследователи по-разному истолковывают их генезис.

Н. И. Маккавеев исходит из предположения об эрозионной природе грив в результате деятельности полых вод, переливающихся через бровки пойменных массивов (рис. 37).

Е. В. Шанцер, а затем И. В. Попов считают, что гривы — это реликты береговых валов, созданных причленившимися к берегу косами. Каждый из этих исследователей приводит убедительные доказательства в пользу своих гипотез. Поэтому можно предполагать, что и тот и другой способ образования грив на пойме имеет место, но первый в районах, где эрозионная и аккумулятивная деятельность более или менее

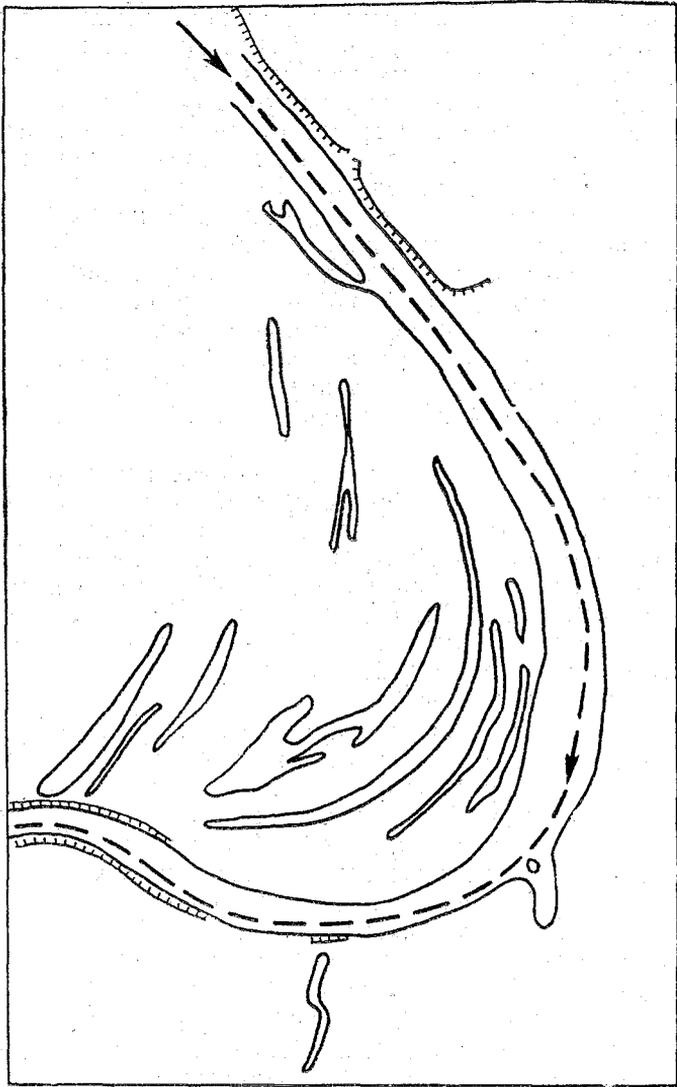


Рис. 37. Расположение грив на пойме р. Десны

уравновешена, а второй в районах преобладания, вернее большего развития, аккумулятивных процессов.

Свою точку зрения Н. И. Маккавеев обосновывает следующим.

Наиболее глубокие и обширные ложины обычно расположены по пути основных переливов вод половодья по пойме. В луках меандр гривы протягиваются по дугам окружностей, кривизна которых убывает по мере удаления от берега. Такое расположение гряд определяется постепенным выпрямлением динамической оси потока по мере повышения уровня воды, а не свидетельствует о постепенном развитии излучин. Что это действительно так, подтверждает сравнение повторных съемок. Гривы — довольно подвижный элемент и, несмотря на смещение излучин вниз по течению, их рисунок всегда таков, что радиус дуг совпадает с центральным радиусом излучины русла. Если бы это были реликты береговых валов, то рисунок был бы иным и радиусы не совпадали бы и тем значительнее, чем ближе гряда к коренному берегу.

По И. В. Попову, гривы не располагаются по поверхности поймы в той последовательности, какую устанавливает Н. И. Маккавеев, а обрисовывают все последовательные положения извилины при смещении вниз или развороте вокруг квазиконстантных точек. Кроме того, Попов отмечает разновременность вееров грив различного возраста (рис. 38).

Представляется, что исследованиям Маккавеева подверглись поймы малоподвижные, сравнительно стабильные, особенно в плановом положении, отчего динамика переливающихся через бровки русловых вод и могла соответствующим образом моделировать рельеф. Наоборот, Попов рассматривал подвижные, быстро изменяющиеся и в плане, и по высоте поймы, почему на них и прослеживаются целые комплексы грив с разными знаками движения. Такого рода поймы свойственны рекам с обильным твердым стоком и значительной боковой эрозией.

В прирусловой части пойм возле деревьев и кустов встречаются бугры, достигающие высоты 3—4 м, реже у больших деревьев формируются округлые водороины размыва — «котлы».

Затоны некоторыми исследователями рассматриваются как реликты меандр, другие считают их остатками деятельности ледника. Однако длительные наблюдения показывают, что затоны достаточно быстро переформируются и, следовательно, не могут сохраниться от периода оледенения. В свете современных исследований затон представляется формой рельефа, создающейся в результате перемыва поймы и удлинения низкой косы пойменного массива, более быстрого, чем остальной его низовой части. Так, при средней ско-



Рис. 38. Гривистый рельеф пойменных массивов

рости смещения массивов поймы на Волге — 6—10 м/год наращивание затонской косы достигает 50—100 м.

Длинная и узкая коса может быть прорвана водами половодья, и в образовавшуюся «прорву» нередко переходит главное течение меженного русла (на р. Каме у Усолья, 1921 г.). Отрезанный участок косы после этого в виде островка смещается вниз по течению, а укоротившийся его остаток вновь начинает нарастать.

В половодье слившиеся с поймы в затон воды при встрече с основным речным потоком создают систему водоворотов (майданов). Эти воды имеют малую мутность и поэтому объем отложений в затоне мал. Максимум отложений приходится на головную часть затона, и поэтому вся его акватория постепенно смещается вниз по течению. Вследствие смещения затона вниз по течению многие судоремонтные и другие предприятия, построенные в начальные периоды развития парохозяйства, в настоящее время оказываются на значительном расстоянии от них. Нередки случаи образования затонов путем размыва пойменных ложбин (затон Калинина на р. Волге).

Литологический состав отложений поймы по медиане пойменного массива представляется следующим. В верховой его части наблюдается преобладание чистых песков, в средней — тонкопесчаных и суглинистых, а в нижней — иловатых наносов. В последних встречаются линзы песка и даже гравия, занесенного при прорывах затонской косы и льдами встречных ледоходов. В них же попадает много затянутых в затон встречными течениями затонувших деревьев.

Проложив маршрут по пути предполагаемого смещения массива, ниже затона встретим глубокий плес, непосредственно его продолжающий. Дно плеса выстлано «базальной фацией» аллювия — крупными обломками пород, слагающими дно, и линзами илов в отдельных омухах. Если массив сместился на полную длину, то в скважине, заложенной в верховой части в поверхностном слое, лежат пески и супеси, затем суглинисто-супесчаный слой, составляющий основную толщу массива выше отметки среднемеженного уровня воды в реке, ниже на уровне средней межени слои плотных илов с растительными остатками, чередующиеся со слоями и линзами речных песков. Подошва этой толщи опускается ниже средней межени на 3—6 м. Еще ниже залегает или русловой аллювий, или базальный слой.

В области притеррасной поймы находятся отложения половодья — тонкая пыль, или глина, неравномерно перестиланные продуктами волновой переработки коренного берега и конусов выносов временных потоков. Здесь нередки скопления крупнообломочного материала. У зарастающих рек пойменные массивы имеют тенденцию к росту в ширину.

Односторонние поймы существенно отличаются от двухсторонних по своей морфологии. Заливаемая полоса на односторонних поймах уже, чем на участках с двухсторонней поймой. В среднем ширина односторонней поймы на участках со значительным протяжением не превосходит 3—4-х кратного поперечного меженного русла.

Средние значения продольного уклона в половодье и в межень более или менее одинаковы, и поэтому стабильность русла здесь больше, чем в участках с двухсторонней поймой. Нагонные ветры являются основным формирующим фактором односторонней поймы на больших реках. Особенностью неустановившегося движения воды в русле с односторонней поймой является переменный перекося поверхности потока то к одному, то к другому берегу, в зависимости от того, поднимается или падает уровень (рис. 39). При подъемах водное

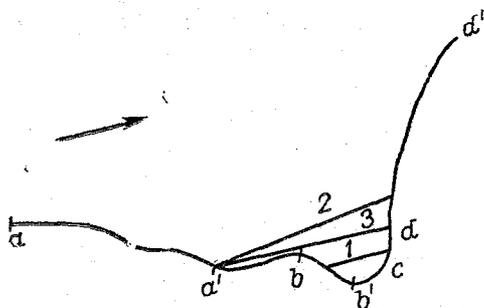


Рис. 39. Схема поперечного профиля долины с односторонней поймой:

*а-а'* — луговой подветренный берег; *а'-б'* — пойма;  
*б-б'* — прирусловые пески; *с-д* — подмываемый берег;  
*д-д'* — наветренный склон долины; 1 — меженный уровень воды; 2 — положение высокого уровня при подъеме паводка; 3 — положение высокого уровня в начале спада паводка. Стрелкой указано преобладающее направление ветра

зеркало перекошено так, что поперечный уклон направлен от коренного подмываемого берега к луговому и создается поперечная циркуляция по поверхности, направленная к подмываемому берегу, а по дну — к луговому, и прирусловые пески лугового берега пополняются наносами, отмытыми с противоположного коренного. В связи с этим вдоль лугового берега идут наиболее мощные жилы наносов, отклоняемые сюда донными течениями. При спаде создается поперечный уклон поверхности воды от лугового к коренному берегу.

В тыловой части паводочной волны скорости течения меньше, чем в лобовой, и поэтому жилы наносов теряют свою подвижность и не переносятся к коренному берегу, что ведет к медленному смещению в эту сторону речного потока.

В односторонней пойме нет притеррасного понижения, и переход в надпойменную террасу постепенен. Прирусловая часть у таких пойм гривиста, но чем дальше от бровки поймы, тем гривы слабее выражены. Межгривные понижения имеют большую длину и иногда заполнены мелкими озерами.

Встречающиеся иногда дугообразные гряды и ложины показывают, что русло все же когда-то отходило от коренного берега. Полоса прирусловых песков сложена массивными косами, направленными под острым углом к реке; между ними и берегом располагаются длинные, узкие, мелкие затоны.

Литологическое строение в верхних слоях характеризуется увеличением размеров частиц с глубиной. С поверхности центральная и прирусловая части поймы слагаются глинистыми и суглинистыми, слабослоистыми грунтами. Ниже песчаность возрастает и усиливается слоистость. Такое распределение явилось результатом постепенного смещения поймы к коренному берегу, сопровождаемое смещением и зон мелкого аллювия.

На реках, транспортирующих большое количество наносов, в местах впадения притоков пойма представляет собой внутреннюю дельту с осередками, островами, блужданием потока и т. д. Внутренние дельты типичны для областей предгорий альпийской складчатости и особенно развиты в системах с невыравненной транспортирующей способностью. Даже одинаковые по водности и мутности потоки, из-за несовпадения режимных фаз, испытывают выше пункта слияния переменный подпор, а в слиянии и ниже переменный отжим струй.

На приустьевых участках притоков, половодье которых проходит в условиях подпора, пойма формируется очень медленно. На ее поверхности отлагаются тонкозернистые фракции. Так, на Каме, пик половодья которой проходит на 7—10 дней позже волжского и устьевая часть находится в подпоре, пойма имеет более глинистые грунты, чем на Волге; то же явление наблюдается и в устьевом участке Десны.

Вследствие создания противотечений из главной реки в малые притоки на последних пойма имеет обратный продольный уклон. Если по притокам проходит паводок раньше, чем на главной реке, то, во-первых, формируется двухъярусная пойма, нижний ярус которой образован половодьем притока, а верхний — паводком главной реки (например, на р. М. Иргиз), и, во-вторых, динамическая ось притока приближается к разделительной стрелке и отжимает воды главной реки, тогда как при половодье главной реки происходит обратное явление. В связи с этим разрабатывается несколько борозд русла с переменной глубиной, в зависимости от соотношения мощностей паводков сливающихся рек.

Образование больших островов в узле слияния вызывает загромождение льдом главного фарватера.

Интенсивность изменения рельефа поймы в зонах слияния рек больше, чем на транзитных участках, что неблагоприятно для устройства гаваней, зимовок судов и т. д. Отмирание затонов в таких участках происходит с бóльшей быстротой, чем на бесприточных частях рек.

Поймы в районах с глубинной эрозией отличаются малой шириной, обычно не превышающей ширины межженного русла. Сортировка наносов здесь плохая, и на поверхности залегают частицы бóльших диаметров, чем в районах с боковой эрозией, а в пойменных озерах нет ила, так как они промываются половодьями. Эти районы являются местами разрыва сплошности террас. Коренные породы здесь залегают близко от поверхности поймы.

#### § 24. Формирование перекатов в равнинных реках

Генетическая классификация перекатов дана К. И. Росинским и И. А. Кузьминым, выделившими шесть типов (рис. 40):

I тип возникает в результате развития гряд или побочней в слабоизогнутых или прямолинейных руслах;

II тип — песчаные перекаты, возникающие вследствие перегиба русла в плане;

III тип возникает при перегибе русла в плане лишь по одному берегу;

IV тип формируется при внесении большой массы наносов из оврага в реку;

V тип возникает в участках залегания на дне неразмываемых каменных пород;

VI тип близок по генезису к V и образуется у каменных островов.

В результате искусственных воздействий на русло могут возникнуть деформации, не укладывающиеся в описанные типы развития перекатов.

Образованию перекатов в руслах с песчаными дном и берегами особенно благоприятствует процесс выравнивания транспортирующей способности потока аккумуляцией. В местах усиленной аккумуляции образуются сплошные перекатные участки. Изобилуют перекатами и реки в местах пересечения современных прогибов земной коры.

Наоборот, в зонах приустьевого спада перекаты образуются редко, но там, где в паводки создается зона выклинивания подпора, перекаты обычное явление.

Наряду с подпором от сужения долины не менее частой причиной образования перекатов является уменьшение удельного расхода воды в местах расширения потока. Скорости по этой причине убывают, наносы выпадают и образуется перекатный участок. Благоприятным образом на формирование

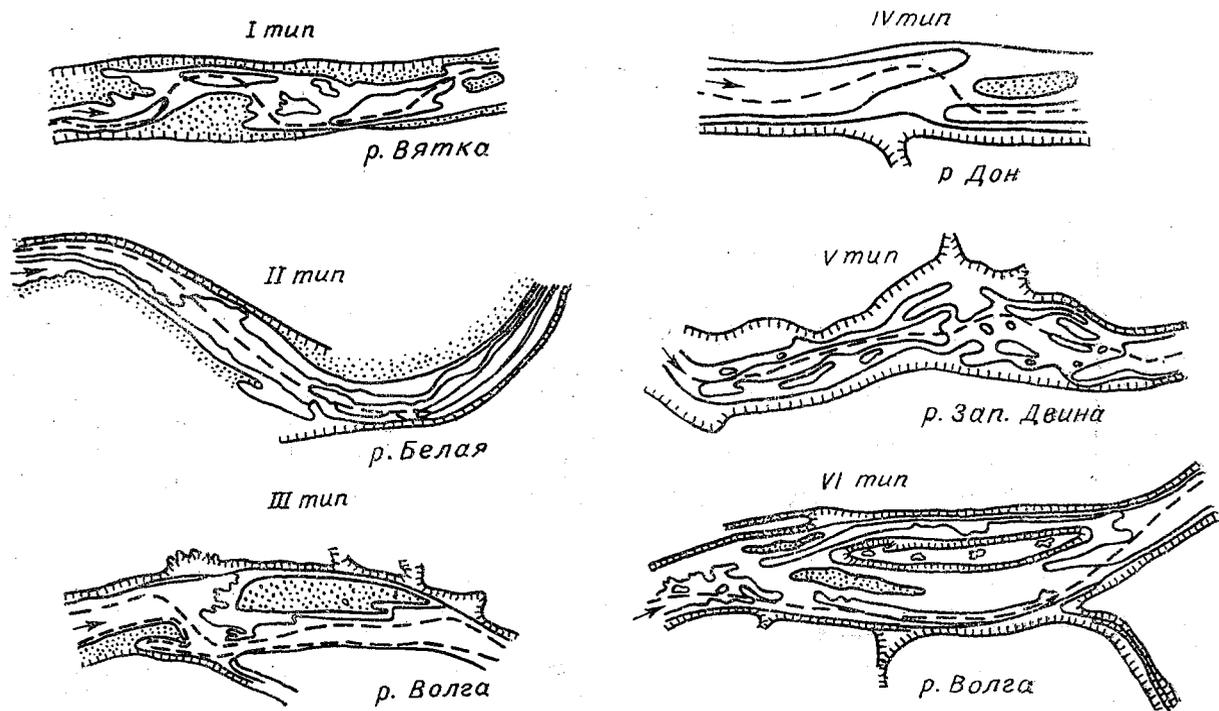


Рис. 40. Типы перекатов по классификации К. И. Россинского и И. А. Кузьмина

перекатов влияют, в общем, все причины, какие вызывает пересыщение потока наносами. Обычно ниже впадения притоков с большим количеством наносов создаются перекатные участки.

Овраги и балки, вынося крупный материал, формируют мощные перекаты. Так, например, в мае 1911 г. возле Мамоновского переката р. Дона конус выноса оврага в течение двух часов полностью перегородил русло реки, имевшей здесь ширину 200 м. В августе 1931 г. после ливня фарватер Среднего Днепра на Селищенском перекате был полностью перекрыт мощным слоем песка, причем работающий землечерпательный снаряд оказался замытым наносами в середине реки и для его освобождения пришлось проводить специальные работы.

Изменчивость положения динамической оси потока нередко является основной причиной образования перекатов и перекатных участков.

Перекаты в реках с песчаным руслом обычно располагаются группами, образуя целые перекатные участки. В районах с преобладающей боковой эрозией перекатные участки занимают большую длину, чем плесовые, а в районах с преобладанием глубинной эрозии, наоборот, плесовые участки по всей суммарной протяженности больше перекатных.

В реках с песчаным руслом перекаты и перевалы образуются вследствие того, что руслообразующие наносы перемещаются преимущественно по кратчайшему пути, прижимаясь к выпуклым берегам. Поэтому путь, проходимый наносами, значительно короче, чем длина фарватера реки. В местах переноса наносов от одного выпуклого берега к другому и создаются перекаты, перекатные участки и перевалы (рис. 41).



Рис. 41. Схема движения влекомых наносов в извилистом русле

Последние отличаются от перекатов относительно малой выраженностью своей скульптуры, хотя обмеление реки в перевальном участке может быть не меньше, чем на перекатном. Разница отметок поверхности побочной перекатов и дна глубоких плесов обычно не превосходит годовой амплитуды уровней. Так, у Средней Волги эта разница 5 м, Днепра — 7—8 м.

Перемещение вниз по реке песчаных перекатов также представляет форму твердого стока, составляющую 1—5% на таких реках, как Волга и Дон, а на Днестре 15—20% от общего твердого стока. Среднее расстояние между перекатами на Волге на участке от Ярославля до Горького 52 км, от Горького до Камы — 74, а в низовьях — 15,5 км.

Основной особенностью режима перекатов, формируемых половодьем, является преобладание аккумуляции наносов за счет размыва плесовых участков и размывов в межень с заполнением наносами плесов. Размыв перекатов продолжается и зимой под ледяным покровом. По данным Усова, на Волге у Волгограда в половодье на группе перекатов откладывалось за сутки до 500 т наносов.

Средняя скорость перемещения перекатов весьма сильно изменяется в зависимости от уклонов, размера частиц наносов, размера реки, но с достаточной приближенностью может быть охарактеризована формулой

$$v_n = 0,05 \frac{Q}{\gamma}, \quad (46)$$

где  $\gamma$  — число Лохтина  $\left(\gamma = \frac{d}{h}\right)$ .

На одиночных перекатах наносами пополняется сперва верховая сторона седловины; в меженный период там же развивается и размыв. Возрастание уклона на перекатном участке в межень ведет к увеличению извилин динамической оси меженного потока, и корыто переката часто получает S-образное очертание. Крутизна подвалья в это время приближается к естественному углу откоса песка 35—40°. Так как ось гребня переката идет под углом к направлению течения, то ее длина иногда значительно превышает ширину реки. Струи потока на участке слива почти нормальны к гребню.

В связи с тем, что удельный расход воды на гребне переката резко уменьшается, транспортирующая способность падает, что, однако, компенсируется увеличением уклона. Такие перекаты обычно носят название «дурных», вследствие затруднительных условий прохождения их судами. В дурных перекатах развиты подзастружные течения, направленные почти нормально к поверхностным. Эти течения сортируют наносы подвалья, вынося оттуда тонкозернистую часть.

Перекаты в районах преобладания глубокой эрозии создаются в условиях обычно больших уклонов в половодье, чем в межень, что создает неблагоприятные гидравлические условия для их формирования, а поэтому они встречаются здесь в редких случаях. Эти перекаты отличаются грубозернистыми слагающими их наносами и значительной стабильностью.

В районах преобладания боковой эрозии обычно уклон в половодье меньше, чем в межень. Поэтому крупность руслоформирующих и, в частности, слагающих перекаты наносов значительно меньше, чем в районах глубинной эрозии. Гидравлические условия благоприятны для отложения наносов, и здесь широко распространено несколько разновидностей перекатов:

а) типа внутренних дельт, встречаются в участках выравнивания транспортирующей способности потока путем интенсивной аккумуляции наносов;

б) внутренние бары, формируются в участке расширений долины и поймы;

в) перекаты сужений долины, создаются в зонах подпоров, вызванных сужениями долины;

г) перекаты излучин, образуются главным образом при перевале наносов от одного выпуклого берега к другому;

д) перекаты головные, создаются в местах разделения русла на рукава;

е) устьевые перекаты, формируются в устьях притоков.

Внутренние дельты образуются на участках выравнивания транспортирующей способности реки за счет интенсивной аккумуляции, что свойственно областям, прилегающим к горным массивам, к районам, освобожденным регрессией водоемов, если их уклон дна меньше, чем реки, а также в местах рассеивания стока. Во всех перечисленных местах река «дичает», разделяясь на рукава. Характерная особенность этого рода мест — постоянная изменчивость фарватера. Система рукавов, воспринимающая основные массы воды реки, служит и местом наибольшей аккумуляции наносов, их дно поднимается над уровнем боковых, второстепенных рукавов. Поэтому главное течение время от времени переходит из основного в другой рукав, который в свою очередь повышается, и поток снова переходит в следующий рукав и т. д. Такие перекаты встречаются, например, в среднем течении р. Селенги.

Выше внутренней дельты обычно располагается серия плесовых участков с большими глубинами, образование которых связано с распластыванием волны высокого половодья на пространстве внутренней дельты, формирующейся обычно в расширениях долины.

Способом борьбы с уменьшением судоходных глубин является собирание реки искусственно в одно русло, но тогда зона аккумуляции передвигается выше, и там тоже надо производить защитные работы. Большой перспективностью отличается метод направления наносов во второстепенные рукава.

Перекаты типа внутреннего бара образуются в местах расширения поймы и их формы зависят от конфигурации коренных берегов. В прямых участках с симметричным расши-

рением в верху переката формирующее действие оказывают расходящиеся от фарватера донные течения, создающие отложения наносов в голове переката в виде бархана (рис. 42).

В межень сливающиеся с вала переката струи направлены под углом к берегу, где образуется сбой струй и местный интенсивный размыв берегов, вследствие чего меженное русло расширяется. На середине русла скопление наносов происходит в наибольшей степени и часто образуется осередок—остров, постоянно разъединяющий русло на два рукава.

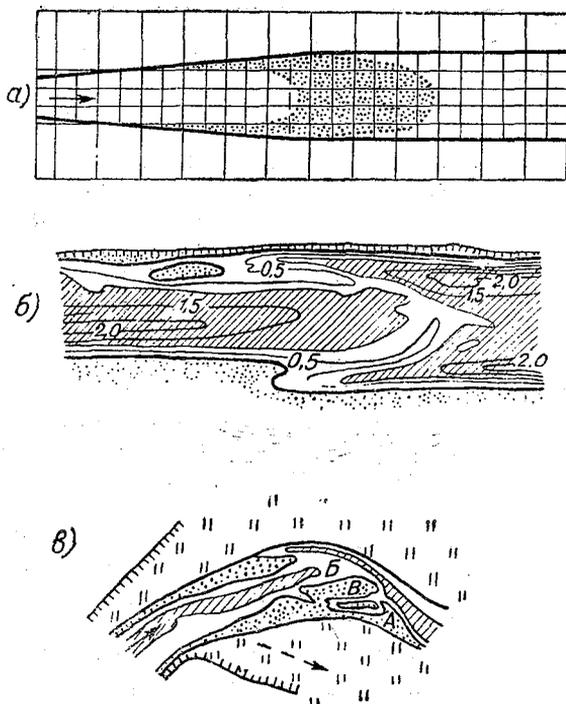


Рис. 42. Перекаты, образующиеся на участках расширений:

*а*—барханообразное скопление наносов в расширении лотка;  
*б*—перекат на Дону в участке симметричного расширения русла;  
*в*—перекат на Днепре в участке с односторонним расширением русла

При несимметричном расширении поймы из-за того, что обычно оно приурочено к изгибу русла, плесовая ложина, прилегающая к выпуклому берегу, частично заполняется наносами. Фарватер располагается у вогнутого берега, где ложина имеет большую глубину. Осередок или остров обычно сохраняются и при несимметричном расширении поймы. Динамическая ось потока в половодье смещается к берегу. Поло-

жение фарватера периодически может изменяться, так как в высокие паводки размывается преимущественно плесовая ложина у выпуклого берега, при более низких, наоборот, заполняется наносами.

Часто ниже головного переката располагается еще 2—3 переката как результат его смещения вниз. При этом перекал перестраивается и одна из нижних плесовых ложин заполняется наносами. На расширениях небольшой длины русло периодически смещается то к одному, то к другому берегу.

На режим перекатов, формирующихся выше сужения долины, оказывает влияние переменный подпор в половодье, слив воды с поймы в русло и направляющее действие коренных берегов на динамическую ось потока. Указанные факторы действуют в разных направлениях. Переменный подпор способствует изменению направления динамической оси потока при разных уровнях воды, а действие коренных берегов при высоких уровнях оказывает в нижней части горловины стабилизирующее действие. Подпор в половодье усиливает аккумуляцию, а слив с поймы осветленных вод — размыв, поэтому перекааты этого вида весьма изменчивы.

Слив пойменных вод часто служит причиной образования длинных песчаных кос, возникающих вдоль линии встречи пойменной и русловой частей водных масс. Ниже такой косы образуется глубокая плесовая ложина, периодически углубляемая пойменной водой. Распространение подпора неодинаково, в зависимости от высоты уровней, что меняет длину зон аккумуляции и эрозии.

Образуясь вверху, где подпоры редки, перекаат спускается в зону частых подпоров, а поэтому его изменчивость возрастает. Однако в нижней части участка, куда при высоких уровнях достигают спады, он становится стабильным — превращается в перевал, а иногда и вовсе исчезает.

Перекааты на излуцинах русла представляют большую песчаную грядку, наискось пересекающую русло и по нормали перерезаемую стрежнем меженного потока. Вдоль гряды при высоких уровнях происходит движение наносов. Пески, лежащие выше корыта перекаата, энергично на него наступают, а пески низовой кромки сдвигаются к нижнему побочню, т. е. весь перекаат сползает вниз, и корыто подходит к выпуклому берегу и там быстро заносится. Запруженный поток прорезает новое корыто у верхних песков и процесс снова повторяется (рис. 43).

Н. Е. Жуковский утверждал, что стремление к циклическому развитию заложено в самой природе перекаата, причем «законным» является состоящий в постепенном увеличении крутизны корыта и затем быстром прорыве нижнего побочня.

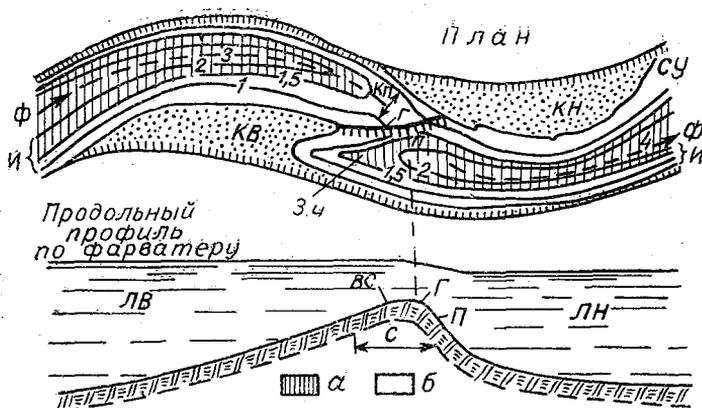


Рис. 43. Схема переката на излучине русла:

*а*—глубина проектной и более; *б*—глубина менее проектной; *к. в*—верхняя коса (пески); *к. н*—нижняя коса (пески); *л. в*—верхняя плесовая ложина; *л. н*—нижняя плесовая ложина; *с*—седловина; *к. л*—корыто переката; *в. с*—верховая сторона или напорный скат переката; *п*—подвалье; *г*—гребень (вал); *ф*—фарватер; *с. у*—срезочный урез воды; *и*—изобаты; *з. ч*—затонская часть нижней плесовой ложины

## § 25. Деление русла на рукава и типы островов

По Н. И. Маккавееву, можно выделить три типа деления русла на рукава:

1) протоки — их длина близка к длине изгиба меженного русла (т. е. близка к длине периметра побочня переката) и отделяется от основного русла осередками;

2) рукава — имеют одинаковую длину с излучиной весеннего русла и разделяются островами, затопляемыми лишь в высокие половодья;

3) рукава-реки — представляют разветвления большой длины, их режим отличается от главной реки (Ахтуба у Волги, Аксай у Дона, Таранчук у Днепра и т. п.).

Зарегулированность стока, по С. В. Григорьеву, оказывает значительное влияние на степень разветвленности русла. Так, например, р. Выг, слабо зарегулированная, отличается обилием рукавов — на протяжении 150 км имеет 72 рукава. Река Иртыш от истока из оз. Зайсан (200 км) сильно зарегулирована и, хотя течет, образуя большое количество меандр, рукавов создает очень мало.

Образованию рукавов способствуют: а) неоднородность пород, слагающих ложе (на Днепре на участке Кременчуг — оз. Ленина многие острова в своей головной части имеют выступы скальных пород); б) регулярные заторы и зажоры; в) неравномерное развитие растительности на прирусловых песках, карчи, оседание плавучих островов на перекатах; г) размыв водами половодья осушительных и оросительных

каналов на пойме, аккумуляция наносов у затопленных су-  
дов, плотов и т. д.

Преобладающее движение донных струй в месте разделе-  
ния русла направляется в тот из рукавов, падение водной по-  
верхности которого больше. Усиленная аккумуляция наносов  
происходит в рукавах, круто отходящих от основного русла.  
В истоке таких рукавов создается резкий перекоз водной по-  
верхности, усиливающийся образованием депрессии уровней  
в зоне отрыва потока у верхнего плеча берега. На Красно-  
борском перекате Сев. Двины твердый расход прямого ру-  
кава в 33 раза превосходил расход в обходном рукаве.

Отметки водной поверхности сливающихся рукавов зача-  
стую неодинаковы, и более высокая у того, который имеет  
удельный расход больше. Здесь создается типичный бугор  
растекания. Донные струи двигаются к устью рукава с мень-  
шими отметками водной поверхности.

Русловые положительные формы рельефа русла весьма  
многообразны, но из всех их наиболее существенными явля-  
ются того или иного вида острова и островоподобные скоп-  
ления руслового аллювия. Различают собственно острова  
и образования, близкие к ним, так называемые осередки.  
Осередки создаются аккумуляцией наноса в стрежневой  
части, а также отторжением частей кос, побочней, пляжей.  
Такой осередок имеет довольно пологий лоб и более крутое  
ухватствие (рис. 44). Поселяющаяся растительность ведет к его  
повышению и превращению в осередок-остров и затем  
в остров.

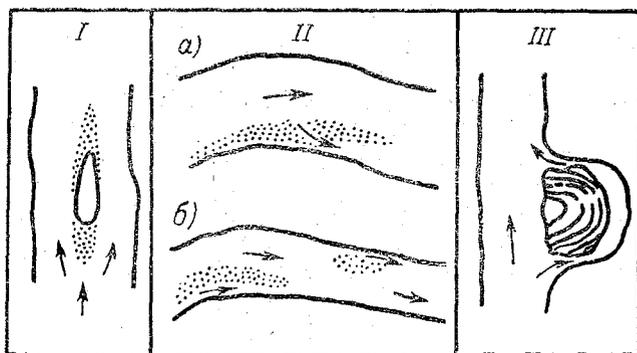


Рис. 44. Русловые острова:

I—острова осередки; II—отторженные острова: а—отторженные  
косы; б—отторженные побочни; III—острова, вклинившиеся в пойму

Накопление наносов может происходить в результате про-  
хождения особо высокого паводка, может быть связано с раз-  
витием излуины, прорывом шейки меандры, что ведет к рез-

кому увеличению выноса наносов. Разрыв побочной и пляжей также является процессом, ведущим к образованию осередков. Часто причиной формирования последних оказываются искусственные сооружения.

В маловодные годы острова намывного происхождения и осередки могут быть размыты. Остров имеет крутой лоб и пологое ухвостье в виде песчаной косы, далеко уходящей под воду. В ранней стадии формирования из осередка остров имеет каплевидную форму. Центральная часть обычно покрыта растительностью, а по краям располагается окаймляющий береговой вал с наивысшими отметками в голове, снижающийся к хвостовой части до уровня воды. Поэтому при достаточно высоких подъемах уровней воды остров превращается как бы в атолл, открытый с нижней стороны и с мелководной лагуной в центральной части.

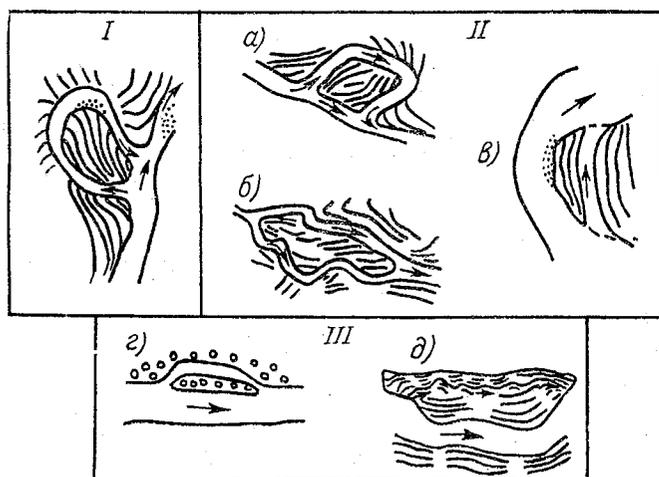


Рис. 45. Пойменные острова:

*I*—прорывные; *II*—промывные, образующиеся при процессе меандрирования русла; *a*—промывы перешейков излучин, *б*—промывы притеррасовой части поймы, *в*—промывы ложбин за прибрежными береговыми валами; *III*—промывные в условиях и меандрирующего русла; *з*—промывы прирусловой части поймы по занесшим рукавам русла, *д*—образование притеррасных рек, отторгающих значительные участки русла

Острова могут образовываться в результате срезки участков кос, меандр, отрезания целых массивов пойм притеррасной речкой. На перекатных участках острова часто располагаются сериями, так называемыми островами восьмерками. Особый тип островов сложной формы создается в дельтовых участках. Многообразие видов островов хорошо видно на рис. 44 и 45.

Наличие водного бугра на приверхе острова вызывает создание донных течений, расходящихся от стрежня к берегам,

что способствует размыву его головы, смещающейся вниз по течению. Водный бугор обычно не симметричен и смещен в сторону рукава с большим удельным расходом.

Уже сформировавшиеся из осередков острова могут подвергаться значительным плановым деформациям: иногда группа островов объединяется в один большой или один большой расчленяется на ряд мелких. Расчленение острова может происходить при формировании косоструйных течений на его поверхности в периоды прохождения высоких паводков. В первую очередь образуются поперечные протоки в приверхе и ухвостье острова-осередка.

О перемещении острова вверх или вниз легко судить по степени развития приверха или ухвостья. Боковые перемещения островов происходят за счет одностороннего формирования побочней или кос. При размыве пойменного берега у острова создаются ряды кос, береговых валов, изогнутых дугообразно с выпуклостью в сторону от реки. При этом противоположный берег острова может размываться, и весь он перемещается в боковом направлении.

Отторженные острова — это отрезанные от берега участки побочней, пляжей и кос; они свойственны рекам с повышенной мутностью из крупных фракций. На ранних стадиях развития они сохраняют первоначальную форму пляжей, кос. Острова, образовавшиеся из них, имеют клиновидную форму. Русловой аллювий, слагающий такой остров, несколько мельче, чем слагающий острова-осередки, так как на них идет материал из участков потока с пониженными скоростями течения.

Так называемые пойменные острова могут образоваться из излучин в результате прорыва шейки излучины, в связи с чем их часто называют «прорывными». По-видимому, их правильнее называть островами излучин. Они имеют округлую, часто грушевидную форму, на их поверхности сохраняются следы прежних прирусловых валов с изогнутыми в плане гривами и ложбинами. Такие острова в результате отмирания излучин соединяются с поймой, а отделившая их протока превращается в пойменное озеро.

Второй большой группой пойменных островов являются острова, образовавшиеся в результате промыва рукава на пойме, как это часто случается в местах развития тяжелых заторов, промыва рукава по притеррасному понижению поймы водами половодья или впадающими притоками; для них типичен общий наклон поверхности к руслу. Чаще всего промывы поймы совершаются по ложбинам, расположенным за высокими береговыми валами. Характерными признаками этого типа пойменных островов являются серповидная в плане форма и несколько повышенные отметки дна рукава по сравнению с руслом (рис. 46).

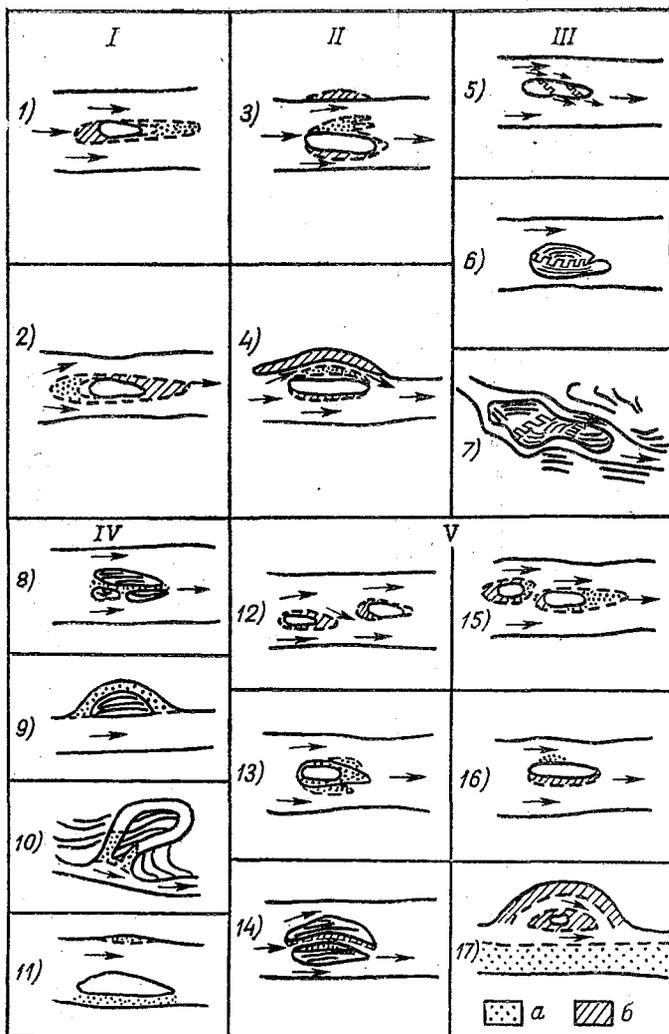


Рис. 46. Виды деформаций островов:

*I*—продольные перемещения: 1—сползание; 2—регрессивное перемещение; *II*—поперечное перемещение: 3—причленение кос, 4—меандрирование протока с наращиванием одного берега к ра мывам другого; *III*—расчленение: 5—образование поперечного протока; 6—образование продольного протока; 7—расчленение острова протоками; *IV*—причленение: 8—объединение группы островов вследствие о мирания протоков между ними; 9—причленение к пойме вклинившегося в нее острова, 10—занесение старорежий; 11—занливание бокового протока; *V*—боковое смещение: 12—размыв при смещении вниз по течению; 13—наращивание при продольном перемещении; 14—наращивание при поперечном перемещении; 15—сработка острова при поперечных перемещениях; 16—наращивание острова в немеандрирующем русле; 17—сработка острова, вклинившегося в пойму; а—намывы, б—размывы

В условиях вечной мерзлоты выявляется иногда встречающийся специфический вид образования островов — сползающих по дну. Иногда такие острова сползают в русло вместе с произрастающими на поверхности деревьями. Часть деревьев даже при передвижении острова по руслу сохраняет вертикальное положение.

## § 26. Типы руслового процесса

Многообразие условий формирования речного русла имеет следствием и большое различие в его внешних проявлениях.

Н. Е. Кондратьева и И. В. Попов выделяют следующие типы руслового процесса (рис. 47).

I. **Ленточно-грядовый** тип проявляется в основном в сползании вниз по течению крупных одиночных гряд, располагающихся поперек русла. Такие гряды имеют высоту 1,5—2 м, а длину, почти равную ширине русла. Скорость сползания гряд в отдельных случаях достигает 200—300 м/год. Этот тип развития руслового процесса соответствует описанному М. А. Великановым, при котором гряды сползают вниз по дну русла быстрее, чем размываются берега и русло остается в плане более или менее стабильным.

II. **Побочевой** тип характеризуется шахматным расположением крупных гряд, в плане заметно перекошенных, занимающих всю ширину русла; высота их достигает 3 м. Движение этих гряд происходит в половежье, а в межень они частично обсыхают, превращаясь в песчаные побочни, между которыми извивается меженный поток. В это время размывается нижняя сторона гряд.

III. **Тип ограниченного меандрирования** проявляется в условиях некоторого стеснения работы потока коренными берегами долины. Ширина поймы примерно равна ширине пояса меандрирования. Русло слабо извилисто, медленное сползание излучин вниз по течению (5—15 м/год) происходит без существенных изменений извилины.

IV. **Свободное меандрирование** происходит в широких плоских долинах, сложенных размываемыми грунтами с хорошо выраженными половежьями. Извилины русла свободно развиваются, создаются петли с узкими перешейками, прорыв которых приводит к омоложению процесса. Пойма имеет выраженный гривистый рельеф. Берега смещаются на десятки метров в год, наиболее интенсивно в вершинах излучин, что определяет вращение петель вокруг более или менее стабильных (квазиконстантных) точек.

V. **Незавершенное меандрирование** наблюдается в условиях глубоко затапливаемой в половежье поймы, что приводит к многорукавности русла и относительно слабому развитию процесса меандрирования.

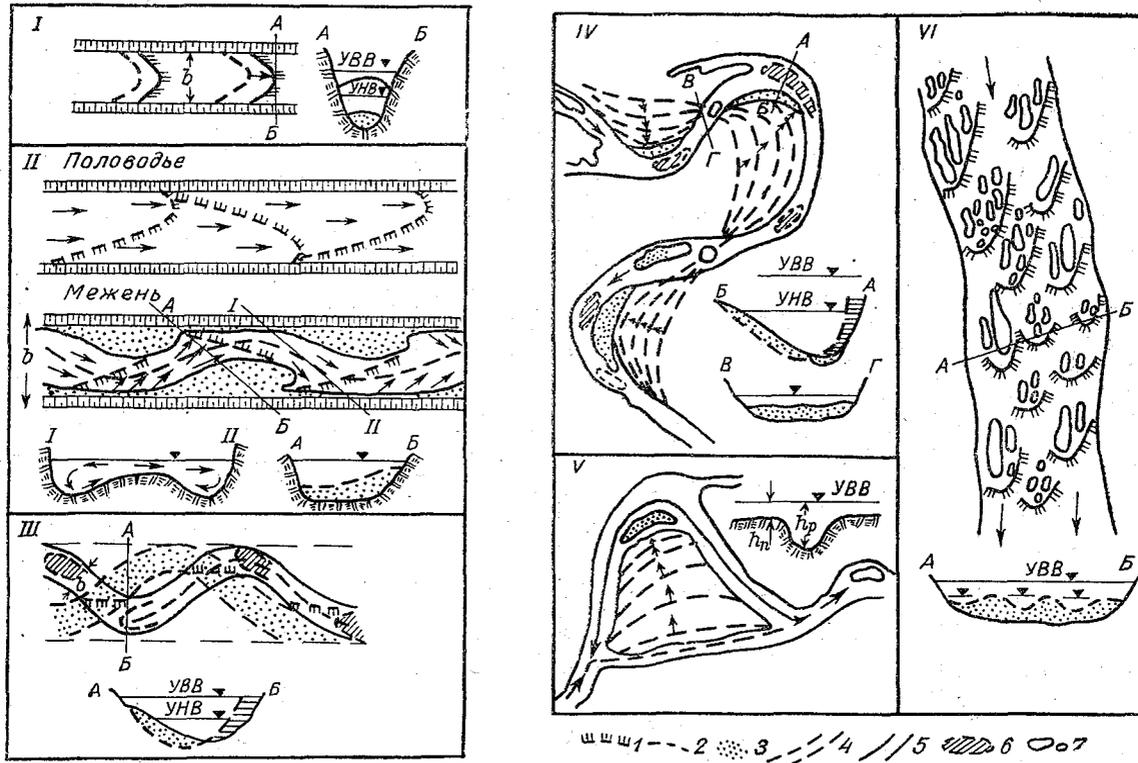


Рис. 47. Типы руслового процесса:

I—ленточно-грядовый; II—побочный; III—ограниченное меандрирование; IV—свободное меандрирование; V—незавершенное меандрирование; VI—осередковый тип процесса; 1—гребень гряды; 2—предшествующее положение гряды; 3—песок, обсохшие части гряд (побочки); 4—прежнее положение русла; 5—современное положение русла; 6—плесь; 7—обсохшие части гряд (осередки, острова); УВВ—уровень высоких вод; УНВ—уровень низких вод;  $h_{II}$ —глубина затопления поймы;  $h_P$ —глубина затопления русла;  $b$ —ширина русла

VI. Осередковый тип характерен для потоков с большим количеством донных отложений, переносимых в широком плоском русле в виде ряда ленточных гряд. Гряды при обсыхании в межень образуют множество осередков, в последующем часто превращающихся в острова. Осередки довольно быстро смещаются вниз по течению (до нескольких километров в год), при этом значительно деформируясь.

Блуждание рек происходит при высокой подвижности обильных донных отложений, где русла отличаются большой неустойчивостью.

По С. И. Пиньковскому, ленточно-грядовый и побочной типы свойственны рекам, протекающим в холмистой местности и имеющим глубоко врезанные русла. Такие участки встречаются на Волге, Днестре, Днепре, Оке, Каме, а также в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Реки с ограниченным меандрированием встречаются главным образом в северо-западном и северном районах Европейской части СССР, а также на Средне-Русской и Вольно-Подольской возвышенностях.

Реки, свободно меандрирующие, протекают в таких равнинах, как Припятское полесье, Приднепровская и Приволжская низменности, Западная Сибирь и др.

Незавершенное меандрирование свойственно участкам нижнего течения таких равнинных рек, как Волго-Ахтубинская пойма, Днепровские плавни, Нижняя Обь и т. д.

Осередковый тип встречается при резких переломах продольного профиля, т. е. на выходах рек из гор на равнину, например на Куре, Кубани, Верхней Оби и т. п.

### § 27. Производство морфологического анализа русла для выделения однородных участков

Морфологический анализ русла имеет целью выделение генетически однородных участков, что существенно важно при планировании русловыправительных работ, борьбе с наводнениями, заносимостью рукавов, изменчивостью судоходного хода, для рационального устройства разного рода гидротехнических сооружений и т. д.

Для производства морфологического анализа необходим подробный картографический материал в виде крупномасштабных планов, аэрофотоснимков, требуется наличие, хотя бы по отдельным опорным пунктам, основных гидрологических данных по режиму уровней, расходов воды, наносам, ледовому режиму, данных русловых съемок и т. п. Для детального анализа динамики русловых процессов чрезвычайно полезны повторные крупномасштабные съемки. При недостатке данных значительную пользу могут принести опросные сведения. Помимо этого для полного анализа необходимо

иметь геолого-почвенную съемку дна долины и геоботаническую карту.

Подробная схема морфологического анализа русла разработана И. В. Поповым, которая в сокращенном виде приводится ниже. По картам и аэрофотоснимкам выделяются макроформы русла и их распространение, устанавливается влияние ограничивающих факторов, стадий развития, производится оценка характера и размеров переноса наносов. Анализ микрорельефа поймы помогает оценить стадии развития этого руслового процесса. Например, синусообразные очертания излучин и наличие узких перешейков свидетельствуют о работе свободного меандрирования. Небольшая извилистость показывает, что либо излучины находятся в начальной стадии развития, либо это участок ограниченного меандрирования. Наличие при этом широкой поймы с гривистым дугообразным микрорельефом и серповидными старицами свидетельствует о малом развитии извилистости именно как о начальной стадии меандрирования. Однако при большом переносе наносов, усиленном развитии побочней, пляжей, береговых валов на выпуклых берегах, наличии отторженных островов извилистость может не развиваться.

При односторонней пойме извилистость развивается слабо, а если и создаются извилистые русла, то они обычно разделяются длинными прямыми участками, сами петли имеют вытянутую *п*-образную или дельтообразную форму.

Зарегулированность режима является фактором, препятствующим развитию извилистости даже при широкой пойме. В свою очередь, сглаженный рельеф последней является показателем зарегулированности режима.

Большое число развитых различных форм скоплений наносов свидетельствует о замедленности транспортировки и, наоборот, малое их количество — о преобладании транзита. Первый случай дает основание предполагать о больших плановых перестроениях русла, второй — о его плановой стабильности. Хорошо развитые ухвостья островов являются показателями их перемещения вниз по реке, а приверхи, напротив, — о передвижении вверх. Развитие побочней и кос у одного из берегов острова показывает его тенденцию к перемещению в боковом направлении.

Округлые сглаженные очертания пляжей, побочней свидетельствуют о хороших условиях транспортировки и, наоборот, наличие кос — о ее затрудненности. Последнее дает основание предполагать не только резкое изменение гидравлики потока при переходе от половодья к межени, но и наличие местных источников поступления наносов.

По гривам на пойме в виде дугообразно изогнутых полос возможно установить прежнее положение русла. Восстановление прежних положений бровок следует вести по вершинам

грив, начиная с выпуклых участков берегов. Гривы гуще зарастают лесом, чем межгривные понижения, что по аэрофотоснимкам создает демаскирующую полосатость и облегчает их дешифрирование. На луговых поймах, при умеренном увлажнении, гривы более темного тона, а при недостаточном светлого. При этом следует учесть высоту поймы над руслом реки.

Для анализа на снимок накладывается рамка, ограничивающая участок исследования (обычно две смежные излучины), затем накладывается калька. На кальку переносятся современные очертания русла и проводится линия, соответствующая бровке гребня (старого берегового вала), расположенного непосредственно за современным береговым валом, сначала одной излучины, а затем второй — смежной, что и будет представлять правобережные и левобережные берега русла прежнего положения. На кальке их концевые участки расходятся на расстояние, равное ширине русла. По этим опорным линиям воссоздаются полные очертания русла, для чего каждую из этих линий надо продолжить параллельно друг другу. Затем наносят среднюю линию этого русла, и калька заменяется новой, на которую наносится следующее по порядку положение русла, и т. д. В результате получится серия калек, с которых все сводится на один общий план деформации русла. При большой сложности микроландшафта поймы составляют кальку средних линий русла.

Нарушения в ходе развития извилин от прорывов перешейков происходят обычно при достижении ими большой кривизны, а поэтому наличие внутри петли рисунка, напоминающего развернутый веер с полосами, изогнутыми в сторону от реки, показывает, что петля в ходе развития смещалась вниз по течению. Признаком недавних прорывов петель является наличие в русле обширной широкой косы со слабо выраженным микрорельефом, образующейся на участке непосредственно ниже прорыва. Как правило, поверхности древних систем вееров грив (несогласующихся с современными положениями русла) находятся на более высоких отметках, чем современные. Древние веера могут быть встречены и у вогнутых берегов современных петель.

Сопоставив карты различных лет съемок, можно оценить общий характер деформаций, величины плановых смещений и определить темпы руслового процесса. На сопоставляемых планах опознаются местные надежные ориентиры, неизменные во времени и составляется схема деформаций, которая представляет собой план с изолиниями величин размывов и намывов русла.

Схема составляется таким образом: на планах разбивается сеть профилей, ориентированных одинаково в сетке координат; по ним вычисляются разности отметок дна с точностью

10 см и строятся изолинии размывов и намывов. Наиболее показателен прием накладки плана на план. Для этого со сравниваемых планов на кальку переносятся положения выраженных устойчивых бровок берегов и островов, главного русла и протоков, а также мосты, населенные пункты, гидротехнические сооружения и т. д.

Сопоставление не вызывает затруднений, если процесс совершался в одну сторону, а в этом можно убедиться восстановлением прежних положений русла по аэрофотосъемкам.

Такая калька накладывается на другую и на нее со второй съемки переносятся контуры берегов, протоки, острова и т. д. Планиметрированием определяются площади размывов и намывов. Условно можно принять, что деформации берегов, необратимы, а русловых мезо- и микроформ обратимы, поэтому объем поступающего и уходящего материала с данного участка определится объемами размывов и намывов берегов русла.

Разница суммарного объема размывов и объема намывов от пойменной фации дает возможность оценить и объем размыва русловой фации аллювия.

Площади однонаправленных размыва и намыва могут быть определены перемножением величины смещения бровок берегов  $b$  на высоту  $H_p$  для размываемого берега и высоту  $H_n$  намываемого берега (рис. 48).

Вычисления превышения размываемого берега над побочными позволяют оценить объем размыва пойменной фации аллювия, а разница суммарного объема размытой пойменной фации дает возможность оценить и объем русловой фации.

Для иллюстрации линейных размывов и намывов составляется график распределения по длине реки их величин и плановых смещений русла. По оси ординат вверх откладываются величины смещений бровки левого берега, вниз — правого. Размыв изображается столбиком с косой штриховкой, намыв — столбиком с точечной штриховкой. График позволяет установить участки с наибольшими и наименьшими деформациями. Ширина столбика соответствует длине зоны размыва и намыва (рис. 49).

Кроме того, следует составить диаграмму средних и наибольших смещений берегов по морфологическим участкам. Эта диаграмма строится в виде столбиков, помещенных в середине морфологических участков, средние величины слева, наибольшие справа.

Графически распределение объемов деформаций можно представить в виде интегральных кривых. По оси абсцисс откладываются расстояния, а по ординатам нарастающие по длине реки объемы поступления и расходования наносов. По этим кривым можно выявить участки, на которые поступают

основные объемы наносов или, наоборот, с которых они уносятся.

Уравнение баланса наносов речного участка имеет вид

$$R_1 + W^* = R_2 + W^{**}, \quad (47)$$

где  $R_1$  и  $R_2$  — объемы наносов, принесенных соответственно к входному и выходному створам;  $W^*$  — наносы, поступившие от местных источников;  $W^{**}$  — наносы, отложившиеся в пределах участка.

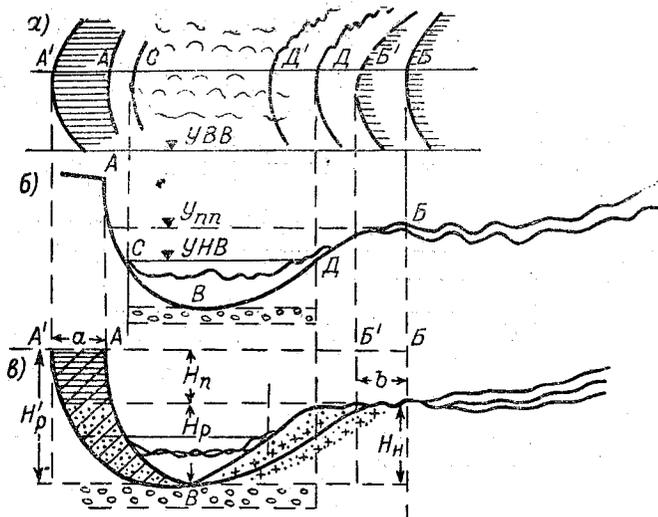


Рис. 48. Схема выделения зон обратимых и необратимых деформаций в поперечном сечении русла:

$a$  — зоны обратимых деформаций в сечении русла;  $b$  — выделение зоны однонаправленных деформаций;  $c$  — схематизированное изображение зоны обратимых деформаций в сечении русла;  $AA'$  — размываемые берега;  $BB'$  — намываемые берега;  $C$  — подошва подмываемого берега (граница зон обратимых и необратимых деформаций);  $BD$  — поверхности побочней;  $B$  — уровень базального склона (горизонта);  $У_{НВ}$ ,  $У_{ВВ}$  — уровни низких и высоких вод;  $У_{п.п}$  — уровень поверхности поймы;  $H_p$  — глубина затопления поймы на высоте бровки размываемого берега;  $H'_p$  — глубина русла при затоплении поймы;  $H'_p$  — глубина русла от уровня бровки размываемого берега;  $H_n$  — высота намываемого берега;  $A'$ ,  $B'$ ,  $D'$  — смещенные положения  $A$ ,  $B$  и  $D$  вследствие размыва и намыва

На бесприточном участке поступление наносов от местных источников  $W^*$  составляется из продуктов размывов русла, берегов и островов  $W'_6$ , размыва поймы вне зоны береговых переформирований  $W'_п$ , поступлений наносов с подвижными русловыми скоплениями  $W'_p$ . Местное суммарное расходование наносов  $W^{**}$  составляется из намыва берегов  $W''_6$ , отложения наносов на пойме  $W''_п$ , убыли на формирование русловых скоплений  $W''_p$ .

Подставив эти частные значения в уравнение баланса, получим

$$R_1 + W'_6 + W'_n + W'_p = R_2 + W''_6 + W''_n + W''_p. \quad (48)$$

Нет обычно таких данных, как  $W'_n$  и  $W''_n$ , а также  $W'_p$  и  $W''_p$ . Эти величины можно оценить суммарно

$$(W'_n - W''_n) + (W'_p - W''_p) = (R_1 - R_2) + (W'_6 - W''_6). \quad (49)$$

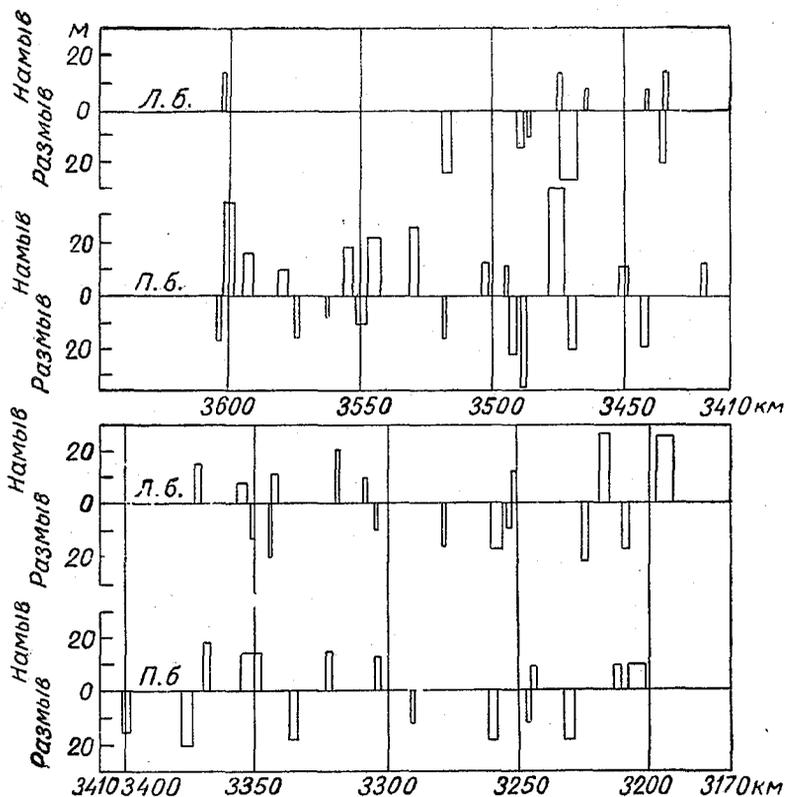


Рис. 49. График распределения по длине реки величин плановых смещений русла в результате подмыва берегов и длины фронта размыва:  
л. б.—левый берег; п. б.—правый берег

По интегральной кривой объемов размыва берегов можно приблизительно восстановить ход дополнительного поступления наносов от размыва берегов, построив кривую разности

$$R^* = W'_6 - W''_6.$$

Когда члены баланса определены с достаточной точностью по данным о соотношениях объемов размывов и намывов берегов ( $W'_6$  и  $W''_6$ ), можно попытаться составить представление о вероятной роли поступления от  $W'_n$  и расходования на  $W''_n$  и в русле реки ( $W'_p$  и  $W''_p$ ).

При сопоставлении съемок рек с развитой поймой за несколько десятков лет можно ожидать, что в объемах размывов берегов будет содержаться и русловая и пойменная фации аллювия, в то время как объемы свеженамытых участков берегов будут преимущественно из русловой фации, так как пойменная еще не успеет сформироваться.

Наносы от размывов берегов могут расходоваться на их намыв и питать транзитный поток донных наносов. Если это последнее будет больше, чем способность потока к их переносу, то будут формироваться донные отложения — русловые косы, прилегающие к берегам.

При динамическом равновесии микроформы будут встречаться в чистом виде, свойственные данному типу (побочному, ограниченному или свободного меандрирования, осередковому). О нарушении равновесия может свидетельствовать проявление процессов, не свойственных данному типу (отторжение побочней, пойм в вершинах излучин, расчленение и объединение островов).

При состоянии динамического равновесия превышение объемов размывов берегов над их намывом  $W'_6 - W''_6$  выражает объем размыва пойменной фации аллювия  $W''_{п.ф.}$ , а объем размывов  $W'_{р.ф.}$  и намывов  $W''_{р.ф.}$  русловой фации при деформации берегов будут равны (так же как и расходы донных наносов от русловых скоплений), и общее уравнение баланса наносов выразится так:

$$R_1 + W'_6 + W'_n = R_2 + W''_6 + W''_n, \quad (50)$$

где  $W'_6 = W''_6 + W'_{п.ф.}$ .

При малом размыве поймы вне зоны перестроения берегов  $W'_n$  и равенства  $R_{1\text{взв}} = R_{2\text{взв}}$  весь объем наносов от размыва пойменной фации при подмыве берегов расходует на наилок  $W''_n$ .

При отсутствии динамического равновесия величину размыва пойменной фации  $W'_{п.ф.}$  можно определить только по данным морфологической съемки, при которой выясняется соотношение в отложениях берегов, пойменной и русловой фации аллювия, а сопоставив эти соотношения с осевшими на участке взвешенными наносами  $R_{1\text{взв}} - R_{2\text{взв}}$ , можно судить о доле  $W'_{п.ф.}$ , идущей на  $R_{\text{взв}}$ , если  $R_{1\text{взв}} < R_{2\text{взв}}$ , или на местные отложения в пойме, если  $R_{1\text{взв}} > R_{2\text{взв}}$ .

Процесс массового взвешивания наносов способствует уменьшению разнообразия и числа микро- и мезоформ, а массового осаждения — обилию русловых скоплений наносов.

Когда объем размыва берегов  $W\%$  окажется меньше, чем объем намыва  $W\%$ , происходит значительное изъятие донных наносов из их транзита. В этом случае прилегающие к берегу, вдоль внешней окраины намываемого побочня, косы являются показателем процесса.

Для анализа распределения расходов взвешенных наносов строят специальный график, в котором по оси ординат откладываются значения мутности взвешенных наносов и расходов воды, а по оси абсцисс — длина реки. В местах расположения створов измерений и впадения крупных притоков к абсциссе восстанавливаются перпендикуляры, которые и представляются границами участков.

На ординатах створов откладываются значения указанных выше характеристик  $P$ ,  $R$ ,  $Q$  в местах впадения притоков соответственно данным о вносимых ими количествах воды и наносов. При отсутствии этих данных они восстанавливаются по картам Г. В. Лопатина или Г. И. Шамова. На бесприточных участках ординаты  $P$ ,  $R$  и  $Q$  соединяются прямыми, а на приточных, как указано, изменяются соответственно влиянию притоков, и график получается ступенчатым.

Часто обнаруживается уменьшение мутности и расхода наносов вниз по участкам с широкой поймой в году с высоким половодьем и, наоборот, увеличение в годы с пониженным паводочным стоком. Такое различие хода определяется тем, что в высокие половодья вода, разливаясь по широкой пойме, оставляет там наносы и осветленная сбегает в русло. В годы с пониженной водоносностью все наносы концентрируются в русле и мутность увеличивается.

Резкие изменения графиков могут быть результатом массового осаждения взвешенных наносов, принесенных с верхнего участка, или пополнения за счет местных размывов, что, по терминологии Маккавеева, соответствует случаю выравнивания транзитной способности аккумуляцией.

Описанные графики помогают установить норму стока наносов более верно, чем по изолированным данным створов измерений, а также наметить на кривых (при ограниченном числе лет наблюдений) вероятное положение точек, соответствующих норме.

Графики развития руслового процесса показывают распределение по длине изучаемого участка основных характеристик водосбора, морфологических данных о русле и пойме реки, типов русловых и пойменных деформаций и границ морфологически однородных участков.

На каждой схеме надо иметь несколько морфологических участков. Схема содержит графики:

- нарастания площадей бассейна;
- среднегодовых расходов воды;
- среднегодовых величин расходов наносов и мутности;
- изменения по длине реки амплитуд уровней;
- высот берегов, их строения, крупности отложений наносов;
- ширины русла между бровками меженного берега;
- ширины и площадей поймы;
- продольного профиля с показанием грунтов дна;
- схем типов русла, поймы и их деформаций.

Врезки с гидрографами за характерные годы помещаются так, чтобы их начальные ординаты совпали с тем местом реки, на котором находится гидроствор.

Графики изменений по длине реки  $R_{\text{ср. год}}$  и  $P_{\text{ср. год}}$  строятся главным образом для оценки возможного характера пойменных деформаций (условий отложения наносов на пойме, размыва ее поверхности, роли прихода взвешенных наносов притоков и от размыва берегов и т. п.).

График амплитуд уровней помещается преимущественно в целях учета затопляемости поймы, условий ее размыва и отложения наносов. Желательно показать среднюю наибольшую и наименьшую амплитуду уровней.

Графики изменения высот берегов, их строения и крупности отложений служат для оценки объемов перемещаемых потоком наносов в русле и на пойме и условий их перемещения. Они строятся по данным русловых съемок. Высота берегов дается в превышениях их бровок над уровнем, к которому отнесены глубины, отдельно левый и правый, первый выше, второй ниже.

По данным сопоставления карт съемок различных лет отмечаются участки с преобладанием намыва и размыва берегов. При наличии островов графики высот их берегов помещаются между графиками распределения высот на берегах русла.

Данные о крупности наносов пойменной и русловой фаций аллювия в подмываемых берегах подписываются с расчетом установления возможностей учета смены крупности отложений в берегах по длине участка.

Схемы типичных форм рельефа русла, поймы и их деформаций строятся по трем частным схемам:

1. Схеме расположения русла в пределах дна долины; она служит для выявления ограничивающих факторов, помещается в виде врезки.

2. Схеме типичных макроформ; помещается тоже в виде врезки.

3. Диаграмме распределения средних величин плановых деформаций берегов, островов и средних величин основных элементов баланса.

Сводная морфологическая схема реки представлена на примере р. Оби (рис. 50).

Гидроморфологическое описание развития руслового процесса должно содержать:

1) характеристику условий формирования водного режима и твердого стока: а) условия развития эрозии, б) условия транспортировки наносов, в) краткая история формирования речной долины;

2) сведения о типе руслового процесса, в которые включаются: а) описание основных морфологических участков с указанием факторов, способствующих появлению или развитию различных типов микроформ и общих тенденций развития русловых и пойменных деформаций; б) основные черты мезо- и макроформ и их количественные характеристики, в) влияние русловых и пойменных деформаций на хозяйственную деятельность.

---

## Глава VII

# ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО ТЕРРИТОРИИ СССР ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И ОСНОВЫ ГИДРОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

### § 28. Влияние степени увлажненности на распределение водоносности рек

Водный баланс территории СССР определяется на большей ее части влагой, принесенной с Атлантики. Поэтому чем дальше от этого источника увлажнения, тем меньше выпадает влаги. В юго-западной части ЕТС осадков выпадает до 800—900 мм, а в северо-западной до 600—700 мм в год. Этот последний максимум хорошо прослеживаемой полосой протягивается до Уральского горного хребта, представляющего своего рода порог для осадков, за которым их количество снижается до 400 мм. Вторым таким порогом являются горы Путорана и Енисейский кряж на правобережье Енисея, за которым выпадает всего около 300 мм осадков.

Уменьшение количества выпадающих осадков по мере удаления от океанических пространств влечет за собой и соответствующее уменьшение речного стока, изменяющегося не только по широте, но и по долготе. На рис. 51 представлены величины стока рек, определенные на различной широте по меридианам 36°, 48° в Европейской равнине СССР и по меридиану 66°, проходящему по равнине Западной Сибири. Следует подчеркнуть, что указанные различия до некоторой степени сглаживаются к северу.

В пределах бассейна р. Лены встречаются влияния атмосферных переносов с Атлантического и Тихого океанов. В отдельные годы тихоокеанские переносы достигают Байкала, в другие отступают к востоку.

В меридиональном направлении все составляющие водного баланса изменяются весьма сильно. На европейской равнине быстрее всего изменяется сток, его максимум проходит приблизительно у широты 66°, максимум осадков у 60°, а максимум испарения в полосе 52—57°. Распределение мак-

симумов осадков определяется характером атмосферных переносов влаги, а смещение относительно его стока и испарения определяется главным образом нарастанием к югу температур воздуха.

Для Европейской территории СССР среднее годовое количество осадков равно  $3120 \text{ км}^3$ , испарения —  $2190$ , стока  $928 \text{ км}^3$ .

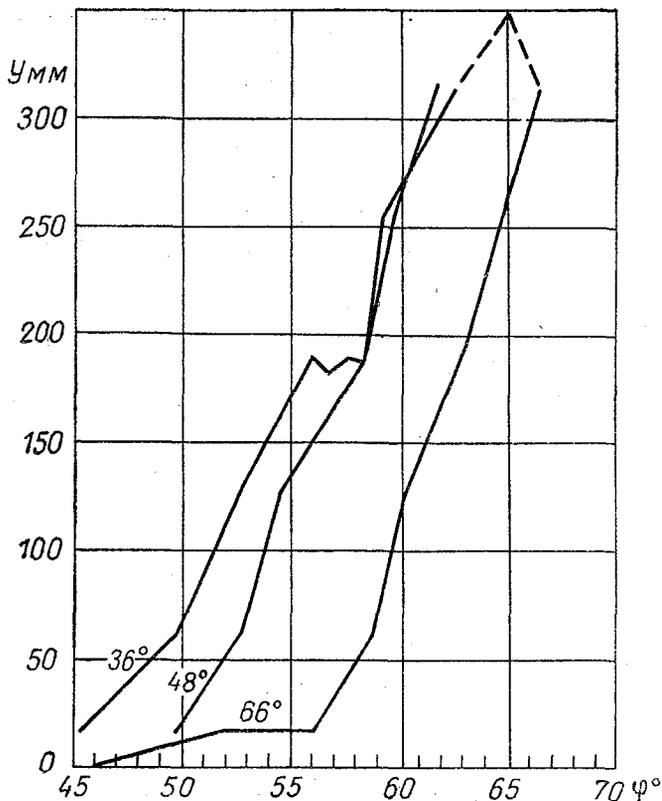


Рис. 51. Изменение среднегодового стока рек в зависимости от широты и долготы места

Распределение элементов водного баланса по бассейнам морей СССР представлено в табл. 25, из которой видно, что величина коэффициента стока также изменяется в сторону уменьшения не только с севера на юг, но и с удалением от океанических пространств (бассейны Каспийского и Аральского морей).

## Водный баланс СССР \*

Бассейн	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Осадки		Сток		Испарение		Кэффи- циент стока
		км <sup>3</sup>	мм	км <sup>3</sup>	мм	км <sup>3</sup>	мм	

## Северный Ледовитый океан

Баренцево и Белое моря	1 250	800	640	418	335	382	305	0,52
Карское море . . .	6 200	3 180	513	1 337	216	1 843	297	0,44
Море Лаптевых . . .	3 670	1 500	408	790	216	710	192	0,55
Восточно-Сибирское море	1 390	460	330	238	171	222	159	0,52
Чукотское море . . .	102	40	396	28,6	280	11,4	116	0,71
Всего . . . . .	12 612	5 980	475	2 812	223	3 168	252	0,47

## Тихий океан

Берингово море . . .	573	383	669	220	334	163	285	0,57
Охотское море . . .	2 800	1 810	649	674	240	1 136	409	0,37
Японское море . . . .	135	115	855	43	318	72	537	0,37
Всего . . . . .	3 508	2 308	660	937	267	1 371	393	0,41

Бассейн	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Осадки		Сток		Испарение		Кэффи- циент стока
		км <sup>3</sup>	мм	км <sup>3</sup>	мм	км <sup>3</sup>	мм	

Атлантический океан

Балтийское море . . . . .	640	460	720	168	262	292	458	0,36
Черное и Азовское моря	1 329	800	600	146	110	654	490	0,18
<b>Всего . . . . .</b>	<b>1 969</b>	<b>1 260</b>	<b>640</b>	<b>314</b>	<b>160</b>	<b>946</b>	<b>480</b>	<b>0,25</b>

Бессточный Арало-Каспийский бассейн

Каспийское море . . . . .	2 950	1 670	569	301	102	1 369	467	0,18
Средняя Азия и Казах- стан . . . . .	2 500	735	293	113	45	622	248	0,15
<b>Всего . . . . .</b>	<b>5 450</b>	<b>2 405</b>	<b>449</b>	<b>414</b>	<b>76</b>	<b>1 991</b>	<b>330</b>	<b>0,17</b>
<b>Итого . . . . .</b>	<b>23 539</b>	<b>11 753</b>	<b>502</b>	<b>4 477</b>	<b>190</b>	<b>7 276</b>	<b>312</b>	<b>0,38</b>
В том числе воды, поступающие из зару- бежных стран . . . . .	1 269	—	—	138	—	—	—	—
<b>Всего в пределах СССР . . . . .</b>	<b>22 270</b>	<b>11 200</b>	<b>508</b>	<b>4 339</b>	<b>194</b>	<b>6 861</b>	<b>308</b>	<b>0,38</b>

\* Сток по карте К. П. Воскресенского, осадки по карте О. А. Дроздова с введением поправок на недоучет осадкомерами твердых и жидких осадков (величины поправок по А. П. Бочкову). Данные табл. 2, в отличие от табл. 25, учитывают площади бассейнов и в зарубежной их части, как это сказано в соответствующем примечании, и не включают поправок на осадки, что и определяет различия сведений этих таблиц.

По мере перемещения с ЮВ на СЗ по часовой стрелке роль осадков в водном балансе возрастает, а роль стока соответственно уменьшается и возрастает роль водообмена, что хорошо прослеживается изменением составляющих водный баланс морей СССР (табл. 26).

Таблица 26

Водный баланс четырех морей (в процентах суммарных величин прихода и расхода)

Море	Осадки	Приход		Расход
		Сток	Испарение	Водообменность
Аральское . . . . .	9	91	100	—
Каспийское . . . . .	18	82	100	—
Черное и Азовское . . . . .	25	75	73	27
Балтийское . . . . .	32	68	29	71

Так как распределение гидрологических характеристик по территории определяется главным образом теми же особенностями климатических факторов, что и географических ландшафтов, то при переходе от одной ландшафтной зоны к другой меняются абсолютные и относительные значения стока и соотношения между составляющими уравнение водного баланса. По В. А. Троицкому, элементы водного баланса изменяются по ландшафтным зонам так, как это показано на табл. 27.

Таблица 27

Водный баланс различных ландшафтных зон

Зона	Осадки, мм	Сток, мм	Испарение, мм	Коэффициент стока
Тундра . . . . .	350	300	50	> 0,75
Таежная . . . . .	480—600	250—400	100—350	0,50—0,75
Лесная . . . . .	550—650	150—250	300—450	0,25—0,50
Лесостепная . . . . .	450—550	100—150	350—450	0,20—0,25
Степная . . . . .	250—500	> 100	250—450	0,20

Искажающим образом на широтную зональность географических ландшафтов и гидрологических характеристик влия-

ют гипсометрические и геологические факторы, причем первые проявляются особенно рельефно, превращая широтную зональность в высотную.

Даже незначительные возвышенности вызывают увеличение размеров речного стока. Так, например, на Валдайской возвышенности, расположенной в западной части, т. е. в начальном участке атмосферных переносов с Атлантики по территории СССР с высотой всего 250—300 м (лесная зона), речной сток увеличивается с 300—400 мм в окружающей местности до 600 мм. Здесь условия стока как бы приближаются к более северной таежной зоне.

Некоторое влияние на сток оказывают и отрицательные формы рельефа, вызывающие уменьшение величины стока (например, в Приильменской котловине, где сток около 200 мм при норме для окружающей местности в 300 мм). Такого же рода явление отмечалось для Молого-Шекснинского междуречья. Высотная зональность на возвышенностях, имеющих значительную протяженность по меридиану, изменяет широтное расположение изолиний стока, осадков и испарения на меридиональное, как это, например, наблюдается на Урале.

При значительных размерах горных стран проявляется и влияние широтной зональности, усложняясь различием в степени увлажнения, а следовательно, и размеров стока наветренных и подветренных склонов. Примером может служить Уральский хребет, в котором в его ясной высотной зональности, вследствие большого протяжения с севера на юг, сказывается и широтная зональность, в целом разделяющая его на характерные части: северную, среднюю и южную. Область наибольшего стока расположена в наиболее возвышенной части Среднего Урала, в верховьях р. Вишеры—более 750 мм. Условия стока на вершинах хребта как бы на 4—6° переносятся к северу. Различия элементов водного баланса на восточных склонах на 4—6° переносятся к югу по сравнению с западными. Зона повышенного стока к западу от медианы хребта шире, чем к востоку, что определяется как орографическими его чертами — западный склон пологий и широкий, а восточный крутой и узкий, так и явлениями «предвосхождения осадков» (табл. 28).

Геологические и геоморфологические факторы в отдельных случаях значительно сказываются на характере ландшафтов, но чаще это влияние лишь несколько видоизменяет отдельные его элементы.

Мелкозападинный рельеф в бассейне р. Тобола является специфическим фактором, дополнительно влияющим в этой части Зауралья на понижение величины стока путем расходования влаги на испарение с многочисленных мелких озер. Наоборот, карстовые явления на западных склонах

Урала, предохраняя усиленной инфильтрацией сток от потерь, является фактором, повышающим его величину.

Более сложная горная страна Кавказ с его системой горных хребтов широтного и меридионального направлений, расположенная на путях влагонесущих ветров, обладает и сложной схемой распределения географических ландшафтов, а соответственно и речного стока. Здесь также сказывается дополнительный фактор — геологическое строение, в ряде мест придающее специфические особенности гидрологическим процессам.

Таблица 28

Величины гидрологических характеристик на западном и восточном склонах Урала

Экспозиция склонов	Осадки			Речной сток, мм	Испаре- ние, мм	Коэффициент стока
	годовые, мм	зим- ние	лет- ние			
		% от годовой суммы				
Западный . . . . .	550—900	40	60	250—700	250—350	0,40
Восточный . . . . .	300—500	25	75	300	300	0,40

В защищенной от влагонесущих ветров части местности, прилегающей к этой горной стране, — Прикаспийской низменности слой стока снижается до 15 мм. У подошвы северо-восточного склона Главного Кавказского хребта величина стока около 60 мм, равно как и у юго-восточной оконечности главного хребта. Наибольшая величина стока на северных склонах находится в области расположения наибольших высот от истоков Кубани до истоков Терека и достигает 1500 мм. На юго-западном склоне, обращенном к влагонесущим ветрам, сток достигает 3000 мм (бассейн р. Кодори).

В Закавказье, к востоку от поперечного Имеретинского хребта на Восточно-Кавказской равнине сток падает до 25 мм и ниже, но вблизи Каспийского моря, в Ленкораньской низменности, становится больше.

Распределение стока в пределах Малого Кавказа особо сложное, на Алагезе — Южно-Гокчинском, Зангезурском хребтах — он достигает 475 мм, в замкнутых котловинах, как у оз. Севан, снижается до 200 мм.

Не менее резки контрасты стока и на Крымском полуострове, где в степной части его величина определяется несколькими миллиметрами, а в горной достигает 800 мм,

В горной части Крыма широко развитый карст определяет местоположение максимального стока не в области максимума осадков, а в зоне выклинивания карстовых вод у подножия Яйла.

На обширной равнине Западно-Сибирской низменности отчетливо выражена широтная зональность речного стока, по абсолютной величине меньшего размера, чем на той же широте в Восточно-Европейской равнине. Величины стока здесь уменьшаются от 300 мм в тундровой зоне до 25 мм в степной зоне. Особо низкая величина стока в степной зоне является следствием воздействия фактора рельефа, западный характер которого способствует усилению безвозвратных потерь на испарение.

Прилегающая сюда территория Северного Казахстана — Казахская складчатая страна — представляет обширную бессточную область с внутренним речным стоком, не превышающим 25 мм. Внутренний речной сток совершается в короткий весенний период с возвышенных частей страны — Казахского мелкосопочника. Далее к югу расположена типичная область потерь и рассеивания стока: Каракум, Муюнкум и другие районы, где сток либо близок к нулю, либо отсутствует вовсе. В предгорьях сток повышается, и выше изогипсы 1000 м располагается область формирования стока.

Наибольший сток совершается по окраинным хребтам на склонах с западной экспозицией — в Сурхан-Дарье, Кафирнигане, Вахше сток достигает 1250 мм; Кашка-Дарье, Чирчике — 600—750 мм. Замкнутые котловины имеют полупустынные ландшафты и сток, несмотря на большую высоту, мал — 60—70 мм таковы участки среднего течения рек Нарына, Памира и др. На высотах Алтая и Саян сток с повышением местности увеличивается и в районе Кузнецкого Алатау достигает 1800 мм, в верховьях Катунь — 1750 мм. В Саянах — более восточной стране — сток меньше и не превышает 1000 мм (р. Кадыр). В котловинах сток и здесь резко снижается: в Чуйской степи падает до 120 мм.

Обширные пространства Восточной Сибири в целом обладают относительно малыми величинами стока, но в западных частях в повышенной местности он сохраняет довольно большую величину, как, например, на горах Путорана — до 450 мм.

Минимальные значения стока имеет в Лено-Вилуйской низине. К югу от нее сток растет и на Олекминском хребте достигает 750 мм; особенно больших значений он достигает на хребтах, окаймляющих с юга оз. Байкал (до 1270 мм). Второй минимум стока находится в бассейне р. Селенги (70 мм и ниже).

В Приморье минимум стока наблюдается в районе оз. Ханка — 70 мм, а максимум на восточных склонах хребта Сихотэ-Алинь.

В Европейской части главная масса вод сбрасывается на юг, а в Азиатской — на север.

Сток речных бассейнов Северного Ледовитого океана составляет 60%, Тихого — 22%, бессточного Арало-Каспийского — 10% и Атлантического океана — 8% от всего стока с территории СССР.

Реки с большими водосборами, пересекающие в своем течении несколько географических зон, имеют распределение стока, не свойственное малым внутрizonальным рекам и в общем связанное с направлением течения (табл. 29).

Таблица 29

Изменение стока крупных рек в зависимости от основного направления их течения

Название реки	Название створа измерений	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Средний слой стока за половодье, мм	Средний модуль максимального стока л/сек с 1 км <sup>2</sup>
---------------	---------------------------	------------------------------------	-------------------------------------	--

Течение с юга на север

Ока	Вендерово . . . . .	513	81	154
Ока	Орел . . . . .	4 900	85	140
Ока	Белев . . . . .	17 500	91	101
Ока	Калуга . . . . .	54 900	101	94

Течение с севера на юг

Десна	Александровка . . . . .	1 710	117	170
Десна	Брянск . . . . .	12 400	112	94
Десна	Чернигов . . . . .	81 400	69	22

Таблица 30

Удельный вес весеннего половодья в годовом стоке для всей территории Европейской части СССР

Зона	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>				
	10	10—100	100—1000	1000—1500	5000
Лесная . . . . .	75—85	60—75	50—60	50—60	50—60
Степная . . . . .	100	100	90—199	60—90	60—70
Полупустынная . . . . .	100	100	100	100	100

Как следует из табл. 30 весенний сток у малых рек в наибольшей степени зависит от площади бассейна в лесной,

в меньшей мере в степной и не связан с ней в полупустынной и пустынной зонах. На больших реках ЕТС весенний сток составляет 50—75% от годового (в азиатской части 30—50%), летом соотношение обратное: в азиатской части до 50% (р. Индигирка), а в ЕТС — 7—15% (Дон — 7%). Осенний сток по территории более выравнен и в общем составляет 15—25% от годовой величины, но на р. Днепре 9—12, на Амуре 35%. Зимний сток в условиях мягкого климата юго-запада СССР (на Днепре) около 12%, а в суровых условиях северо-востока на реках Индигирке и Колыме снижается до 2—4%.

Наибольшая относительная водность весеннего периода наблюдается на реках периферийных районов Арало-Каспийской низменности: Южном Заволжье, Южном Приуралье, Северном Казахстане и в предгорьях Средней Азии и Алтая — до 90% годового стока. В центральных частях Арало-Каспийской низменности собственная речная сеть отсутствует и пересекающие ее реки характеризуются чертами гидрологических процессов их истоков. На повышениях этой впадины сохранились реликты речной сети, по которым происходит кратковременный сток вешних вод. В другой области повышенного весеннего стока — Лено-Виллюйской впадине — он достигает 80% от годовой величины.

К северу от этих двух областей доля весеннего стока уменьшается и на Крайнем Севере азиатской части снижается до 30%. К востоку от Лено-Виллюйской впадины (в бассейне р. Колымы) с увеличением мощности снежного покрова весенний сток повышается до 50%. Пониженным весенним стоком обладают высокогорные районы Средней Азии и Кавказа, где максимум его перемещается на лето. Малый весенний сток наблюдается в бассейне р. Амура — 30%.

Распределение стока летнего сезона в общем обратно распределению весеннего. В пределах Арало-Каспийской низменности сток этого сезона снижается до 5% от годовой его величины и несколько ниже. Невелик летний сток в Северном Кавказе, Ленкорани, на западных и юго-западных окраинах Европейской части СССР. Сток летнего сезона в Лено-Виллюйском междуречье составляет 10%.

Летний сток повышается там, где весенний задерживается, и потому он увеличивается от средних широт к высоким, достигая в приморской тундре 50%. В бассейнах рек Яны и Колымы высокие значения стока летнего сезона определяются выпадающими там в это время дождями и таянием наледей, снежников и ледников. В Средней Азии, на Кавказе, Алтае на ряде рек сток летнего сезона высокий (до 50%), что также вызывается интенсивным таянием ледников, снежников и высокогорных снегов. На Дальнем Востоке он повышается от выпадения муссонных дождей.

В общем сток летнего сезона увеличивается в направлении с юга на север и с запада на восток, а в горах — с высотой местности.

Сток осеннего сезона по территории относительно мало меняется (5—30%). Области повышенного стока весеннего сезона обладают пониженным стоком осеннего сезона. В Арало-Каспийской низменности и прилегающих районах, Восточной Сибири; на междуречье Лены и Вилюя сток осенью не превышает 10%. На юге Восточно-Европейской равнины, в Крыму, степях Северного Кавказа, а также на северо-западе Европейской части СССР и в бассейне нижнего течения р. Амура он повышается до 30%. В высокогорных районах Средней Азии, Кавказа сток также значителен (до 20%). Наоборот, в южных районах гор Средней Азии (р. Пяндж) составляет долю годового, не более 5%; в то же время в Рионской низменности и Ленкорани — 20—30%.

Изменчивость зимнего стока по территории СССР довольно большая (5—40%). Мягкая зима на Балтийском побережье (бассейн Вислы) с частыми и глубокими оттепелями определяет повышенные его величины — до 20%. В Западно-Сибирской низменности он составляет примерно 10% и уменьшается к востоку и северо-востоку от нее почти до 3%.

Характер нарастания стока вниз по течению крупных рек определяется изменением увлажненности их бассейнов и, следовательно, сочетанием стока главной реки и ее притоков.

Крупнейшие реки СССР, кроме Амура, протекают либо с севера на юг, либо с юга на север. У рек первого направления величина местного стока прогрессивно уменьшается и основную роль в его нарастании играет растягивание транзитных верховых паводочных волн. Например для Волги, Дона, Днепра закономерность увеличения разрыва во времени между вскрытием и наступлением максимума уровней может быть выражена уравнением

$$Y = 0,03 x - 33, \quad (51)$$

где  $Y$  — число дней этого разрыва;  $x$  — расстояние от истока до створа наблюдения в км (средняя квадратичная ошибка  $\sigma = \pm 20\%$ ).

Для рек, протекающих с юга на север, местные низовые притоки оказываются все более и более водоносными с растянутыми, поздними паводками, в связи с чем регулирующее влияние площади водосбора компенсируется воздействием мощного местного стока. Поэтому такие реки отличаются нарастанием вниз по течению амплитуд колебаний уровней и максимальных расходов.

Нарастание среднегодового стока вниз по течению у крупных рек наглядно показано на рис. 52, на котором ширина залитой полосы пропорциональна величине среднегодового

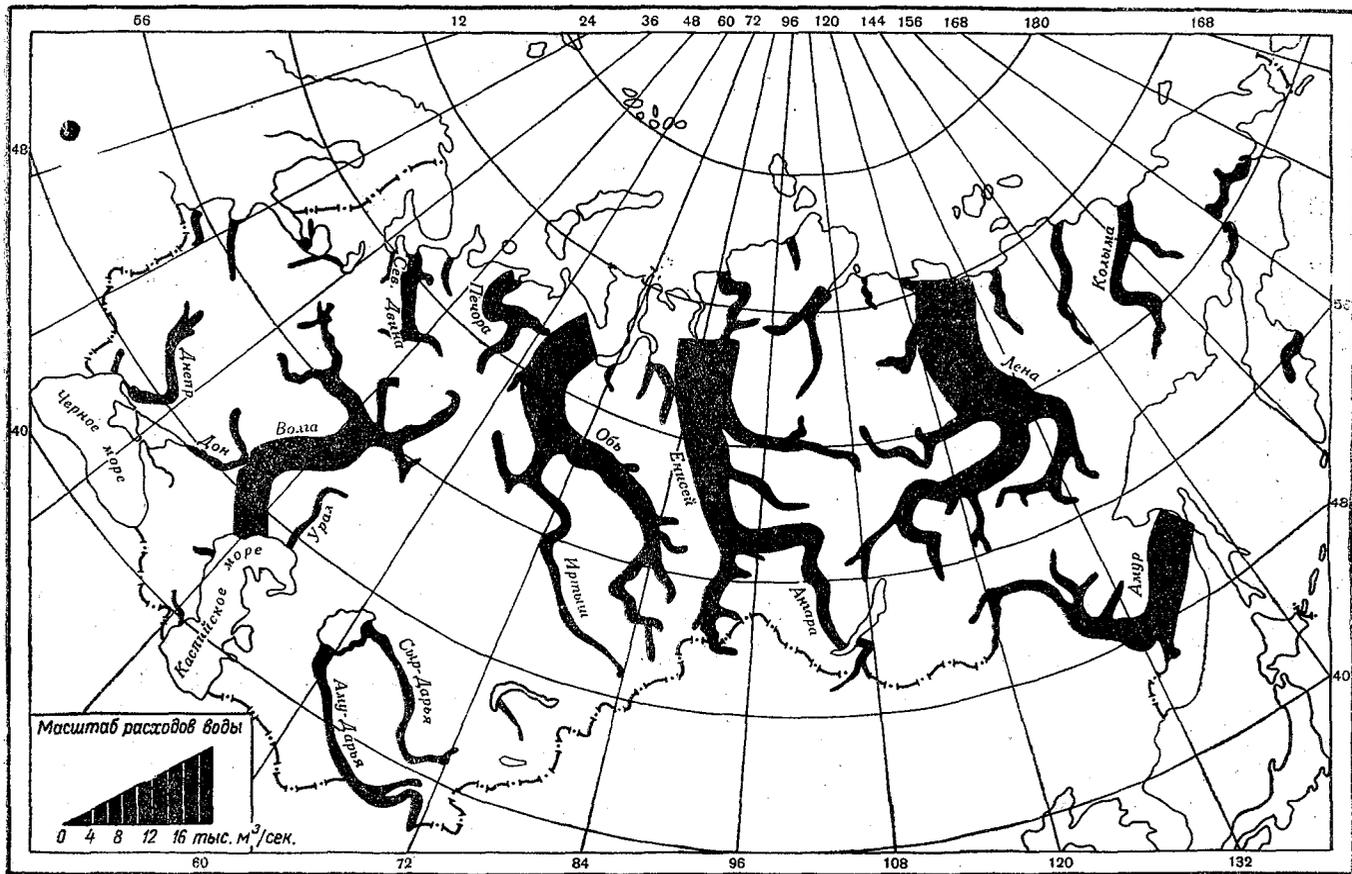


Рис. 52. Картограмма водоносности рек СССР

расхода воды. Состояние же водоносности крупных рек в отдельные периоды года по всей их длине показано на рис. 53, где изображены графики среднемесячных расходов Волги и Оби (в % от годового) в зависимости от величины водосборной площади. В зимние месяцы, с декабря по март водоносность р. Волги по всему ее протяжению мало меняется

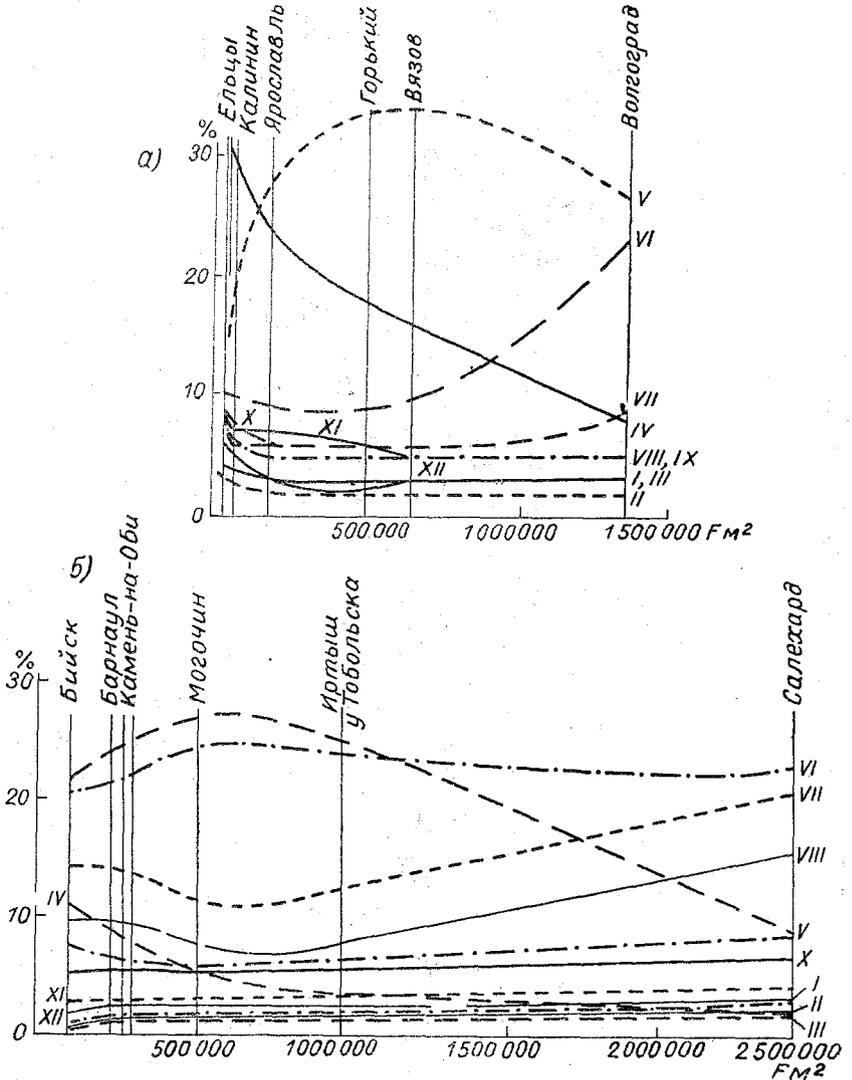


Рис. 53. Изменения внутригодичного распределения среднемесячного стока (в процентах от годового) в зависимости от величины водосборной площади:

а—р. Волга; б—р. Обь. Римские цифры—месяцы

по отношению к среднегодовой величине. На р. Оби такая относительная стабильность водоносности начинается уже с октября и растягивается почти до апреля. Периодом наибольшего относительного изменения водоносности в этих реках является время зарождения и прохождения весеннего половодья по длине рек. Причем оно также неодинаково по календарным срокам на Волге и Оби. На Волге уже в апреле относительная водоносность резко меняется, а на Оби только в мае, и выравнивание водоносности на первой реке происходит уже в июле, а на второй только в сентябре.

В описанных различиях состояния водоносности рек сказывается, в первую очередь, влияние широтной зональности речного стока, направление их течения, а затем уже различия в орографии их бассейнов.

### § 29. Мутность и твердый сток рек

Большая часть территории нашей страны характеризуется мутностью речных вод, меньшей  $50 \text{ г/м}^3$ , свойственной рекам тундровой и лесной зон. Наиболее низкой мутностью обладают реки бассейна Белого моря, а также бассейнов Ладожского и Онежского озер и Кольского полуострова. В районах со всхолмленным рельефом, например в бассейнах рек Ловати, Шелони и др., мутность заметно повышается до  $60 \text{ г/м}^3$ .

В Азиатской части особенно низкая мутность наблюдается у рек с бассейнами, заложенными в районах распространения многолетней мерзлоты. Здесь даже на местности с полугорным рельефом реки несут мало наносов. Мутность  $50—150 \text{ г/м}^3$  наблюдается в водах рек Алтая, Саян, Забайкалья, свойственна и нижнему течению Иртыша, почти всему бассейну Амура, Колымы, Камчатки и сахалинским рекам.

В Европейской части такой мутностью обладают реки зоны неустойчивого увлажнения — черноземной полосы. На Средне-Русской возвышенности мутность увеличивается до  $150—500 \text{ г/м}^3$ , в пределах Калачской возвышенности и части Приволжской возвышенности достигает  $1000 \text{ г/м}^3$ , а на р. Калаус — до  $5000 \text{ г/м}^3$ .

Реки восточной части Главного Кавказского хребта имеют мутность до  $4000 \text{ г/м}^3$ , причем максимальная наблюдаемая на р. Аксай доходит до  $11\,700 \text{ г/м}^3$ .

В Средней Азии на р. Вахш—Аму-Дарье мутность определяется в  $4000 \text{ г/м}^3$ , также высока она на реках Мургабе, Теджене и Атреке.

На крупных реках Европейской части СССР, текущих с севера на юг, мутность вниз по течению увеличивается, а протекающих в обратном направлении, т. е. с юга на север — уменьшается, но на Днепре наоборот: Днепр у Могилева —  $81,5 \text{ г/м}^3$ ; у Киева —  $42,5$ ; у Кременчуга —  $46,5$ ;

у Верхнеднепровска  $27 \text{ г/м}^3$ . Среднемесячная мутность Днепра у Могилева в весеннее половодье превышает меженную в 15 раз, а у Киева — только в 3 раза. Это снижение весенней мутности определяется поступлением большого количества вод малой мутности из рек Березины, Припяти, Десны.

Дон у станицы Раздорской имеет среднюю мутность в половодье, превышающую меженную в 13 раз, а сток наносов за период половодья составляет 93% от годовой величины. Волга у Кинешмы имеет мутность  $29 \text{ г/м}^3$ , а у Вольска —  $121 \text{ г/м}^3$ .

У сибирских рек, текущих с юга на север, мутность вниз по течению уменьшается: Обь у Новосибирска —  $245 \text{ г/м}^3$ ; у Колпашева — 113; у Салехарда — 34; Енисей у Базаихи — 75; у Игарки —  $20 \text{ г/м}^3$ .

Мутность р. Оки, берущей начало в сильно эрозионном районе лесостепной зоны, а в низовьях текущей в лесной зоне, в верховьях выше, чем в низовьях. Средняя годовая ее мутность у г. Орла  $540 \text{ г/м}^3$  (1941 г.); у Калуги — 280; у Новинок  $90 \text{ г/м}^3$ . У Калуги максимальная мутность превышает меженную в 10 раз, а сток наносов за период март—апрель составляет около 90% годовой величины.

Продукты выветривания, смываемые дождевыми и талыми водами, не все попадают в реки, часть из них задерживается в местных отрицательных формах рельефа. Годовой смыв почв в районах с расчлененным рельефом достигает  $40 \text{ т с га}$ , а при ливнях — до  $500 \text{ т}$ . По С. С. Соболеву, в бассейне Оки, в Башкирской АССР, годовая эрозия достигает  $150 \text{ т с га}$ . По Б. В. Полякову, смыв почв до  $2 \text{ т с га}$  имеет место к северу от р. Волги, в бассейнах рек Балтийского моря, в верхней и средней частях бассейна Днепра, в Прикаспийской низменности и на побережьях Черного и Азовского морей. Смыв более  $5 \text{ т с га}$  совершается в Средне-Русской возвышенности, значительной части бассейна Дона, правобережья Волги ниже устья Оки, на левобережье Волги в участке от Казани до Куйбышева и далее на восток к Южному Уралу, на Подольской возвышенности и в значительной части бассейна р. Кубани.

Величина среднего слоя смыва на территории Европейской части СССР изменяется следующим образом. Наименьшее значение слой смыва имеет на северо-западе, в бассейне Невы —  $0,009 \text{ мм}$ ; в других бассейнах на склоне к Балтийскому морю —  $0,01$ — $0,02 \text{ мм}$ , этот слой такой же величины в бассейнах рек Онеги, Днепра, Южного Буга и др.

В бассейнах Печоры, Дона, Урала слой смыва  $0,020$ — $0,030 \text{ мм}$ ; Северной Двины, Волги и Днестра —  $0,035$ — $0,050 \text{ мм}$ .

Смыв на Северном Кавказе, в бассейнах Кубани — 0,157 мм; Терека — 0,538; Сулака — 1,678; Самура — 1,450 мм.

В общем по Европейской части СССР в равнинной местности в направлении с ССЗ на ЮЮВ мутность увеличивается от менее 20 г/м<sup>3</sup> на крайнем северо-западе до 250—500 г/м<sup>3</sup> на Средней Волге. Возвышенности — Прикарпатье, Северный Кавказ — дают резкое увеличение мутности с максимумом в 2500—3000 г/м<sup>3</sup> на каспийском склоне Главного Кавказского хребта. В основном ту же закономерность в увеличении интенсивности имеет и величина смыва почв. Весь северо-запад и запад ЕТС, а также часть бассейна Днепра находятся в зоне смыва менее 8 т с 1 км<sup>2</sup>, наибольший смыв — более 800 т с 1 км<sup>2</sup> — наблюдается на каспийском склоне Кавказского хребта.

---

## Глава VIII

# РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ И ГИДРОГРАФИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

### § 30. Существующие методы гидрологического районирования

Основоположником гидрологического районирования суши следует считать А. И. Воейкова, климатическая классификация рек которого по существу явилась исходной базой для всех последующих разработок в этой области. Гидрологическое районирование основывается на целом ряде признаков и различными исследователями произведено далеко неодинаковыми методами.

П. П. Семенов-Тянь-Шанский произвел районирование по признаку локализации ландшафтных комплексов (например, Русская равнина, Западно-Сибирская низменность, Туранская низменность и т. д.), учитывая при этом степень водоносности, а в горных странах высоту местности. В. И. Рутковский разделил территорию по типичным широтным зонам с последующим вертикальным дроблением на 41 район и 72 подрайона на основе учета интенсивности речного стока. Д. И. Кочерин, а затем Д. Л. Соколовский районировали территорию по характеру распределения максимального стока. Районирование М. И. Львовича основано на учете типов питания водных объектов и времени прохождения паводочного стока. Б. Д. Зайков районировал по характеру распределения стока.

Принципиальной основой для гидрологического районирования, разработанного В. А. Троицким, являются изменения по территории составляющих уравнения водного баланса: осадков, испарения и речного стока. Эти основные гидрологические характеристики обладают, как уже отмечено, широтной зональностью изменения в равнинных местностях и высотной — в горных местностях, т. е. теми же закономерностями, которые свойственны почвенному и растительному покровам. В связи с этим В. А. Троицкий для определения гидрологических зон выбрал те изолинии осадков, испарения и речного стока, какие возможно ближе совпадают с границами почвенно-ботанических зон.

Оказывается, что южная граница лесотундры и редколесья, с одной стороны, и северная тайга, с другой, довольно широко совпадают с изолинией испарения в 100 мм. К северу от нее величина осадков изменяется от 400 до 150 мм, а стока — от 300 до 100 мм, лишь на отдельных возвышенностях (Хибинах, Путоране) величина осадков доходит до 600 мм, а стока — до 500 мм. Эту зону можно назвать влажной (сырой), так как здесь переувлажненность не от обилия осадков, а из-за малых величин испарения.

Полоса между изолинией испарения 100 мм на севере и линией максимума испарения на юге довольно хорошо совмещается с лесной зоной. Гребень «рельефа» испарения имеет в различных местах различные значения от 450 мм на Украине до 250 мм в Прибайкалье, достигая в отдельных местах 800 мм. Осадки в этой полосе достигают 700 мм, а на горах и выше, снижаясь до 200 мм в Якутии. Сток изменяется от 350 до 100 мм, но на возвышенностях достигает 700 мм. Здесь проходят оба гребня (максимумов) стока и осадков. Первый идет по значениям приблизительно в 350 мм, а второй — последовательно (с запада на восток) 700—500—450—700 мм. Эту зону наибольших осадков целесообразно назвать зоной избыточного увлажнения.

## Гидрологические зоны и их характеристики

№ зон	Название зоны		Гидрологическая характеристика
	гидрологическое	почвенно-ботаническое	
I	Влажная (сырая)	Тундра и лесотундра	От Северного Ледовитого океана до изоатмы* 100 мм Осадки 400—150 мм Сток 300—100 мм На горах осадки до 600, сток до 550 мм
II	Избыточно-влажная	Лес (тайга)	От изоатмы 100 мм до максимума испарения Осадки 1200—550—200 мм Испарение 500—400—100 мм
III	Переменно-влажная	Лесостепь	От линии максимума испарения морей до изорей** 50 мм Осадки 650—250 мм Испарение 500—200 мм
IV	Полусухая	Степь и полупустыня	От изолинии стока 50 мм до 10 мм Осадки 500—200 мм Испарение 450—150 мм
V	Сухая	Пустыня	К югу от изорей 10 мм Осадки 400—100 мм Испарение 400—100 мм

\* Изоатма — линия равного испарения.

\*\* Изорея — линия равных величин речного стока.

К югу от гребня испарения гидрологические зоны ограничиваются уже не величиной испарения, а речным стоком. Поэтому прилегающая с юга к этому гребню полоса принимается ограниченной с этой стороны изолинией речного стока в 50 мм (и несколько менее) и близко совпадает с зоной лесостепи. Эту зону следует назвать зоной переменной влажности, так как в одни годы осадков выпадает здесь много, а в другие мало: в среднем величина осадков изменяется в пределах 500—350 мм, а испарения 450—300 мм.

Степная растительная зона достаточно близко совпадает с изолинией речного стока 50—10 мм. Здесь осадки в среднем находятся в пределах 400—220 мм; эта зона может быть названа полусухой зоной.

Последняя — сухая зона, совпадающая с пустынной растительной зоной, имеет в среднем осадки и испарение менее 200 мм, а сток менее 10 мм (табл. 31).

В приведенном распределении зон на севере они совпадают с изолиниями испарения, а на юге с изолиниями стока, так как растительные зоны в сырой зоне определяются недостаточностью тепла, что в гидрологических характеристиках выражается малыми значениями испарения.

На юге растительные зоны связываются с недостатком осадков при интенсивном испарении, что опять-таки в гидрологических характеристиках определяется малыми значениями стока.

Местами границы почвенно-ботанических зон несколько отклоняются от намеченных изолиний осадков, испарения и стока. Так, в Западной Сибири граница лесостепи лежит на изолинии стока, несколько меньшей 50 мм, что обусловливается более обильным, чем в Европейской части, увлажнением почвы из-за водонепроницаемости подстилающих пород и малой интенсивностью стока вследствие малых уклонов местности.

Кроме широтного разделения территории, В. А. Троицкий производит и меридиональное: по характеру питания влагой, по генезису и интенсивности увлажнения (табл. 32).

Примерно на 100—105 меридиане на середине Средне-Сибирского плоскогорья увлажнение резко падает на восток и изогнута в 300 мм принимает меридиональное направление.

Направлением изогнет довольно хорошо очерчивается область распространения осадков, приходящих с Атлантического океана. Эту территорию можно назвать территорией атлантической влаги. Ее граница проходит по южному склону плато Бырранга, огибает с востока возвышенность Путорана, идет к Енисею, огибает с востока Енисейский кряж и доходит до Саянских гор.

Другая область высоких осадков с максимумом на Камчатке, в Уссурийском крае, быстро понижающихся к западу на побережье Охотского моря и более медленно — на юге в Забайкалье отчетливо очерчивается изогнутой в 300 мм. Это территория Тихоокеанской муссонной влаги. Первая и вторая территории разделяются полосой с ослабленными осадками атлантического (Средне-Сибирская возвышенность) и тихоокеанского (Восточно-Сибирский край) происхождения.

Пересечение гидрологических зон и стран образует на карте сетку, каждая клетка которой характеризует тип водного баланса. Такие элементы территории называют гидрологическими провинциями, которые представляют собой гидрологические зональные части отдельных стран, обладающие особым сложением водного баланса и комплекса почвенно-растительных и климатических условий (табл. 33). Таких провинций получается 18.

В горных странах Советского Союза проявляется высотная зональность, поэтому они группируются в системы близко расположенных массивов.

## Гидрологические страны и их характеристика

Литера страны	Наименование	Географическая область	Гидрологическая характеристика
А	Западно-Атлантическая	Европейская равнина СССР	Увлажняется осадками атлантического происхождения (в мм): $x$ до 700 $y$ до 500 $z$ до 500
Б	Восточно-Атлантическая	Западная Сибирь, крайний запад Средне-Сибирской возвышенности, Средняя Азия	Увлажняется осадками атлантического происхождения (в мм): $x$ до 600 $y$ до 350 $z$ до 400
В	Западная континентальная	Средне-Сибирская возвышенность	Слабо увлажняется осадками атлантического происхождения (в мм): $x$ 150—500 $y$ 100—350 $z$ 50—250
Г	Восточная континентальная	Восточно-Сибирский край	Слабо увлажняется преимущественно осадками тихоокеанского происхождения (в мм): $x$ 150—400 $y$ 50—350 $z$ 50—150
Д	Тихоокеанская	Приморье, Камчатка, Забайкалье	Увлажняется осадками тихоокеанского происхождения (в мм): $x$ до 1200 $y$ до 1000 $z$ до 400
Е—И	Горные страны	Уральская, Крымско-Кавказская, Среднеазиатских нагорий, Алтайско-Саянская	$x$ до 2500 $y$ до 2300 $z$ до 400

Примечание:  $x$  — осадки,  $y$  — сток,  $z$  — испарение.

## Гидрологические провинции и их характеристика

Зоны	Страны					
	Атлантическая		Континентальная		Д. Тихоокеанская	
	А. Западная	Б. Восточная	В. Западная	Г. Восточная		
I. Влажная (сырая)	x	250—400—600	150—300—600	150—400	150—400	250—500
	y	200—300—500	100—250—550	100—300	50—350	200—450
	z	<100	<100	50—100	50—100	50
II. Избыточно- влажная	x	400—600—1000	350—550	300—400—500	200—300	300—1200
	y	150—500	100—350	150—350	100—150	100—1000
	z	100—500	100—300	100—200	100—150	100—400
III. Переменно- влажная	x	350—650	300—450	<350	—	200—300
	y	50—150	50—150	<100	—	50—100
	z	300—500	200—350	≈250	—	≈200
IV. Полусухая	x	200—300—500	200—400	—	—	—
	y	10—50—100	10—50	—	—	—
	z	200—450	150—350	—	—	—
V. Сухая	x	150—300	100—400	—	—	—
	y	10	10	—	—	—
	z	150—300	100—400	—	—	—

Примечание: x — осадки, y — речной сток, z — испарение в мм.

На основании детального рассмотрения изолиний водного баланса представляется возможным выделить гидрологические округа.

П. С. Кузиным учтены, помимо составляющих уравнения водного баланса, радиационный фактор и элементы режима рек. В частности, использован основной показатель ландшафта, введенный М. И. Будыко, — индекс сухости  $R/Lx$ , где  $R$  — радиационный баланс,  $L$  — скрытая теплота испарения, а  $x$  — годовая сумма осадков.

По исследованиям Кузина оказалось возможным ввести в мезо- и микрорайонирование такие дополнительные, но существенные факторы, как режим водных объектов, распределение расходов воды во времени, продолжительность и время наступления и окончания половодья, время вскрытия и замерзания (табл. 34 и 35). В каждой гидрологической зоне изменение элементов водного баланса более или менее однородно, но отличное от изменений в других зонах (табл. 34)<sup>1</sup>.

Таблица 34

Элементы водного и радиационного балансов по зонам гидрологического районирования П. С. Кузина

Зона	Осадки, мм	Сток, мм	Испарение, мм	Коэффициент стока	Радиационный баланс, ккал/см <sup>2</sup> год
Арктическая . . . . .	200—400	200—350	0—50	0,8—1,0	0—5
Тундровая . . . . .	200—500	125—400	50—100	0,6—0,8	5—10
Лесная . . . . .	250—650	120—320	100—450	0,3—0,7	10—32
Степная . . . . .	275—550	15—100	215—450	0,05—0,2	15—35
Полупустынная . . . . .	220—300	10—15	210—280	0,03—0,06	28—35
Пустынная . . . . .	125—150	1—5	125—145	0,01—0,03	32—40

<sup>1</sup> Помещенные в табл. 34 и 35 сведения о количестве осадков приведены по данным В. А. Троицкого и П. С. Кузина и не исправлены на недоучет осадкомерами некоторой их части как в жидком, так и твердом видах. Это обстоятельство соответственно касается и коэффициентов стока.

Схема гидрологического районирования П. С. Кузина

Гидрологические районы	Осадки, мм	Речной сток, мм	Испарение, мм	Коэффициент стока	Коэффициент вариации	Радиационный баланс, ккал/см <sup>2</sup> год	Дата начала половодья	Дата прохождения пика половодья	Продолжительность половодья, сутки	Слой стока (мм) за половодье	Модуль, л/сек с 1 км <sup>2</sup>			Продолжительность ледостава, сутки
											максимальной 2% обеспечен.	летний	зимний	
Арктическая зона														
Новая Земля . . . . .	350	300	50	0,85	—	3	15/VI	VII	100	280	—	—	0	240
Тундра Европейской части СССР														
Канино-Печорский . . . . .	450	350	100	0,80	0,15	10	6/V	25/V	60	230	360	5,5	1,0	215
Тундра Западной Сибири														
Ямало-Гыданский . . . . .	400	300	100	0,75	—	8	25/V	13/VI	—	—	—	—	—	230
Тундра Средней Сибири														
Таймыро-Усть-Ленский . . . . .	300	250	50	0,85	—	5	5/VI	25/VI	—	—	—	—	—	240
Тундра северо-востока Сибири														
Омолонско-Чукотский . . . . .	200	125	75	0,60	—	5	1/VI	15/VI	30	—	—	—	—	240
Анадыро-Пенженский . . . . .	400	300	100	0,75	—	10	25/V	15/VI	50	—	—	—	—	215
Лесная зона Европейской части СССР														
Волго-Онего-Печорский . . . . .	550	300	250	0,55	0,20	20	23/IV	13/V	60	175	460	3,3	1,3	195
Волхово - Западновинский . . . . .	580	230	350	0,40	0,20	25	22/III	12/IV	70	115	400	2,4	2,4	135
Припятский . . . . .	580	130	450	0,20	0,35	32	20/IV	19/V	85	160	200	7,8	3,6	175

Лесная зона Западной Сибири														
Северо-Сосьвинский	500	270	270	0,55	0,30	14	25/IV	12/V	70	145	—	6,0	1,0	200
Иртыш-Енисейский	500	180	320	0,35	0,15	18	20/IV	1/VI	100	115	190	3,5	1,1	195
Лесная зона Средней Сибири														
Средне- и Нижне-Тунгусский	350	200	150	0,60	0,15	15	30/IV	18/V	70	140	330	4,5	1,4	215
Степная зона Европейской части СССР														
Средне-Волжский	450	100	350	0,25	0,45	25	1/IV	15/IV	45	70	700	0,9	0,7	155
Днепро-Донской	500	90	410	0,25	0,45	28	10/III	1/IV	50	55	600	0,8	0,8	105
Днестровский	550	100	450	0,20	0,40	30	2/III	20/III	50	45	380	1,0	1,5	95
Азово-Черноморский	375	25	360	0,10	0,80	35	24/II	11/III	45	16	350	0,1	0,3	70
Степная зона Западной Сибири														
Уйско-Исетский	365	25	350	0,1	0,75	25	6/IV	20/IV	60	19	600	0,8	0,1	170
Тоболо-Обский	325	15	310	0,05	0,65	25	8/IV	24/IV	60	12	600	0,3	0,06	175
Степная зона Средней Сибири														
Вилуйский	275	60	215	0,20	0,30	15	5/IV	17/V	60	55	120	0,7	0,02	215
Полустепная зона Европейской части СССР														
Волго-Уральский	250	15	235	0,06	1,00	28	1/IV	13/IV	40	14	600	0,06	0,03	155
Полупустынная зона Центрального Казахстана														
Иргизо-Иртышский	220	10	210	0,05	1,00	28	5/IV	15/IV	40	9,5	600	0,03	0	170
Пустыни														
Прикаспийско-Сырдарьинский	125	1	125	0,01	—	32						—	—	—

## § 31. Гидрографическое районирование

Гидрологическое районирование территории базируется на количественном и качественном учете составляющих уравнения водного баланса. Полученное в результате использования этого принципа районирование дает стройную систему макро- и микроделений территории, однако при этом выпадает из поля зрения основная гидрографическая единица — водный объект (река, озеро с их бассейнами). Гидрографическое же районирование не может быть оторвано от конкретных водных объектов, поскольку сама гидрография есть наука о их географии и гидрологии.

Именно поэтому выделение комплексов гидрографических объектов, объединенных родственными чертами, при сохранении принципа целостности самих объектов и представляет задачу гидрографического районирования.

С этой точки зрения наиболее крупным комплексом гидрологических объектов и наиболее крупной единицей гидрографического районирования является океаническая покатость, т. е. часть континента, дающая сток в тот или другой океан. Такая единица районирования объединяет все гидрографические объекты, находящиеся на ее территории, одним общим признаком — однонаправленностью процессов стока. Водные объекты покатости или непосредственно питают океан, или являются промежуточными звеньями в этом процессе. Принятое Л. К. Давыдовым разделение территории СССР на 15 районов в общем и соответствует такой постановке вопроса.

Дальнейшее выделение более мелких единиц районирования следует производить, как уже отмечено, сохраняя принцип целостности водных объектов. Это положение представляется возможным выдержать, выделяя бассейны главных рек и последующих их более высоких классов на основе учета порядка стекания истоков с водоразделов, последовательно ответвляющихся от главного водораздела покатости.

Существующие классификации водоразделов и рек не являются достаточными для целей гидрографического районирования, в связи с чем предлагается новая система.

1. За главный водораздел, или водораздел 1-го класса, принимается разделяющий океанические покатости или бессточные впадины.

2. Водоразделы, ответвляющиеся от главного водораздела и разделяющие водосборы главных рек океанической покатости, являются водоразделами 2-го класса.

3. Водоразделы, образовавшиеся путем разветвления водоразделов 2-го класса, получают номер 3-го класса.

При такой классификации главные реки покатости разделяются водоразделами 2-го класса, а реки с бассейнами, за-

ложенными между ними, но не стекающие с главного водораздела, оказываются разделенными водоразделами 3-го класса. В табл. 36 приведены длины водоразделов различных классов.

Таблица 36

Длины водоразделов различных классов

Класс	Название покатоостей			
	Ледовитая		Атлантическая	
	км	%	км	%
1	14 925	100	6 850	100
2	12 800	85,0	3 890	61,3
3	12 600	84,5	3 830	60,3
4	6 200	41,8	1 840	29,0
5	1 280	8,6	1 345	21,2
6	580	3,9	415	6,5
7	1 980	13,9	—	—

Внутри бассейнов районирование производится по тому же принципу деления водоразделов, принимая оконтуривающий за главный (1-го класса). Такое деление, как на океанических покатоостях, так и внутри бассейнов является по существу основным на учете степеней покатоости местности; в первом случае от главного водораздела к морю, а во втором — от сборного к урезу главной реки бассейна.

Характер распределения бассейнов оказывается определенным в этой системе классификации водоразделов общей геоморфологической структурой местности. Составленная по такому принципу карта гидрографического районирования выделяет у главного водораздела непрерывную полосу — зону бассейнов рек 1-го класса, или главных рек океанической покатоости, занимающей подавляющую часть ее территории (рис. 54 и 55).

Ближе к морю располагаются зоны бассейнов рек более высоких классов, причем они тем более раздроблены, чем выше их класс. Линия гребня стока проходит приблизительно по границе зон бассейнов рек 1-го и 2-го классов. Линия гребня осадков на ДВК почти сопрягается с главными водоразделами 1-го класса в зоне главных рек покатоости. Западнее Урала эта линия проходит снова у главного водораздела. Линия гребня испарения в Сибири отделяет бессточные внутриводосборные области главных рек, а западнее Урала — водосборные части бассейнов от транзитных участков.

Описываемая схема гидрографического районирования выделяет реки по их значению в сборе вод с покатости в океаны, а внутри бассейнов — в главные их водотоки; она хорошо согласовывается с распределением основных гидрологических характеристик и в то же время в своем основном принципе деления увязывается с геоморфологическими, тектоническими особенностями местности, а также с гидрогеологическим ее районированием.

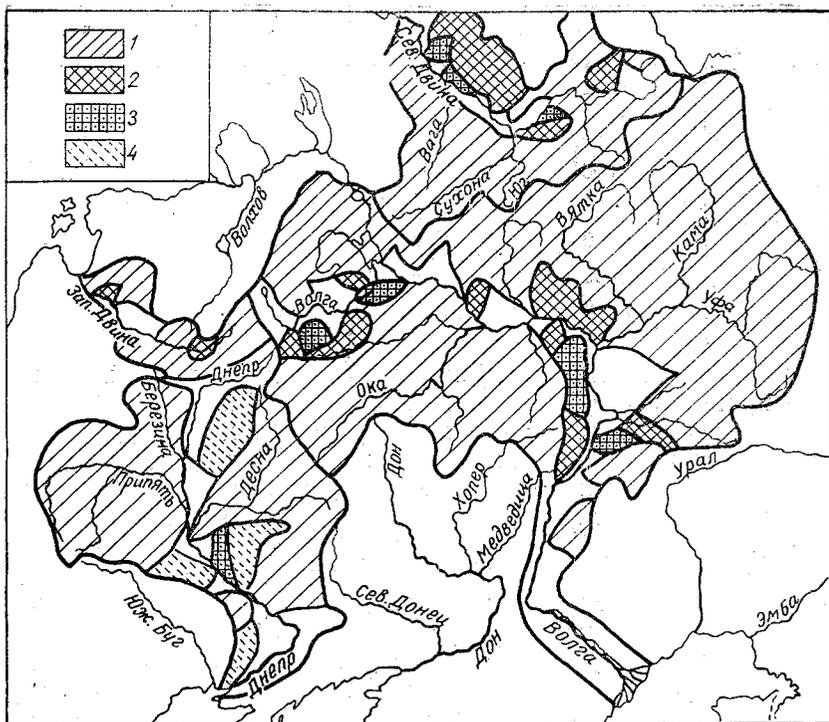


Рис. 55. Схема деления бассейнов главных рек Европейской части СССР по ступеням покатости к морю:

1, 2, 3, 4—соответственно бассейны 1-го, 2-го, 3-го и 4-го классов

## ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.
2. Попов И. В. Методические основы исследований руслового процесса. Л., Гидрометеиздат, 1961.
3. Ржаницын Н. А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л., Гидрометеиздат, 1960.
4. Соколов А. А. Гидрография СССР (воды суши). Л., Гидрометеиздат, 1964.

## ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян А. Б., Шарапов Б. А. Водохранилища гидроэлектростанций СССР. М., «Энергия», 1968.
2. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Л., Гидрометеиздат, 1977.
3. Герасимов И. М. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1939.
4. Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Л., Гидрометеиздат, 1947.
5. Давыдов Л. К. Гидрография СССР (воды суши), ч. I, 1953; ч. II, 1955. Изд-во ЛГУ.
6. Козьменко А. С. Основы противэрозионной мелиорации. М., Сельхозгиз, 1954.
7. Лопатин Г. В. Зоны мутности рек СССР. Вопросы географии, № 26, 1951.
8. Панов Б. П. Элементы морфологии речных систем. Труды ЛГМИ, вып. 3. Л., 1954.
9. Рухин Л. Б. Основы общей палеографии. Гос. научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, Ленинградское отделение, 1962.
10. Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
11. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеиздат, 1969.
12. Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР. Труды Комиссии по естественноисторическому районированию СССР, т. II, вып. 3. М.—Л., 1948.
13. Хортон Р. Е. Эрозионное образование рек и водосборных бассейнов. М., Гос. изд-во иностр. литературы, 1948.
14. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 135, 1935.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
<b>Глава I. Основные сведения о водообеспеченности СССР</b>	
§ 1. Водные ресурсы и речной сток . . . . .	5
§ 2. Густота речной сети Европейской части СССР . . . . .	10
§ 3. Озера и водохранилища на территории СССР . . . . .	17
§ 4. Болота на территории СССР . . . . .	23
§ 5. Современное оледенение и ледниковые реки . . . . .	24
§ 6. Вечная мерзлота и наледи . . . . .	29
<b>Глава II. Строение речной сети</b>	
§ 7. Элементарная ручейковая сеть . . . . .	32
§ 8. Общие сведения о строении речной сети . . . . .	40
§ 9. Количественные соотношения морфологических и гидрологических характеристик речной сети . . . . .	43
§ 10. Связи гидрографических характеристик . . . . .	55
<b>Глава III. Эрозионное развитие склонов и гидрографических систем</b>	
§ 11. Развитие склонов под действием ручейковой и овражной сетей . . . . .	57
§ 12. Размыв гидрографической сети . . . . .	65
§ 13. Противозрозионная стойкость целинных почв . . . . .	67
§ 14. Развитие эрозионных ландшафтов . . . . .	70
§ 15. Некоторые сведения о геоморфологии речных долин . . . . .	75
<b>Глава IV. Краткие сведения о палеогидрографии территории СССР</b>	
§ 16. Унаследованность современными гидрографическими системами древних направлений течения . . . . .	77
§ 17. Влияние оледенений на развитие гидрографической сети . . . . .	85
§ 18. Некоторые сведения о палеогидрографии Сибири и Средней Азии . . . . .	86
§ 19. Колебания уровней водоемов и суши . . . . .	88
<b>Глава V. Изменения продольного профиля рек</b>	
§ 20. Общие закономерности динамики продольного профиля рек . . . . .	90
§ 21. Опыт математической интерпретации продольного профиля рек . . . . .	97

## Глава VI. Процессы развития русел и пойм равнинных рек

§ 22. Плановые очертания русел равнинных рек . . . . .	104
§ 23. Поймы и их динамика . . . . .	117
§ 24. Формирование перекатов в равнинных реках . . . . .	132
§ 25. Деление русла на рукава и типы островов . . . . .	139
§ 26. Типы руслового процесса . . . . .	144
§ 27. Производство морфологического анализа русла для выделения однородных участков . . . . .	146

## Глава VII. Общие закономерности распределения по территории СССР гидрологических характеристик и основы гидрографического районирования

§ 28. Влияние степени увлажненности на распределение водоносности рек . . . . .	156
§ 29. Мутность и твердый сток рек . . . . .	169

## Глава VIII. Районирование территории СССР по гидрологическим и гидрографическим признакам

§ 30. Существующие методы гидрологического районирования . . . . .	172
§ 31. Гидрографическое районирование . . . . .	182
Литература . . . . .	185



*ПАНОВ Борис Павлович*  
**ЛЕКЦИИ ПО ГИДРОГРАФИИ СССР**  
Часть I. Физическая гидрография  
Редактор *Ю. П. Андрейков*

М 25463

Подписано к печати 12.11.71

Зак. 98

Объем 11<sup>3</sup>/<sub>4</sub> п. л. + 3 вклейки

Тираж 1000

Бумага 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

Типография ВОК ВМФ

Цена 88 коп.

188