

Е. В. БЛИЗНЯК и Б. В. ПОЛЯКОВ

---

ИНЖЕНЕРНАЯ  
ГИДРОЛОГИЯ

---

1939

ГОССТРОЙИЗДАТ

Замеченные опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать	По чьей вине
85	8 сверху	дна	для	Автора
98	35 „	позже	ранее	”
132	3 снизу	t 6,6%	6,6%	”
149	27 сверху	небольшие	наибольшие	”

Проф. доктор техн. наук Е. В. БЛИЗНЯК

Проф. доктор техн. наук Б. В. ПОЛЯКОВ

# ИНЖЕНЕРНАЯ ГИДРОЛОГИЯ

*Утвержден ВКВШ в качестве учебника  
по специальности „гидротехническое строительство“*

4 р. 50 к. Пер. 1 р. 50 к.  
С-55-5-2

Редактор *А. Р. Березинский*

Рецензенты: *проф. д-р М. А. Великанов и инж. С. Н. Крицкий*

Техн. редактор *Д. М. Медриш*

*Настоящая книга представляет собой учебник по инженерной гидрологии для гидротехнических факультетов строительных вузов.*

*В учебнике содержатся основные данные о гидрологии суши, главным образом о реках. Подземные воды, озера, болота и ледники освещены кратко. Авторами обращено особое внимание на применение гидрологии к гидротехническому проектированию. Книга рассчитана на студентов вузов и на инженеров.*

Сдано в набор 3/11 1939 г. Подписано к печати 22/IV 1939 г. Формат 70x108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Индекс С-55-5-2. Издат. № 5. Печ. л. 13<sup>1</sup>/<sub>4</sub> + 2 вклейки. УАЛ 22,72. Тираж 5000.  
ТКК № 5. Учетный номер 5824. Тип. зн. в 1 бум. листе 130944.  
Уполн. Главлита № А-8480. Бумага Горьковской ф-ки. Заказ №1218.  
2-я типография ГОНТИ имени Евгении Соколовой. Ленинград, пр. Красных Командиров, 39.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий учебник, составленный по утвержденной программе для гидротехнических факультетов высших технических учебных заведений НКТП, охватывает в основном те вопросы, которые приходится разрешать при проектировании гидротехнических сооружений. Поэтому в книге уделено наибольшее внимание рекам. Прочие же водные объекты, как-то: подземные воды, озера, болота и ледники, освещены очень кратко. Так как в программу гидротехнических факультетов не входит метеорология, если не считать кратких сведений о метеорологических приборах и методах: наблюдений, которые излагаются в курсе гидротехнических исследований и изысканий, то пришлось во второй главе охарактеризовать климатические факторы: температуру, влажность, испарение, осадки, давление воздуха и ветер.

В главу пятую (о стоке) включены сведения о математической статистике, о кривых распределения, теории корреляции.

Основными главами курса являются: глава четвертая, посвященная рекам, и глава пятая — о стоке. Но и эти главы изложены кратко с учетом времени, которое отводится на изучение гидрологических дисциплин на гидротехнических факультетах.

Еще в более сокращенном виде даются сведения о наносах и твердом стоке, хотя и эти вопросы имеют существенное значение при проектировании. Полагаем, что недостающие данные могут быть несколько восполнены при чтении лекций.

Мы всемерно старались выполнить те требования, которые изложены в исторической речи тов. В. М. Молотова на I Всесоюзном совещании работников высшей школы 15 мая 1938 г.: „дать необходимый объем знаний и вместе с тем подготовить учащегося к его будущей практической деятельности“.

В какой мере выполнены эти требования, просим всех читателей сообщить в Государственное издательство строительной литературы; просим также читателей сообщить о желательных дополнениях и изменениях.

Главы первую, четвертую, седьмую, восьмую и заключение составил проф. д-р Е. В. Близняк, он же выполнил общее редактирование, главы вторую, третью, пятую и шестую — проф. д-р Б. В. Поляков.

Заведующий кафедрой гидротехнических исследований  
и изысканий Инженерно-строительного института  
им. Куйбышева, проф. доктор технических наук *Е. В. Близняк*.

Проф. доктор технических наук *Б. В. Поляков*.

Август 1938 г»

## Глава 1

### ВВЕДЕНИЕ

#### § 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРОЛОГИИ. КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ДИСЦИПЛИН

Гидрология — наука о водах земного шара и о процессах, происходящих в водах и связанных с водами. В соответствии с разделением вод земного шара на две отдельные группы: 1) океаны и моря и 2) воды суши, гидрология подразделяется на: 1) океанологию и 2) гидрологию суши.

В свою очередь гидрология суши разбивается на ряд отделов, имеющих самостоятельное значение, а именно — в состав гидрологии суши входят:

- 1) потамология, или учение о реках, вернее, о текучих водах (реках, речках, ручьях);
- 2) лимнология, или озероведение;
- 3) болотоведение;
- 4) гляциология, или учение о ледниках;
- 5) гидрогеология, или учение о подземных водах. (Правильнее было бы назвать отдел гидрологий, занимающийся учением о подземных водах, геогидрологией, в отличие от гидрогеологии, являющейся преимущественно геологической дисциплиной.)

Перечисленные разделы гидрологии охватывают преимущественно изучение процессов, наблюдаемых в водах и связанных с водой, используя отдельные водные объекты главным образом как примеры. Между тем для построения плана социалистического хозяйства требуется систематизированное описание отдельных водных объектов: отдельных рек, озер и т. п.

Такое описание входит в задачи особой гидрологической дисциплины, называемой гидрографией; она также может быть подразделена на:

- 1) гидрографию океанов и морей, называемую океанографией;
- 2) гидрографию рек;
- 3) гидрографию озер;
- 4) гидрографию болот;
- 5) гидрографию ледников и
- 6) гидрографию подземных вод.

Так как при изучении водных объектов приходится уделять особое внимание количественным измерениям равных элементов, как-то: уровней, уклонов, скоростей течения, расходов воды и т. п., и так как при этом приходится применять ряд самых разнообразных инструментов и методов, то все указанные вопросы, касающиеся методики измерений, выделены в особую дисциплину, называемую гидрометрией.

Хотя и гидрометрия может быть подразделена на морскую, речную, озерную, подземных вод, однако в настоящее время получила развитие и оформление в виде особой дисциплины лишь речная гидрометрия.

Следует отметить, что кроме гидрометрических и гидрологических данных требуется ряд сведений по топографии, геологии, геоморфологии, метеорологии и др. для обоснования проектов использования водных ресурсов того или иного

объекта; изучением методики комплексных исследований вод в связи с их использованием занимается специальная дисциплина „Водные исследования“.

Изложенная выше классификация в части, относящейся к водам суши, для наглядности помещена в табл. 1.

Таблица 1

**Классификация гидрологических дисциплин, научающих воды суши**

	Гидрология суши	Гидрография	Гидрометрия
а) Поверхностные воды	1. Потамология — учение о реках 2. Лимнология — озероведение 3. Болотоведение 4. Гляциология — учение о ледниках	1. Гидрография рек 2. Гидрография озер 3. Гидрография болот 4. Гидрография ледников	Речная гидрометрия Озерная гидрометрия
б) Подземные воды	5. Гидрогеология (геогидрология) учение о подземных водах	5. Гидрография подземных вод	Гидрометрия подземных вод

**Водные исследования**

Необходимо добавить, что некоторые рассматривают гидрологию как часть геофизики и считают гидрологию наукой о жидкой оболочке земли по аналогии с метеорологией, занимающейся изучением газообразной оболочки, и геологией, изучающей твердую оболочку земли. Однако задачи гидрологии более обширны.

Надо еще упомянуть о предложениях включить в состав гидрологии и гидравлику, и гидрохимию, и гидробиологию и другие смежные дисциплины, которые фактически являются самостоятельными, вполне сложившимися. Такой расширенный взгляд на гидрологию следует признать искусственным.

**§ 2. ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОЛОГИИ. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГИДРОЛОГИИ. СОВЕТСКАЯ ГИДРОЛОГИЯ**

1. Значение гидрологии. Так как вода имеет исключительно большое значение и в промышленности, и в транспорте, и в сельском хозяйстве и в обороне, то и наука о воде — гидрология — занимает видное место среди других дисциплин.

Особо важными являются следующие вопросы, разрешаемые современной гидрологией: 1) оценка водных запасов в связи с требованиями проектов использования водных ресурсов; 2) установление величины расчетных расходов при проектировании сооружений; 3) характеристика условий формирования русла; 4) характеристика температурного и ледового режима; 5) прогнозы разных гидрологических элементов (уровней, расходов, вскрытия, замерзания и т. п.); 6) учет влияний, оказываемых сооружениями на водный поток, и др.

Особенно близка гидрология к гидротехнике<sup>2</sup>; с уверенностью можно сказать, что без надежных гидрологических данных невозможно проектирование гидротехнических сооружений; известно немало случаев, когда сооружения выходили из строя вследствие недоучета гидрологических факторов; достаточно упомянуть о многочисленных разрушениях плотин, мостов и тому подобных сооружений паводками и ледоходом, о размывах берегов, затоплениях населенных пунктов при паводках, заилении водохранилищ, засолении земель и др.

<sup>1</sup> Е. В. Близняк, Производство исследований рек, озер и водоразделов, издание 4-е, М. 1936.

<sup>2</sup> Е. В. Близняк, М. М. Гришин, А. Р. Березинский, Ж. А. Семанов, А. Н. Ахутин, Гидротехнические сооружения, т. I, М. 1938.

Большое значение имеет гидрология и для обороны: при проектировании переправ, водоснабжения, гидроаэродромов, при устройстве оборонительных сооружений, при организации водных перевозок и др.

В настоящее время связь гидрологии с производственными задачами настолько окрепла, что имеется возможность создания курса инженерной гидрологии с углубленным учетом конкретных требований производства.

Настоящая книга и преследует эту цель; в соответствии с заданием в ней учтены главным образом запросы гидротехнического строительства, которое, как известно, в третьей Сталинской Пятилетке получит особо значительное развитие: достаточно назвать такие проблемы, как реконструкция Волги, постройка двух Куйбышевских гидростанций, Волго-Балтийский водный путь и многие другие.

**2. Краткая история развития гидрологии.** В развитии гидрологии могут быть намечены три периода: первый, когда еще не сформировались дисциплины, связанные с использованием воды, и когда водное строительство производилось опытным путем; естественно, что и изучение вод в этот период не могло получить развития; следует однако отметить, что уже в древнем Египте производились водомерные наблюдения на Ниле.

Второй период развития гидрологии тесно связан с дальнейшим развитием водного строительства; в течение этого периода, вплоть до XX века, гидрология все еще не являлась самостоятельной наукой, хотя начало систематического изучения вод относится в середине XIX века: первая гидрометрическая служба была организована во Франции в 1854 г. под руководством Бельгран (Belgrand); характерным для рассматриваемого периода является изложение гидрологических вопросов в гидротехнических руководствах. Так например, в известном четырехтомном труде М. Белидора по гидротехнике, выданном в 1730—1753 гг. имеется специальная глава (стр. 31), посвященная изложению основ речной гидрологии.

Такой порядок соблюдался и в других гидротехнических руководствах как на иностранных языках, так и на русском; специальные же руководства по гидрологии не издавались. Это объяснялось тем обстоятельством, что гидрология еще не оформилась в самостоятельную дисциплину, еще не выработался научный метод исследований, хотя появилось много отдельных трудов в области изучения рек и озер. Необходимо отметить, что названные исследования производились главным образом в связи с теми или иными водохозяйственными задачами, особенно воднотранспортными.

Лишь в XX веке (третий период) гидрология окончательно сформировалась в самостоятельную науку. К этому периоду относится также организация гидрологических служб и научных институтов в разных странах.

**3. Советская гидрология.** В СССР гидрология как самостоятельная наука утвердилась лишь после Октябрьской революции; начало же систематического изучения водных ресурсов относится к 1875 г.<sup>2</sup>

Должны быть особо отмечены следующие даты:

1) организация в 1919 г. Государственного гидрологического института, который имел своими задачами всестороннее изучение вод и разработку научных задач гидрологии;

2) учреждение в 1929 г. Гидрометеорологического комитета при СНК СССР, преобразованного сначала в Центральное, а затем в Главное управление гидрометеорологической службы СССР; Главное управление сосредоточило в своем ведении все вопросы гидрологии и метеорологии и является единым руководящим всесоюзным центром в указанных областях;

3) издание в 1931 г. постановления Госплана СССР о составлении водного кадастра СССР, т. е. приведенного в единую систему свода основных физико-географических и водохозяйственных сведений о водных объектах СССР, необходимых для построения плана их использования.

В последние 20 лет советская гидрология, благодаря заботливому отношению партии и правительства, заняла ведущее место в мировой науке.

<sup>1</sup> М. Bélidor, Architecture hydraulique, Paris 1780.

<sup>2</sup> Подробности см. Е. В. Близняк, цитированный труд в § 1.

Из работ, выполненных советской гидрологией за первые два пятилетия Сталинского плана, должны быть особо отмечены: составление водного кадастра, изучение ряда гидрологических факторов на территории СССР, в особенности среднего многолетнего и максимального стока, разработка ряда вопросов по наносам, ледовому режиму, организация гидрологических информаций и прогнозов и др.

### § 3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОД НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ. ОБЩИЙ КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ

1. Распределение вод на земной поверхности. Из общей площади земного шара в 509 950 000 км<sup>2</sup> океаны и моря занимают 70,5% (359 725 000 км<sup>2</sup>); на сушу приходится 29,5% (150 225 000 км<sup>2</sup>).

В табл. 2 показано распределение площадей суши и океанов.

Таблица 2

Площадь материков и океанов

Название материков	Площадь в тыс. км. <sup>2</sup>	Название океанов	Площадь в тыс. км <sup>2</sup>
Европа .....	10 066	Великий, или Тихий.....	178 225
Азия.....	43 940	Атлантический.....	92 000
Африка .....	30 466	Индийский .....	75 500
Северная Америка.....	24 624	Северный Ледовитый.....	14000
Южная Америка.....	18132	—	—
Австралия и Океания	9 007	—	—
Антарктика.....	14 000	—	—
	150 225	509 950000 км <sup>2</sup>	359 725

Территория, занятая СССР, равна 21 175 200 км<sup>22</sup>.

Из изложенного видно, что поскольку воды занимают более 70% земной поверхности, влияние их на процессы, происходящие на земном шаре, должно быть значительным.

2. Общий круговорот воды в природе. Энергия, излучаемая солнцем и называемая солнечной радиацией, является основным источником энергии, за счет которой происходят все процессы и вся жизнь на земном шаре; но произведенным расчетам получается на каждый квадратный сантиметр земной поверхности примерно 890 г-кал в течение суток<sup>3</sup>.

Очевидно, что действие тепла вызывает испарение воды, находящейся на земном шаре; подымаясь вверх, водяные пары увлекаются воздушными течениями, конденсируются вследствие охлаждения и обращаются в воду, которая падает обратно на землю в виде осадков; далее происходят новое испарение воды, новый перенос водяных паров, новая конденсация. Описанный процесс называется круговоротом воды. Необходимо отметить, что распределение солнечной радиации на земном шаре далеко неравномерно: на экваторе солнечной энергии получается больше, чем в средних широтах и в полярных странах, поэтому и явления, связанные с круговоротом воды, происходят с разной интенсивностью в разных районах земного шара. На фиг. 1 показаны общая схема круговорота воды<sup>4</sup> и схема гидрометрических и метеорологических измерений.

<sup>1</sup> Hickmann's, Geographiseh-Statistischer Universal Atlas, 1924.

<sup>2</sup> Административно-территориальное деление союзных республик на 1 марта 1937 г., М. 1937.

<sup>3</sup> П. Л. Тверской, Курс геофизики, изд. 3-е., Л.—М. 1936.

<sup>4</sup> Thorndike Saville, Collecting and Publishing Hydrologic Data, „Civil Engineering” № 3, 1937.

3. Водный баланс земного шара. Водяные пары, поднявшиеся над поверхностью земного шара, могут быть переносимы на далекие расстояния как о океанов на сушу, так и обратно. Если водяные пары выпадают на поверхность суши в виде осадков, то происходит сток воды в океан в виде рек, ручьев, ручьев; при этом часть воды теряется на испарение. Имеются на земном шаре районы, не соприкасающиеся с океанами, называемые бессточными; в этих областях воды, получаемые из атмосферы, тратятся на испарение; к числу бессточных относятся области, расположенные у Каспийского моря, Сахара, Аравийская пустыня и др.

Введем следующие обозначения:

$Z_M$  — среднегодовое количество воды, испарившейся с поверхности океанов;

$Z_0$  — среднегодовое количество воды, испарившейся с поверхности суши;

$X_M$  — среднегодовое количество осадков, выпавших на поверхности океанов;

$X_C$  — среднегодовое количество осадков, выпавших на поверхность суши;

$Y$  — среднегодовой сток речных вод, вливающих в океаны.

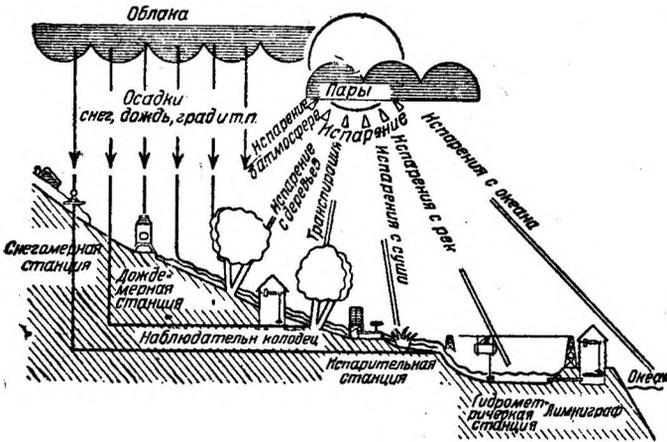
Можно написать следующие уравнения водного баланса:

$$Z_M = X_M + Y; \quad (1)$$

$$Z_C = X_C - Y. \quad (2)$$

Сложив уравнения (1) и (2), получим:

$$Z_M + Z_C = X_M + X_C \quad (3)$$



Фиг. 1. Схема круговорота воды.

т. е. сумма количеств воды, испарившейся с поверхности океанов и суши, равна сумме осадков, выпавших на поверхность океанов и суши.

Приведенные уравнения являются основными уравнениями водного баланса, вытекающими из сущности процесса круговорота воды.

Если обозначить через  $D_M$  среднегодовое количество воды, испаряющейся с поверхности океанов и переносимой воздушным течением

на сушу, а через  $D_C$  количество воды, испаряемой сушей и переносимой ветрами на океан, то нетрудно получить уравнение:

$$Y = D_M - D_C, \quad (4)$$

т. е. ежегодный речной сток в океаны равен разности между количеством воды, переносимой ветрами с океана на сушу, и количеством воды, переносимой с суши на океан.

Для иллюстрации круговорота воды на земном шаре приводится табл. 3, составленная по Фриче-Вюсту (Fritsche, Wtlst).

По новейшим исследованиям (1934 г.) Мейнардуса (Meinardus) картина круговорота воды представляется несколько в другом виде (табл. 4).

Из сравнения табл. 4 и 3 видно, что общий объем ежегодно обращающейся воды на земном шаре по Мейнардусу больше, чем по Фриче-Вюсту, в 1,32 раза. Кроме того обращает внимание относительно большее (по Мейнардусу) количество осадков, выпадающих на поверхность океанов, по сравнению с сушей; равным образом и слой испарения с поверхности океанов (по Мейнардусу) значительно выше (1247 против 853 мм).

## Водный баланс земного шара по Фриче-Вюсту

	км <sup>3</sup>	мм	%
Ежегодное испарение с поверхности океанов..... $Z_M$	307 000	853	79
Ежегодное испарение с поверхности суши ..... $Z_C$	81 000	540	21
$Z_M + Z_C$	388 000	761	100
Ежегодные осадки на поверхности океанов..... $X_M$	277 000	769	71
Ежегодные осадки на поверхности суши ..... $X_C$	111 000	740	29
$X_M + X_C$	388 000	761	100
Ежегодный сток с поверхности суши..... $Y$	30 000	200	8

Таблица

## Водный баланс земного шара по Мейнардусу

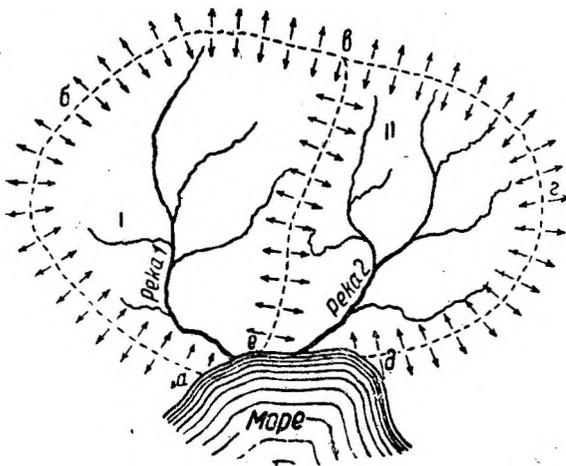
Ежегодное испарение с поверхности океанов ..... $Z_M$	449 000	1247	88
Ежегодное испарение с поверхности суши .... $Z_C$	62 000	413	12
$Z_M + Z_C$	511 000	1002	100
Ежегодные осадки на поверхности океанов ..... $X_M$	412 000	1144	81
Ежегодные осадки на поверхности суши ....	99 000	660	19
$X_M + X_C$	511 000	1002	100
Ежегодный сток с поверхности суши..... $Y$	37 000	247	7

Интересно остановиться на продолжительности и повторяемости кругооборота воды. По Мейнардусу в атмосфере находится 12 300 км<sup>3</sup> воды, в то время как годовое количество осадков равно согласно вышесказанному 511 000 км<sup>3</sup>. Отсюда можно сделать вывод, что оборот воды в течение года должен повторяться  $511\,000 : 12\,300 = 41$  раз, т. е. водяной пар, находящийся в атмосфере, проделывает круговорот каждые 9 дней ( $365:41 = 9$ ); принимая же во внимание, что не вся атмосфера участвует в выделении осадков, следует прийти к выводу, что круговорот должен совершаться чаще, чем через 9 дней.

4. Водный баланс отдельных замкнутых бассейнов. При рассмотрении карты, особенно если земной рельеф изображен в горизонталях, нетрудно наметить отдельные водосборные площади, или водосборы, сток с которых попадает в соответствующую реку, озеро или море; каждый водосбор отделяется от соседнего водораздельной линией, или водоразделом, представляющим пересечение склонов смежных водосборов. На фиг. 2 показаны два водосбора I и II и водораздельные линии:  $abve$ , ограничивающая водосбор I, и  $evgd$ , ограничивающая водосбор II; таким образом атмосферные осадки, выпадающие на площади водосборов I и II, стекают в море соответственно по рекам 1 и 2.

Ясно, что проведенными на карте водораздельными линиями можно ограничить площади стока лишь поверхностных вод; площади же стока подземных вод и их водораздельные линии обычно не совпадают с таковыми поверх-

ностных вод, а так как в реку (и далее в море) попадают не только поверхностные - воды, но и подземные, то вводится особое понятие — бассейн, — поверхность, с которой происходит сток как поверхностных, так и подземных



Фиг. 2. Водосборы (бассейны) рек.

Основная расходная часть водного баланса В равна (фиг. 3):

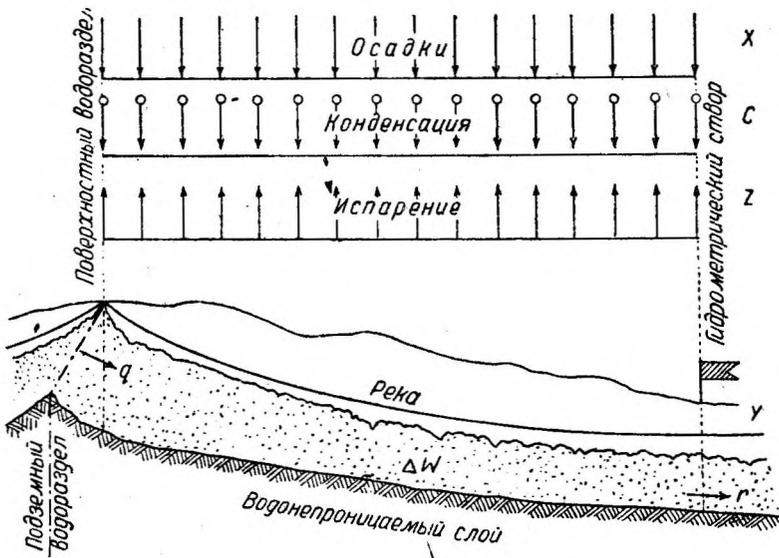
$$B = Y + Z + r, \quad (6)$$

где Y — сток;

Z — испарение;

r — подземный отток воды из рассматриваемого бассейна.

Надо учесть, что в сухие годы общий объем влаги w подземной и на поверхности земли меньше, чем во влажные годы; поэтому в засушливые годы



Фиг. 3. Схема элементов водного баланса.

расходная часть уравнения баланса В (6) превышает приходную часть А (5) на величину  $\Delta w$ ; во влажные годы наблюдается обратная картина. Таким образом уравнение водного баланса для замкнутого бассейна за отдельный год примет следующий вид:

$$A = B \pm \Delta w, \quad (7)$$

где  $\Delta w$  — накопление или расходование влаги в отдельные годы путем увеличения или уменьшения общего запаса поверхностной и подземной влаги в бассейне.

Сравнение (7) может быть переписано в развернутом виде:

$$X + c + q = Y + Z + r \pm \Delta w. \quad (8)$$

При изучении водного баланса в данном замкнутом бассейне за значительное число лет  $n$ , куда входят и влажные и засушливые годы, можно считать, что в пределе

$$\sum \frac{\Delta w}{n} \rightarrow 0. \quad (9)$$

Если учесть, что величины  $c$ ,  $q$  и  $r$ , входящие в уравнение (8), для большинства бассейнов невелики по сравнению с  $X$ ,  $Y$  и  $Z$ , то для многолетнего периода уравнение водного баланса для замкнутого бассейна примет вид:

$$X_0 \approx Y_0 + Z_0, \quad (10)$$

так называемое уравнение Пенка (A. Penck), где

$$X_0 = \frac{\sum X}{n} \quad (11)$$

— средняя (средняя многолетняя) величина осадков за  $n$  лет, так называемая норма осадков;

$$Y_0 = \frac{\sum Y}{n} \quad (12)$$

— средняя (средняя многолетняя) величина стока за  $n$  лет — норма стока;

$$Z_0 = \frac{\sum Z}{n} \quad (13)$$

— средняя (средняя многолетняя) величина испарения за  $n$  лет, норма испарения.

Величины, входящие в формулы (10), (11), (12) и (13), должны быть выражены в одних мерах, например в миллиметрах.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ I

### А. На русском языке

По общему списку — 1, 3, 4, 6, 7.

1. А. В. Вознесенский, Новые данные об осадках на поверхности суши и морей и о годовом водном балансе земного шара, „Труды ГГИ“, вып. 7, М.—Л. 1937.

### В. Иностранная

По общему списку — 1, 3.

1. W. Meinardus, Bemerkungen zum Jahreswasseraushalt der Erde, Petermans Geograph „Mitteilungen“ № 7 — 8, 1934.

## Глава 2

### КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

#### § 1. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА И ПОЧВЫ

Термический режим обуславливает собой один из основных элементов водного баланса — испарение. Связь между температурой воздуха и испарением с поверхности бассейна представлена фиг. 4, из которой видно, что с повышением температуры испарение резко возрастает. Для иллюстрации роли температуры укажем, что почти одна и та же годовая сумма осадков (около 500 мм), наблюдаемых в южной части Ленинградской области и в районе Ставропольского плато, вызывает слой стока, в первом случае равный 300 мм и во втором — только 15 мм.

Солнечное тепло передается главным образом непосредственно верхним слоям земной поверхности, а последние передают его в более глубокие слои. Поверхность земной коры нагревается сильнее всего (на юге до 75°), но она же подвержена наиболее резким колебаниям температур как внутри года, так и в течение суток. Эти колебания все более сглаживаются и ослабевают по мере проникновения в глубь земной коры. На некоторой глубине в зависимости от ряда факторов (растительность почвы, геология и пр.) имеется слой постоянной суточной температуры (в средних широтах примерно на глубине около 1,6—1,9 м) и еще глубже находится слой постоянной годовой температуры (в тех же широтах на глубине 15—20 м).

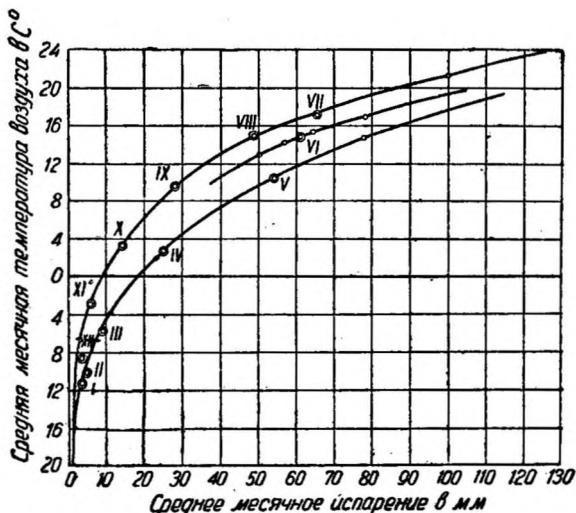
Постоянные температуры на глубине могут быть как положительные, так и отрицательные. В последнем случае на некоторой глубине можно обнаружить

слои почвы, которые в течение круглого года остаются мерзлыми, образуя вечную мерзлоту (гл. 8).

На европейской территории СССР зимнее промерзание почвы составляет обычно до 2 м и больше.

По данным Всесоюзного научно - исследовательского института Водгео глубина промерзания воды в водопродовных трубах зимой 1928/29 г. наблюдалась следующая:

Алушта	— 0,7	м
Ростов-на-Дону	— 1—1,5	„
Курск	— 2,0	„
Москва	— 2,1 — 3,0	„
Ленинград	— 1,0	„
Кострома	— 2,5	„
Киров	— 2,3	„
Свердловск	— 3,4	„



Фиг. 4. Связь месячной суммы испарения и температур воздуха для некоторых районов СССР.

Промерзание почвы имеет большое влияние на поверхностный сток, так как мерзлая земля является слабопроницаемой для воды, фильтрующейся с поверхности внутрь.

Термический режим определяет собой также: 1) вид осадков — при температуре ниже нуля выпадают снежные осадки, играющие на большей части территории СССР решающую роль в поверхностном стоке; 2) условия протекания воды в реках (зимний режим рек и пр.).

## § 2. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Влажность вместе с температурой воздуха определяет собой величину потерь на испарение, которое в свою очередь в силу известного уравнения водного баланса (гл. 1)

$$X_0 \approx Y_0 + Z_0$$

оказывает непосредственное и существенное влияние на поверхностный сток. Таким образом в районах с большей влажностью поверхностный сток должен быть выше.

Упругость паров, которые в данный момент действительно находятся в воздухе, измеренная в миллиметрах ртутного столба, называется абсолютной влажностью. Величина эта, численно совпадающая с количеством паров в  $г/м^3$ , в последующем обозначается через  $a$ .

Отношение упругости паров, действительно находящихся в воздухе —  $a$ , к упругости паров, необходимой для предельного насыщения того же пространства при той же температуре —  $e$ , носит название, относительной влажности  $e_1$ :

$$e_1 = \frac{a}{e},$$

или в процентах:

$$e_1 = \frac{a}{e} 100. \quad (15)$$

Если например относительная влажность равна 70%, то это значит, что количество паров, находящихся в воздухе, составляет 70% от того количества паров, которое необходимо для полного предельного насыщения пространства при той же температуре.

Относительная влажность воздуха увеличивается по европейской территории СССР с юга на север зимой от 50 до 85%, а летом — от 25 до 70%. Весной (в апреле) влажность довольно однообразна по всей территории и равна 60—65% (только в Средней Азии в это время относительная влажность колеблется в пределах от 35 до 50%).

При сухих и жарких ветрах, происхождение которых в засушливых районах связано с массами нисходящего воздуха (так называемых суховеев), относительная влажность падает до 10—15% (Заволжье).

Измерение влажности воздуха производится при помощи ряда приборов, не которых наиболее распространенными являются психрометр Августа, психрометр Ассмана и волосной гигрометр. Для непрерывной ванной относительной влажности применяется гигрограф системы Ришара.

Дефицит влажности. Дефицитом влажности (влажный дефицит, или недостаток насыщения) называется разность между: 1) количеством водяных паров, необходимых для полного насыщения воздуха при данной температуре, и 2) количеством паров, находящихся в данный момент в атмосфере в действительности. Таким образом дефицит влажности есть количество пара, недостающее при данной температуре для полного насыщения воздуха; он выражается в миллиметрах ртутного столба. При данной температуре повышение влажности уменьшает дефицит. Средний суточный дефицит влажности вычисляется так:

$$d_{cp} = e - a, \quad (16)$$

где  $d_{cp}$  — средний суточный дефицит влажности;  
 $e$  — предельная упругость паров воды при данной температуре;  
 $a$  — абсолютная влажность.

Для упрощения расчетов при вычислении среднего годового дефицита влажности пользуются среднемесячными данными. При этом необходимо вводить поправку Ольдекопа, вычисляемую по одной из формул:

$$\Delta d' = d - d_1 = 0,09 A^2 \frac{d^2 e}{dt^2} \quad (17)$$

или

$$\Delta d'' = d - d_1 = 1,12 A \frac{d^2 e}{dt^2}, \quad (18)$$

где  $d$  — среднемесячный дефицит влажности;  
 $d_1$  — дефицит влажности, вычисленный по средним месячным  $e$  и  $a$ ;  
 $A$  — разница между максимальной месячной и средней месячной температурами;

$\frac{d^2 e}{dt^2}$  — вторая производная упругости пара по среднемесячной температуре.

Из двух этих формул вторая по точности немного превосходит первую, средняя ошибка, получающаяся при вычислении поправки  $d - d_1$ , для отдельных месяцев по первой формуле равна  $\pm 0,13$  мм, по второй  $\pm 0,12$  мм. По мнению Э. Ольдекопа первая формула не является теоретически более правильной. Вторая формула уступает первой в том отношении, что при очень больших значениях амплитуды  $A$  она дает систематически слишком малые значения поправки  $d - d_1$ , при очень малых значениях  $A$ , наоборот, слишком большие. Для некоторого увеличения точности подсчета рекомендуется вычислять поправку  $d - d_1$  по обеим формулам и как окончательный результат взять среднеарифметическое из значений, полученных по обеим формулам, т. е.

$$\Delta d = \frac{\Delta d' + \Delta d''}{2}$$

**Максимальная упругость паров, воды над льдом при температурах ниже 0°  
в миллиметрах ртутного столба**

$t^{\circ}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
—24	0,62	0,52	0,51	0,50	0,50	0,50	0,49	0,48	0,48	0,48
—23	0,58	0,57	0,56	0,56	0,55	0,55	0,54	0,54	0,53	0,53
—22	0,64	0,63	0,62	0,62	0,61	0,61	0,60	0,59	0,59	0,58
—21	0,70	0,69	0,69	0,68	0,67	0,67	0,66	0,65	0,65	0,64
—20	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74	0,74	0,73	0,73	0,72	0,71
—19	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81	0,80	0,80	0,79	0,78
—18	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87	0,86
—17	1,03	1,02	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95	0,94
—16	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06	1,05	1,04
—15	1,24	1,23	1,22	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15	1,14
—14	1,36	1,34	1,33	1,32	1,31	1,30	1,28	1,27	1,26	1,25
—13	1,49	1,47	1,46	1,45	1,43	1,42	1,41	1,39	1,38	1,37
—12	1,63	1,61	1,60	1,58	1,57	1,56	1,54	1,53	1,51	1,50
—11	1,78	1,76	1,75	1,73	1,72	1,70	1,69	1,67	1,66	1,64
—10	1,95	1,93	1,91	1,89	1,88	1,86	1,84	1,83	1,81	1,80
—9	2,12	2,11	2,09	2,07	2,05	2,03	2,02	2,00	1,98	1,96
—8	2,32	2,30	2,28	2,26	2,24	2,22	2,20	2,18	2,16	2,14
—7	2,53	2,51	2,49	2,47	2,45	2,42	2,40	2,38	2,36	2,34
—6	2,76	2,74	2,71	2,69	2,67	2,64	2,62	2,60	2,58	2,55
—5	3,01	2,98	2,96	2,93	2,91	2,88	2,86	2,83	2,81	2,78
—4	3,28	3,25	3,22	3,19	3,17	3,14	3,11	3,09	3,06	3,03
—3	3,57	3,54	3,51	3,48	3,45	3,42	3,39	3,36	3,33	3,30
—2	3,88	3,85	3,82	3,78	3,76	3,72	3,69	3,66	3,63	3,60
—1	4,22	4,18	4,15	4,11	4,08	4,04'	4,01	3,98	3,94	3,91
—0	4,58	4,54	4,50	4,47	4,43	4,40	4,36	4,32	4,29	4,25

Таблица 6

**Максимальная упругость паров воды в воздухе при температуре выше 0°  
(в частности над водой той же температуры) в миллиметрах ртутного столба**

$t^{\circ}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
+0	4,58	4,61	4,65	4,68	4,72	4,75	4,78	4,82	4,86	4,89
1	4,93	4,96	5,00	5,03	5,07	5,11	5,14	5,18	5,22	5,26
2	5,29	5,83	5,37	5,41	5,45	5,49	5,52	5,56	5,60	5,64
3	5,68	5,72	5,77	5,81	5,85	5,89	5,93	5,97	6,02	6,06
4	6,10	6,14	6,19	6,23	6,27	6,32	6,36	6,41	6,45	6,50
5	6,54	6,59	6,64	6,68	6,73	6,78	6,82	6,87	6,92	6,96
6	7,01	7,06	7,11	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,41	7,46
7	7,51	7,56	7,62	7,67	7,72	7,78	7,83	7,88	7,91	7,99
8	8,04	8,10	8,16	8,21	8,27	8,32	8,38	8,44	8,49	8,65
9'	8,61	8,67	8,73	8,79	8,84	8,90	8,96	9,02	9,09	9,16
10	9,21	9,27	9,33	9,40	9,46	9,52	9,58	9,65	9,71	9,78
11	9,84	9,91	9,98	10,01	10,11	10,18	10,24	10,31	10,38	10,45
12	10,52	10,59	10,66	10,73	10,80	10,87	10,94	11,01	11,08	11,16
13	11,23	11,30	11,33	11,45	11,53	11,60	11,68	11,76	11,83	11,91
14	11,99	12,06	12,12	12,22	12,30	12,38	12,46	12,54	12,62	12,71
15	12,79	12,87	12,95	13,04	13,12	13,20	13,29	13,38	13,46	13,55
16	13,63	13,72	13,81	13,90	13,99	14,08	14,17	14,26	14,35	14,44
17	14,53	14,62	14,72	14,81	14,90	15,00	15,09	15,19	15,28	15,38
18	15,48	15,58	15,67	15,77	15,87	15,97	16,07	16,17	16,27	16,37
19	16,48	16,58	16,68	16,79	16,89	17,00	17,10	17,21	17,32	17,43
20	17,54	17,64	17,75	17,86	17,97	18,08	18,20	18,31	18,42	18,54
21	18,65	18,76	18,88	19,00	19,11	19,23	19,35	19,47	19,59	19,71
22	19,83	19,95	20,07	20,19	20,32	20,44	20,56	20,69	20,82	20,94
23	21,07	21,20	21,32	21,45	21,58	21,71	21,84	21,98	22,11	22,24
24	22,38	22,51	22,65	22,78	22,92	23,06	23,30	23,34	23,48	23,69

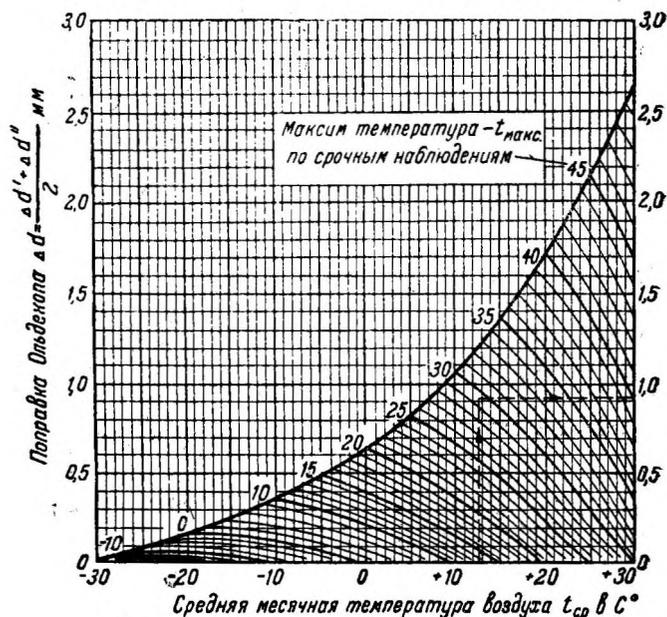
Таким образом вначале вычисляют среднемесячное приближенное значение дефицита влажности  $d_1 = e - a$ . Для этого нужно знать среднемесячные значения  $e$  и  $a$ . Величина  $a$  — среднемесячная абсолютная влажность — определяется непосредственно из метеорологических данных наблюдений.

Величина  $e$  — предельная упругость паров воды при данной среднемесячной температуре  $t$  — определяется из табл. 5 и 6. Эти таблицы, взятые из психрометрических таблиц Главной геофизической обсерватории, позволяют легко при данной температуре  $t$  определить  $e$ . Далее по разности величин  $e$  и  $a$  определяется приближенная величина дефицита влажности  $d_1$ .

Далее необходимо прибавить поправку Ольдекопа, вычисленную по формуле (17) или (18).

Для расчета поправок Ольдекопа имеется также номограмма, построенная С. И. Рыбкиным (фиг. 5).

Для определения поправки находим точку пересечения вертикальной прямой, отвечающей данной среднемесячной температуре, и кривой с пометкой  $t_{\text{макс}}$ . Точка пересечения их определит на оси ординат значение искомой поправки. Номограмма дает величину поправки Ольдекопа как среднеарифметическую, т. е.:



Фиг. 5. Номограмма для расчета поправки Ольдекопа при вычислении дефицита влажности.

$$\Delta d = \frac{\Delta d' + \Delta d''}{2}.$$

Это представляет упрощение в определении поправки Ольдекопа.

Е. М. Соколовой выполнена большая работа по вычислению среднемесячных и годовых значений дефицита влажности для метеорологических станций СССР. Всего использовано 659 станций и обработано в сумме свыше 8 000 лет наблюдений.

Величина минимума дефицита влажности наблюдается в январе и колеблется от 0,0 (Якутия) до 2,2 мм (Гагры). Максимум наступает не одновременно, а именно в июне, июле и августе. Однако для большинства станций он наступает в июле. В июне он наблюдается главным образом в Восточной Сибири и на северо-западе европейской территории СССР. Августовский максимум наблюдается в южной части Крыма, западной части Северного Кавказа и в Закавказье. Величина максимума изменяется от 1,2 (Якутия) до 32,1 мм — Зеагли (Средняя Азия).

Годовой ход дефицита влажности имеет обычно резкий подъем в весенние месяцы до середины лета и почти симметричный спад.

## § 8. ИСПАРИЕНИЕ

Испарение может происходить:

- 1) с водной поверхности (океанов, морей, рек, озер и других водоемов),
- 2) с поверхности почвы, не покрытой растительностью, и
- 3) с растительного покрова.

Однако в связи с тем, что испарение с растительного покрова трудно отделить от испарения с поверхности почвы, в дальнейшем оба эти вида испарения рассматриваются совместно,

1. Испарение с водной поверхности. Определение величины испарения с водной поверхности производится обычно или на основании данных испарителей малого размера (приборов Лермантова-Любославского и Вильда) или чаще всего — на основании различных формул.

В последние 2—3 года величину испарения начинают определять посредством больших испарительных бассейнов. Этот способ является наиболее надежным. Подробнее о нем сказано ниже.

Молекулы воды находятся в непрерывном движении. Двигаясь беспорядочно, они сталкиваются друг с другом, вследствие чего часть из них получает избыточные скорости и, оказавшись вблизи поверхностного слоя жидкости, могут вырваться в пространство над поверхностью жидкости. Молекулы, вылетевшие из воды, не будут связаны друг с другом, свободно движутся подобно частицам воздуха. Возрастание температуры вызывает увеличение скорости движения молекул, в соответствии с чем и возрастает испарение с водной поверхности.

Вылетевшие из жидкости молекулы в совокупности образуют газообразную фазу данного вещества.

Чем больше этих молекул находится над свободной поверхностью жидкости, тем больше вероятность столкновений между ними и тем больше вероятность падений этих молекул обратно в жидкость. Последний процесс является обратным процессу испарения и называется конденсацией. Фактически наблюдаемое испарение представляет собой разность между количеством молекул, вылетающих из жидкости, и количеством молекул, падающих обратно на ее поверхность. Эта разность, т. е. фактическое испарение, должно таким образом зависеть от плотности пара над испаряющей поверхностью, или от дефицита влажности. Если над поверхностью воды пар насыщает воздух, то, очевидно, испарение должно быть равно нулю. Дальтоном впервые установлена пропорциональность между скоростью испарения и дефицитом влажности. Напомним, что количество пара, насыщающее воздух, возрастает с его температурой. Следовательно при данной абсолютной влажности дефицит влажности будет тем больше, чем выше температура воздуха. Обозначая через  $d$  дефицит влажности, через  $H$  — упругость воздуха и через  $E$  — интенсивность испарения получаем закон Дальтона в форме

$$E = C \frac{d}{H} \quad (19)$$

Эта формула является лишь первым грубым приближением, и сам Дальтон впоследствии нашел, что коэффициент  $C$  в сильной степени зависит от скорости движения воздуха (т. е. от скорости ветра). Но, с другой стороны, стоящая в знаменателе величина упругости самого воздуха при обычных незначительных колебаниях барометрического давления может для практических целей, по крайней мере в гидрологии, считаться постоянной.

Таким образом задача определения испарения сводится к выяснению зависимости коэффициента при дефиците влажности от скорости ветра.

Наиболее распространенной у нас являлась формула Мейера, которая с поправкой, внесенной в нее И. К. Тихомировым, имеет следующий вид:

$$E = d (15 + 3w), \quad (20)$$

где  $E$  — среднемесячная высота испарения в мм в месяц;

$d$  — среднемесячный дефицит влажности в мм (без поправки Ольдекопа);

$w$  — среднемесячная скорость ветра в м/сек на высоте флюгера.

Однако подобный метод учета испарения, как и метод учета при помощи испарителей малого диаметра, в последнее время претерпел большие изменения.

Для выяснения вопроса о том, насколько подобные методы расчета испарения отличаются от действительного испарения, Б. В. Поляковым в центре Заволжья (около г. Ершова) был построен в 1934 г. самый большой в СССР испарительный бассейн (диаметром 12 м и глубиной 2 м). При устройстве его было обращено большое внимание на то, чтобы бассейн не фильтровал, т. е. чтобы понижение горизонта в нем связано было бы только с потерей на испарение с водной поверхности, поэтому бассейну придана соответствующая конструкция: он изготовлен из котельного железа со сваренными стыками и под

дном уложена дренажная сеть, которая могла бы сигнализировать течь, если такая обнаружится. За период эксплуатации бассейна течи не было.

Результаты трехлетней работы бассейна дают возможность значительно уточнить существующие методы путем введения переходных (редукционных) коэффициентов, вычисленных следующим образом:

$$R = \frac{E - \text{испарительный бассейн}}{E - \text{прибор}} \quad (21)$$

На Ершовской испарительной станции кроме упомянутого бассейна были еще следующие приборы: два плавучих испарителя системы Лермантова-Любославского (из которых один плавал в самом бассейне, а другой — в пруде, расположенном в 300 м от бассейна), весовой эвапарометр Вильда и два береговых бака (врытых в землю в уровень с краями) диаметром 1,12 м и глубиной 0,48 м; из них в первом уровень воды был на 6 см ниже края борта бака, во втором — на 19 см.

Средние редукционные коэффициенты за 3 года (1935—1937 гг.) получены следующие:

1. Для плавучего испарителя Лермантова-Любославского . . .  $R = 0,60$
2. Для эвапарометра Вильда . . . . .  $R = 0,75$
3. Для берегового испарителя  $d = 112,8$  см с уровнем на 6 см ниже борта . . . . .  $R = 0,81$
4. Для берегового испарителя  $d = 112,8$  см с низким уровнем воды (на 17—19 см) . . . . .  $R = 0,99$

На основании этих данных прежде всего нужно отметить полную непригодность плавучего испарителя Лермантова-Любославского. Этот прибор, употребляющийся у нас в течение нескольких десятков лет и считавшийся эталоном для сравнения результатов, получаемых по различным формулам, дает испаряемость на 60% больше, чем величина действительного испарения<sup>1</sup>. Даже прибор Вильда, считавшийся метеорологами худшим прибором, чем Лермантова-Любославского (вследствие расположения его в будке), и то дает лучшие результаты. Еще меньшую величину редукционного коэффициента дает береговой испаритель, в особенности если уровень в нем держать на глубине 17—19 см от края борта. Величина  $R$  тем ближе к единице, чем больше диаметр бассейна. На основании наших и американских данных надо признать, что величина  $R$  близка к единице при диаметре бака 4—6 м. Этот диаметр и принимается теперь для испарительных бассейнов, устраиваемых в районах, где величина потерь на испарение играет существенную роль в водном балансе.

Заметим также, что плавучие испарители на пруде и в бассейне дали очень мало отличающиеся результаты (на 1%).

Увеличение испарения в испарителе малого диаметра по сравнению с естественным водоемом происходит главным образом за счет большего испарения с нагретых металлических бортов. Плавучие испарители кроме того подвержены попеременному смачиванию при колебаниях испарителя, наблюдаемых даже при очень ничтожном волнении поверхности зеркала водоема, в котором установлен прибор, поэтому они и дают также низкое значение  $R$ .

Причина, в силу которой и бак сравнительно небольшого диаметра дает величину испарения, близкую к истинной, если уровень воды в нем ниже борта на 17—19 см, заключается в следующем: высокий борт уменьшает влияние ветра, и это уменьшение в среднем компенсируется повышением испарения, происходящим вследствие влияния малого диаметра (смачивание борта, имеющего более высокую температуру, и пр.).

Измерение уровня бассейна целесообразно производить при помощи микрометрической рейки или объемной бюретки системы Марвина.

<sup>1</sup> На основании этих работ Главным управлением гидрометеорологической службы постановлено совершенно отказаться от установки вновь приборов Лермантова-Любославского и в дальнейшем учет испарения производить только при помощи металлических бассейнов.

Измерение при помощи микрометрической рейки (шпигтмасштаб) дает несколько более точные результаты, чем измерение при помощи бюретки.

Подобный метод измерения, как показал опыт Ершовского бассейна, оказался настолько точным (до 0,1 мм), что определение слоя производилось с точностью до десятых долей миллиметра. Это привело к тому, что в Ершовском испарительном бассейне удавалось измерить температурное расширение воды и конденсацию водяных паров воздуха. Последняя наблюдалась в холодное время года (октябрь) не только в бассейне, но и в других испарителях и достигала 1—2 мм в сутки.

Учет испарения в зимний период производится при помощи весового эвапарометра Вильда. Зимние наблюдения Нижневолгнроекта установили, что испарение снега, вообще говоря, очень мало (1—2 мм в месяц), испарение же со льда примерно в два раза меньше. Это можно приписать большей поверхности снега. Величина испарения для года с высокой летней температурой оказалась в Заволжье равной 975 мм (1936 г.). Попытка установления связи редуционного коэффициента прибора Лермантова-Любославского с дефицитом влажности ни к чему не привела. Поэтому приведение испаряемости, измеренной при помощи прибора Лермантова-Любославского, к действительному испарению очень затруднительно. Здесь можно только отметить среднее значение редуционного коэффициента, равное  $R = 0,60$ . Ввиду редкой дождемерно-испарительной сети расчет испарения с водной поверхности чаще всего приходится производить по формулам.

Исследование формулы Мейера-Тихомирова, произведенное на Ершовской станции, привело к следующим редуционным коэффициентам (при учете ветра на высоте флюгера и дефицита влажности по температуре воздуха без поправки Ольдекопа):

Год	VI	VII	VIII	IX	X
1935 .....	0,65	0,62	0,56	0,60	0,87
1936 .....	0,56	0,52	0,52	0,73	1,67
1937 .....	0,69	0,66	0,59	0,59	0,68

На основании этих данных построена графическая зависимость  $R$  от дефицита влажности. Эта зависимость получается сравнительно тесной: если найти зависимость между  $\lg d$  и  $\lg R$ , то коэффициент корреляции получается равным  $r = -0,83$  (о методе корреляции будет сказано ниже).

На этом основании Б. В. Поляковым получена следующая формула, скорректированная трехлетними наблюдениями на Ершовском испарительном бассейне:

$$E = (18,6 + 3,73 w) d^{0,654}, \quad (22)$$

где  $E$  — среднемесячное испарение в мм;

$w$  — среднемесячная скорость ветра в м/сек на высоте флюгера;

$d$  — среднемесячный дефицит влажности (без поправки Ольдекопа).

Можно пользоваться и формулой вида:

$$E = Rd(15 + 3w),$$

в которой

$$R = \frac{E - \text{испарительный бассейн}}{E = d(15 + 3w)}$$

не является постоянным, и величина его зависит от дефицита влажности, т. е.:

$$R = f(d). \quad (23)$$

При этом высокому значению дефицита влажности соответствует наименьшая величина  $R$ . Так, в Ершове при среднемесячном дефиците  $d = 14,6$  мм редуционный коэффициент достигает величины  $R = 0,52$ . С уменьшением  $d$  значение  $R$  увеличивается, и роль его как поправочного коэффициента уменьшается.

Таким образом в летние месяцы, в которые обычно происходит наибольшее испарение с водной поверхности, величина эта, вычисленная без редуционного коэффициента, будет сильно преувеличена, что приведет также к значитель-

ному преувеличению годовых потерь. Более точно можно определить величину испарения, если вычислить  $R$  для каждого отдельного месяца. Графическая зависимость для  $R = f(d)$ , полученная Б. В. Поляковым, приводится на фиг. 6. При наличии этого графика определение  $B$  не вызывает затруднений, так как значения  $d$  все равно должны быть получены для расчета  $E$ . Эта зависимость  $R = f(d)$  построена по среднемесячным данным для Ершова за сезоны наблюдений 1935—1937 гг. Если распространить ее и на другие районы, то можно пользоваться при подсчете величины среднемесячного испарения с водной поверхности графиком, изображенным на фиг. 6.

Недостаточная обеспеченность кривой в нижней части и следовательно несколько произвольное построение ее для этой зоны не отразятся значительно на точности подсчетов вследствие того, что и сама величина испарения здесь невелика и  $R$  здесь близок к единице. При очень низком значении  $d$  бывали случаи, когда получалось  $R > 1$ . Практически для подсчета можно принять для значений  $d < 1,5$  мм величину  $R = 1$ .

Заметим, что вода, содержащая соли в размере, большем, чем обычная пресная, испаряется несколько медленнее. Так, морская вода по опытам Дьелофе, Мазель и Окада дает слой испарения, равный 95% от испарения пресной воды.

2. Испарение с почвы и растительного покрова. Наблюдения над испарением с поверхности почвы обыкновенно связываются с учетом влажности почвы на разных глубинах. При этом наиболее надежным являются неумение потерь влажности от испарения и восстановление ее от выпадающих осадков. Для этой цели раз в декаду производятся взятие с различных глубин почвенных образцов и определение влажности в процентах от общей влагоемкости.

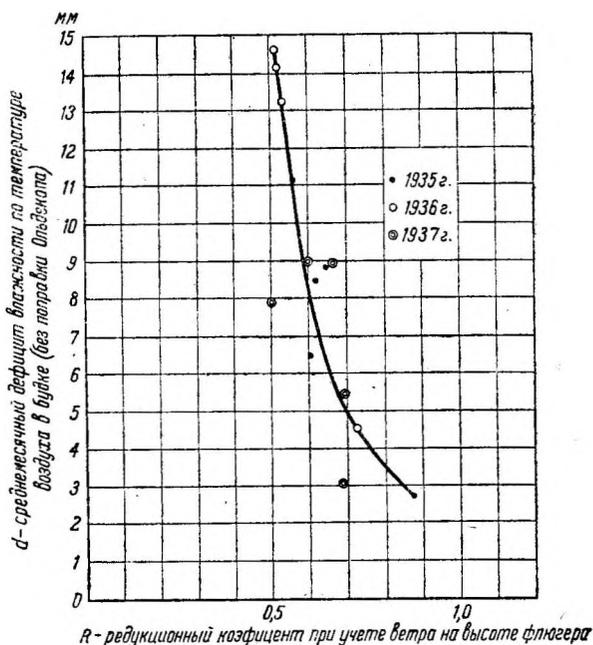
В каждом слое надо брать несколько таких образцов, и результат получается как средний из нескольких определений. Пробы берутся при помощи трубчатого бура.

При выборе мест для взятия образцов почвы на влажность нужно выбирать такие места, которые действительно отражали бы средний режим увлажнения.

Для учета величины испарения с поверхности почвы ранее употреблялся прибор Рыкачева. В связи с тем, что он обладает целым рядом недостатков, в последнее время его вытеснил прибор Попова.

Почвенный испаритель В. П. Попова состоит из двух металлических цилиндров, плотно входящих друг в друга. Внутренний представляет собой цилиндр высотой 25 см и диаметром 25,2 см (площадь основания равна 500 см<sup>2</sup>), дно которого сделано из латунной проволочной сетки, а верх цилиндра — открытый. Зарядка прибора почвой производится таким образом, чтобы в цилиндре поместился монолит с ненарушенной структурой, для чего нельзя просто насыпать в цилиндр землю, а нужно цилиндр со снятой сеткой постепенным подрыванием почвы по краям цилиндра надвигать на вырезанный монолит до того момента, когда поверхность почвы была бы ниже края прибора на 1—2 см. Тогда монолит подрезывается снизу, подчищается и закрывается кольцом с медной сеткой. Прибор устанавливается так, чтобы верхний край его был бы вровень с землей.

Монолит служит и испарителем и измерителем инфильтрации (лизиметром).



Фиг. 6. Зависимость редуцированного коэффициента от дефицита влажности.

В последнем случае под монолитом устраивается специальная камера, в которой можно собирать просачивающуюся через монолит воду.

Внешний цилиндр зарывается до краев в почву, он служит для создания углубления, в которое помещается внутренний цилиндр с монолитом.

Две пары цилиндров с монолитами составляют один комплект испарителя. После наблюдений (взвешивания) внутренние цилиндры каждый раз меняются местами.

Исследования, произведенные Нижневолгопроектом в 1937 г., установили, что величина испарения, которая получается при помощи прибора Попова, очень незначительно отличается от величины, полученной взятием проб на влажность, а также от того испарения, которое наблюдается при помощи большого монолита глубиной и диаметром 0,75 м.<sup>1</sup>

Исследования на Толстовской станции (Заволжье) посредством приборов Попова, имеющих одно и то же основание, но различную высоту 0,25, 0,75 и 1,00 м, установили, что высота прибора почти не влияет на конечный результат.

Это видно из того, что за период май — октябрь суммарное испарение было:

при высоте прибора	0,25 м.....	140 мм
„ „	0,75 „.....	146,5 „
„ „	1,00 „.....	146,6 „

Величина испарения изменялась независимо от того, был ли прибор в состоянии лизиметра или эванарометра.

Однако испарение сильно отличается в зависимости от того, покрыта ли почва растительностью или не покрыта.

По исследованиям на Ершовской станции, произведенным в 1935—1937 гг., зимнее испарение весьма незначительно и имеет ощутимую величину только в ноябре и марте. Январе и феврале испарение с поверхности снега составляло всего 1,1—1,2 мм в месяц. В декабре испарение было равно 4,1 мм, а в марте — 5,1 мм.

На этом основании величина испарения с поверхности голой почвы (при отсутствии растительности) вычислена для разных пунктов Заволжья по данным за 1937 г. и оказалась равной:

в Ершове.....	279 мм
„ Толстовке.....	241 „
„ Елшанке.....	245 „

Определение испарения с поверхности почвы можно также произвести, вычислив запас воды в метровом слое, путем определения влажности почвы в начале теплого периода и в конце его. Разность этих величин плюс количество выпавших осадков равна слою воды, испаряющейся с почвы, плюс грунтовый сток плюс поверхностный сток за этот период. В условиях засушливых районов как поверхностный сток, так и грунтовый сток почти отсутствуют, поэтому в этом случае можно считать, что количество воды, стекающей в глубь и с поверхности земли, незначительно и почти вся влага, выпавшая на землю в теплый период, расходуется на испарение.

Сравнение испарения с поверхности растений и с поверхности почв произведено на Толстовской балансовой станции в 1937 г. посредством испарителей Попова глубиной 1,0 м. Один монолит имел поверхность, непокрытую растительностью, а другой был засеян пшеницей. Увеличение испарения с засеянного монолита начало отмечаться уже во вторую декаду после посева. За период произрастания культуры (май—август) транспирация и испарение с почвы совместно составили 201 мм, в то время как с голой почвы за это же время испарилось значительно меньше — 121 мм. Из сопоставления этих цифр нельзя однако сделать вывод, что на чистую транспирацию тратится разница между этими цифрами, так как затенение, которое создает растение, уменьшает величину бесполезного испарения с голой земли. По данным Вольни с увеличением затенения испарение может уменьшаться на величину от 19 до 71%. Если принять это уменьшение равным например 50%, то расход влаги на бесполезные потери снизится до 60 мм, и расход на чистую транспирацию будет составлять около 140 мм.

Испарение после вегетационного периода выравнилось и стало в обоих монолитах почти одним и тем же: со стерни — 44 мм, а с целины — 45 мм.

<sup>1</sup> Эти выводы относятся однако только к влажному 1937 г.; в сухой 1938 г. монолиты в приборах Попова пересохли.

Изменение испарения по месяцам показано на фиг. 7, где сплошными линиями показаны величины, полученные на Толстовской, а данные за I — IV, XI и XII месяцы — на Ершовской станциях.

Таким образом получилось наглядное представление о годовом ходе испарения. Обращает на себя внимание значительное весеннее испарение с поверхности почвы в апреле, что объясняется значительной влажностью почв в это время. Более наглядно это видно из фиг. 8, где вегетационный период для Толстовской станции дан более детально. Здесь видно, что испарение не согласуется с ходом температур и дефицита влажности, а больше связано с осадками и влажностью почв.

Повышенное испарение с поверхности земли, непокрытой растительностью, в июне и июле объясняется исключительно большими летними осадками месяцев, наблюдавшимися в 1937 г.,

и значительным увлажнением почвы.

Как видно на фиг. 9, степень увлажнения 31 в процентах от полной влагоемкости, наступавшей при 38% влажности по объему, коренным образом отражается на месячной сумме испарения с почвы  $E_s$ . Увлажнение производилось путем искусственного промачивания грунта до определенной влажности.

Связь испарения с водной поверхности и испарения с поверхности почвы также непостоянна и зависит от степени увлажнения. При полном увлажнении  $M = 100\%$  испарение с почвы в два раза больше, чем испарение с поверхности воды, что, очевидно, связано с большей площадью поверхности земли и более высокой температурой ее. При состоянии естественной влажности испарение с поверхности земли меньше, чем с поверхности воды. Значение редуционных коэффициентов для перехода от одного вида испарения к другому показано на фиг. 10.

Для расчета водного баланса при ирригации представляет практический интерес изменение испарения с почвы при различной влажности почвы. Исследования подобного рода, произведенные Ершовской станцией, установили, что наблюдается постепенное уменьшение испарения с поверхности увлажненной почвы по мере ее высыхания.

Если обозначить через  $K$  — коэффициент затухания испарения увлажненной почвы

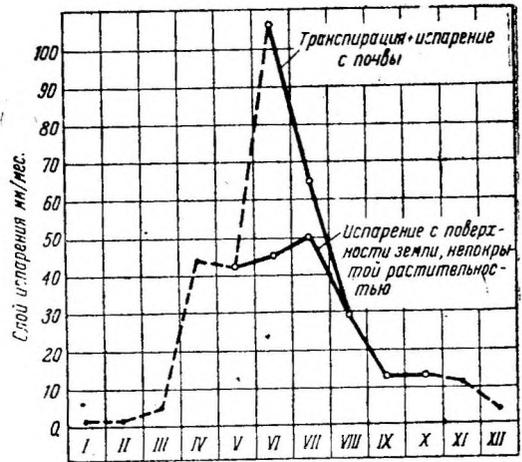
$$K = \frac{E_x}{E_0}, \quad (24)$$

где  $E_x$  — испарение высыхающего монолита на данный день, а  $E_0$  — испарение увлажненного монолита в первый день увлажнения, то, как показали наблюдения на Ершовской испарительной станции, коэффициент затухания  $K$  со дня на день уменьшается. Однако часто испарение из высыхающего монолита во второй и даже третий день бывает больше, чем испарение монолита в первый день. Это объясняется тем, что при высыхании сильно увлажненного монолита образуются трещины, которые значительно увеличивают площадь испарения.

Представление о величине затухания испарения можно получить на основании средних результатов, представленных фиг. 11.

Испарение происходит наиболее интенсивно с влагоемких, но малопроницаемых почв, что доказывает наблюдения Вольни:

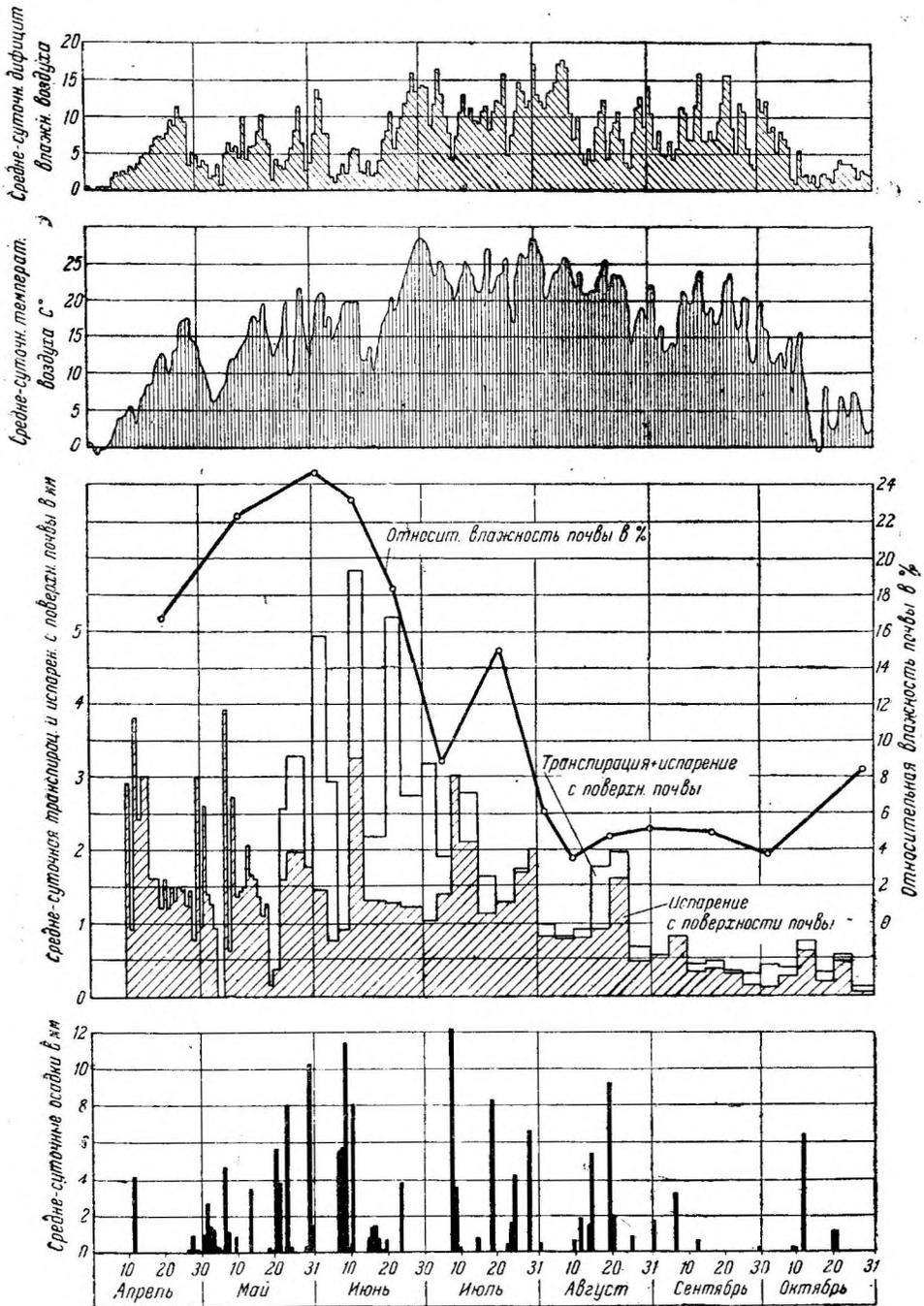
Песок испаряет.....	189 мм в год
Торф „ .....	323 „ „ „
Суглинок „ .....	390 „ „ „



Фиг. 7. Годовой ход испарения на Толстовской и Ершовской станциях.

Эти данные получены как средние из трехлетних наблюдений при высоте слоя годовых осадков 586 мм.

Испарение с растительного покрова складывается из двух явлений: 1) транспирации растений, т. е. с процессом, связанным с жизнью растения (transpi-

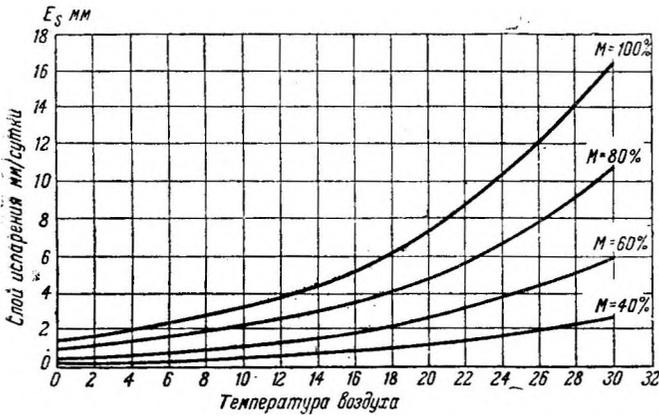


Фиг. 8. Связь испарения с осадками и влажностью почвы.

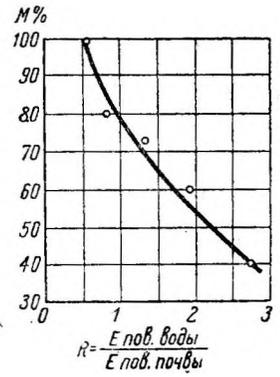
гер — дышать), и 2) испарения осадков, задержанных кронами деревьев, листьями и частями растений.

Каждое растение забирает своей корневой системой из почвы воду, необходимую для его питания, и гонит эту воду снизу вверх до поверхности листьев.

Небольшая часть этой воды идет на выработку тканей самого растения, т. е. на его прирост, вся же остальная часть испаряется с поверхности листьев. Транспирационный коэффициент, т. е. отношение количества воды, испаряемой с листьев, в граммах, к количеству граммов прироста ткани вещества за тот же период, выражается для зерновых культур величиной, изменяющейся в пределах от 150



Фиг. 9. Зависимость испарения с почвы от температуры воздуха и степени увлажнения почвы.



Фиг. 10. Изменение ре-  
дукционного коэффициен-  
та при разной степени  
влажности.

до 650. Из этого непосредственно вытекает, какое громадное количество воды должен испарять растительный покров для своей жизни и своего роста и какую огромную роль играет он поэтому в водном балансе суши.

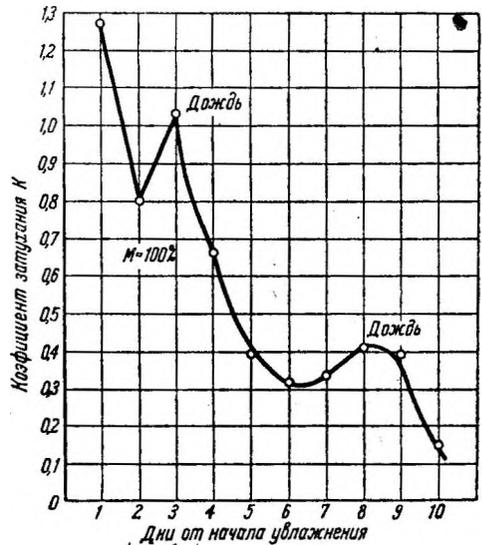
Испарение с растительного покрова зависит главным образом от: 1) рода растительности, 2) степени развития и возраста его, а также от 3) влажности почвы и 4) метеорологических условий (температуры, влажности воздуха, ветра, солнечной инсоляции и пр.).

В первой половине вегетационного периода растения транспирируют влагу в большем количестве, чем во второй половине. При недостатке влаги в почве растения расходуют влагу в меньшем количестве.

Вообще испарение с растительного покрова значительно больше, чем с голой почвы. То же относится и к лесам.

К сожалению поставить непосредственное измерение величины испарения с поверхности листьев взрослых деревьев невозможно.

В качестве одного из косвенных доказательств значительной величины транспирации влаги лесом приводится обыкновенно следующий факт: уровень грунтовых вод в лесу всегда стоит ниже на опушке. Этот факт установлен впервые П. В. Отоцким при исследованиях грунтовых вод. Так например, в Шиповом лесу Воронежской обл. уровень грунтовых вод находился: 1) в старом лесу — на глубине 15 м, 2) под вырубкой — на глубине 10,7 м и 3) в степи — на глубине 5 м. Такие же наблюдения были произведены П. В. Отоцким в южных лесостепных и северных лесных областях, где грунтовые воды были найдены в лесу также ниже, чем в открытом месте.



Фиг. 11. Затухание испарения при высыхании почвы (наблюдения на Ершовской станции за 1 декаду сентября 1937 г.)

Этот факт был затем проверен на специальной наблюдательной станции Лесного института в Ленинграде.

Значительное испарение, производимое деревьями, доказывает также тем, что в засушливые годы трава в лесу начинает выгорать от стволов деревьев, образуя постепенно увеличивающиеся круги с центром, совпадающим с серединой ствола.

Ф. П. Саваренским в пределах Тульской области неоднократно наблюдались случаи залегания грунтовых вод на лесных полянах на небольших глубинах (1—2 м), в то время как рядом в лесу почвы были сухими, а уровень грунтовых вод понижался на большую глубину. Но это явление Ф. П. Саваренский считает возможным объяснить не только указанным выше влиянием леса, но и тем, что в местах выхода глубоких вод в толщу покровных лессовидных суглинков, по-видимому, создаются условия, более благоприятные для развития луговой растительности и влажных почв с сильной дерновиной, препятствующих развитию лесной растительности.

Установлено, что растительность, вызывая значительные потери влаги на транспирацию и испарение с листьев, вместе с тем создает условия (затенение), уменьшающие испарение с голой земли (между растениями); так, по Баварским опытам в летние месяцы испарение с лесной почвы в 2,5—2,7 раза меньше, чем с полевой, вследствие более низких температур, большей влажности и уменьшения силы ветра в лесу.

В хвойных лесах зимою испаряющая поверхность больше, чем в лиственных, так как снег задерживается на ветвях хвои.

Испарение с пшеничного поля за 1937 г. в Заволжье может быть определено величиной порядка 320—360 мм в год (первая цифра соответствует северному Заволжью, вторая — южному); при этом расход на чистую транспирацию был равен 140 мм, т. е. бесполезные потери на испарение составляли 180—220 мм. В. Р. Вильяме принимает для бассейна Дона расход на транспирацию 150 мм в год.

В. И. Попов для УСССР (Млеевская станция) получил величину транспирации гороха вместе с испарением с поверхности почвы в 1929 г., равную 253 мм, при этом чистая транспирация составляла 148 мм, а бесполезные потери — 105 мм (за вегетационный период).

К сожалению вопросы транспирации сравнительно еще мало исследованы, кроме того результаты исследований физиологов очень трудно использовать в гидрологии, так как они дают цифры, относящиеся к одиночным растениям,

Таблица 7

### Величина слоя испарения

Род растительного покрова	Величина слоя воды (в мм), испаряемой за сезон со всей площади, занятой данного рода растительностью	
	от	до
Зерновые хлебные растения и травы .....	230	250
Лиственный лес .....	200	300
Молодой лес и кустарник .....	150	200
Хвойный лес .....	100	150

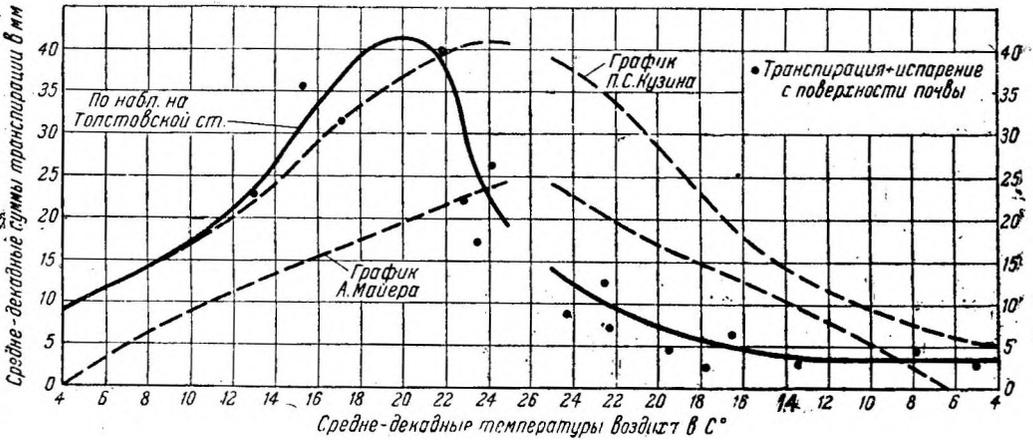
а гидролога интересует суммарная цифра испарения на квадратную единицу площади растительного покрова, учитывающая испарение почв вместе с растениями, растущими на ней.

Американский исследователь А. Мейер полагает, что нормальная величина слоя воды, испаряемой за сезон, изменяется в нешироких пределах и для северной части США характеризуется табл. 7.

Краузе принимает, что в условиях Германии растение испаряет 150 мм, а почва — 300 мм, а всего потери на испарение составляют  $150 + 300 = 450$  мм в год.

Болотная растительность дает также очень значительное испарение, которое для моховых болот Ленинградской области (до А. Д. Дубаху) на 15—20% больше, чем испарение с поверхности воды. В Калининской области сфагновый покров (по Доктуровскому) испаряет на 22% больше, чем вода. В Швеции (по Мальстрему) это превышение составляет в среднем 16%.

Обыкновенно в курсах гидрологии приводится график Мейера, связывающий испарение с температурой. На фиг. 12 приведен один из таких графиков, представляющий транспирацию плюс потери на испарение с почвы, из которого видно, насколько он не соответствует действительным точкам, полученным на Толстовской станции.



Фиг. 12. Сопоставление графика Мейера о наблюдениями на Толстовской станции.

При гидрологических расчетах суммарное испарение для среднего многолетнего периода определяется обыкновенно на основании приближенного уравнения водного баланса.

$$Z_0 \approx X_0 - Y_0,$$

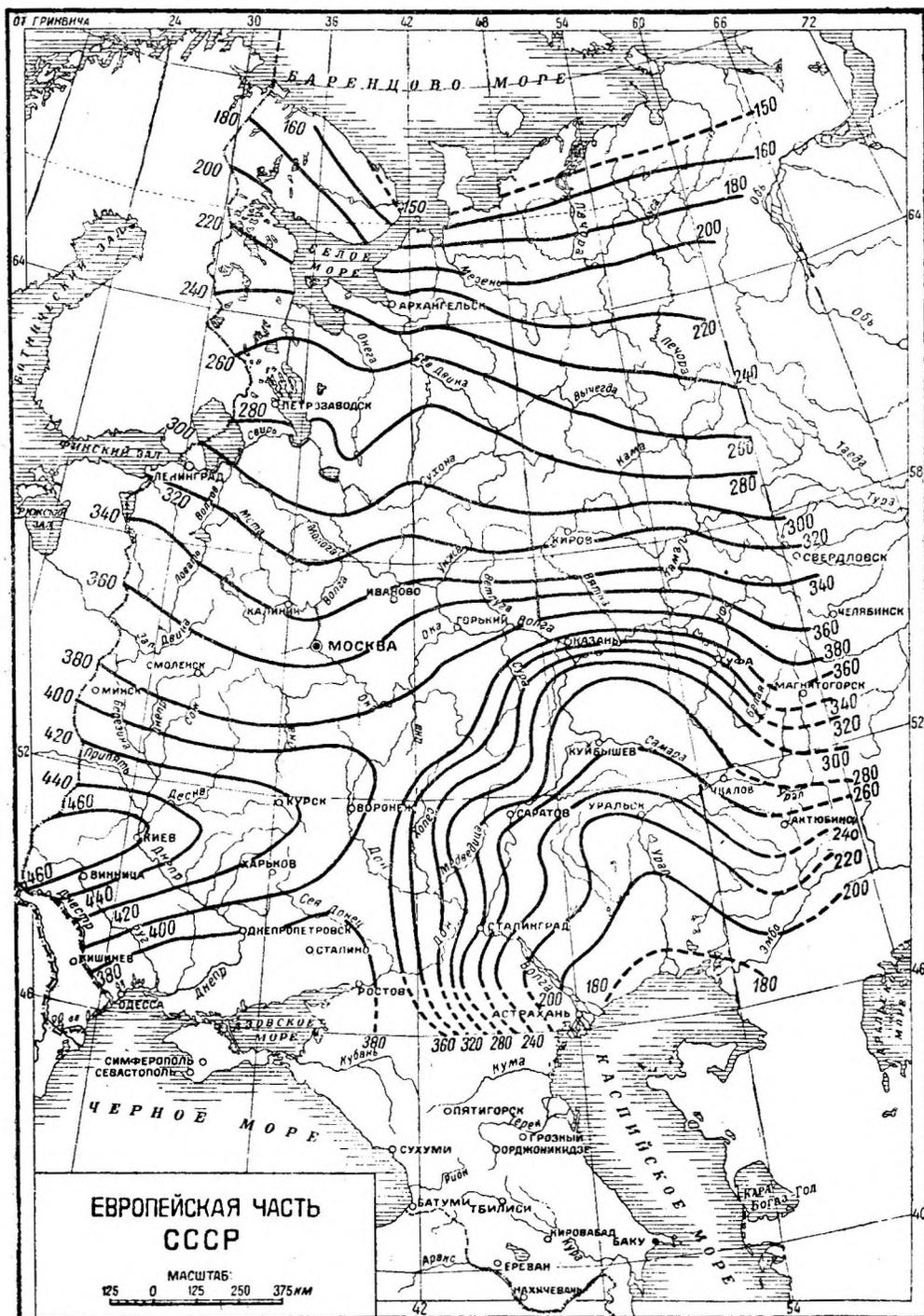
в которое подставляют данные о нормах осадков  $X_0$  и норме стока  $Y_0$ . Величина  $Z_0$  дается в виде карты изолиний. Впервые для европейской территории СССР такую карту составил Д. И. Дочерин, а впоследствии на основании более поздних данных о стоке уточнил П. С. Кузин (фиг. 13).

Для вычисления испарения П. С. Кузиным составлен график (фиг. 13), представляющий собой связь между среднемесячной температурой воздуха в бассейне и величиной среднемесячного испарения с поверхности речного бассейна. Способ дал удовлетворительные результаты для 12 бассейнов рек, расположенных преимущественно в северной части СССР.

В засушливых районах — там, где величина  $Y_0$  мала и ее приходится вычислять по разности двух относительно больших величин, способ этот не может дать большую точность. Например для южного Заволжья имеет место такое соотношение:  $X_0 = 300$  мм,  $Y_0 = 45$  мм. Следовательно  $Z_0$  должно равняться 255 мм. Здесь  $Y_0$  определено на основании гидрометрических данных, но если бы потребовалось определить норму для другого аналогичного района, имеющего примерно такое же соотношение, то необходимо помнить, что величина  $X_0$  имеет ошибку в учете осадков (вследствие несовершенства аппаратуры, в особенности при учете зимних осадков) не менее 6%, т. е. в среднем ошибка равна  $\pm 18$  мм, а ошибка в определении испарения с водосбора по графикам, видимо, будет значительно больше. Таким образом в разности

$$Y_0 \approx X_0 - Z_0 = 300 - 255 \text{ мм}$$

может заключаться ошибка, в некоторых случаях равная самой норме стока. На реках, где осадки значительно больше, а испарение меньше, способ этот дает вполне удовлетворительные результаты.



Фиг. 13. Карта испарения с поверхности речных бассейнов европейской части СССР

Необходимо указать также на то, что уравнение

$$X_0 \approx Y_0 + Z_0$$

в некоторых случаях может привести к очень неверным результатам. Это может быть в том случае, если в данном малом бассейне существует большое несоответствие между поверхностным и подземным водоразделами. В условиях малых бассейнов последнее обстоятельство может играть чрезвычайно важную роль. Вообще говоря, погрешность в пренебрежении дополнительными членами уравнения водного баланса тем меньше, чем больше бассейн. Кроме того в случае, если долина реки сложена из пород с значительной фильтрацией (например из гравия), грунтовый сток под данным гидрометрическим поверхностным створом может достигать значительной величины, и в этих условиях невозможно пренебречь подземным оттоком из речной долины.

Для подсчета испарения в районах недостаточного увлажнения П. С. Кузиным дана формула:

$$Z_0 = a X_{\text{ср}}^2 d, \quad (25)$$

где  $a$  — географический параметр, имеющий следующее значение:

$$\text{Донбасс } a = 0,000477 \div 0,000494,$$

$$\text{Украина } a = 0,000549 \div 0,000579,$$

$$\text{Заволжье } a = 0,000628 \div 0,000654,$$

$d$  — дефицит влажности в мм.

Значения  $Z_0$ , полученные по этой формуле, представляют собой испарение для среднего многолетнего года. Испарение различно в отдельные годы, при этом в дождливые годы оно больше, чем в засушливые. Последнее объясняется, тем, что испарение зависит от влажности почвы и в засушливые годы земля не имеет нормального увлажнения и не может отдать влаги столько же, как при значительном увлажнении. Это справедливо не только для южных районов, но и для северных; так, по данным А. Д. Дубаха в Ленинградской области, в Сиверском опытном леспромхозе в малодождливые 1936 и 1937 г. средняя величина испарения за период май — октябрь равна 1,4—1,6 мм в сутки, а в дождливый 1935 г. испарение равно 2,2 мм. На фиг. 9 был дан график, показывающий увеличение испарения с монолитов при увеличении влажности почвы.

#### § 4. ОСАДКИ

1. Причины образования осадков. Виды осадков. Водяной пар может оставаться в воздухе до тех пор, пока количество пара не превысит предела насыщения. Предел насыщения понижается при понижении температуры; поэтому если масса воздуха с некоторым запасом водяных паров попадает в верхние слои атмосферы, где температуры значительно ниже наземных, то могут создаться условия, при которых относительная влажность паров превысит предел насыщения. В это время в облаке образуются мельчайшие капельки, которые при дальнейшем сгущении постепенно растут и наконец становятся настолько крупными, что выпадают в виде дождевых капелек. Если облака находятся на значительной высоте и нижние слои воздуха отличаются большой сухостью, то падающие капельки дождя могут на своем пути испаряться и не достигать поверхности земли; в этом случае можно наблюдать под облаками дождевые полосы, не доходящие до земной поверхности; под влиянием ветра полосы эти обычно принимают косое направление.

Главная причина образования осадков — охлаждение паров воздуха при их поднятии, которое влечет за собой выделение излишка паров и переход его в воду или в кристаллики льда, если температура ниже нуля. Такой процесс называется конденсацией водяных паров воздуха.

Возникновение воздушных токов, вызывающих образование осадков, объясняется в основном следующими факторами: 1) сильным прогреванием земной поверхности, 2) прохождением циклонов, т. е. областей пониженного давления, и 3) пассивным поднятием воздуха, происходящим вследствие неровностей земной коры (горы). Другим условием конденсации паров в свободной атмосфере

является присутствие так называемых „ядер конденсации“, которыми являются жидкие или твердые частички (некоторые пылинки), присутствие которых необходимо для сгущения водяных паров.

Ядрами конденсации могут быть также продукты горения, выбрасываемые в атмосферу. Этим и объясняется, что в городах и промышленных центрах в отличие от сельских местностей имеют место туманы и увеличенное количество осадков.

Если во влажном восходящем воздухе появляются активные ядра конденсации, то может получиться довольно значительный дождь даже при отсутствии облаков, особенно если этому благоприятствуют электрические явления.

Как указывает В. Н. Оболенский, имеется много случаев подобных дождей, внезапно выпавших вблизи некоторых химических заводов и ограничивающихся небольшой площадью.

Кроме выпадения осадков в виде дождя и снега водяные пары выделяются непосредственно из воздуха на поверхность земли в виде росы, инея или изморози при наступлении определенных соотношений между температурой воздуха и состоянием земной поверхности. Однако количество воды, выделяемое в виде росы и инея, для всей площади данного района обычно невелико, хотя на отдельных предметах оно может быть довольно значительно. Так, наблюдения А. П. Тольского в Боровом лесничестве (Заволжье) показали, что одна из сосен высотой 7,4 м, выросшая в группе молодняка, дала за год 100 кг изморози. Пульман в Курской области нашел, что молодое садовое дерево 10-летнего возраста высотой в 5 м может собрать изморози окло 4 кг в сутки и около 80 кг в год. Весьма велико количество изморози в горах; так, на вершине Пью де Дома толщина слоя изморози достигает на столбах 50 см, а на почве — 25 — 30 см. Согласно расчетам Н. П. Кобракова для лесных насаждений Мариупольского лесхоза более 8% всех осадков обязано своим происхождением изморози, а около 5% дает гололедица. Телеграфные провода могут покрываться во время гололедицы слоем льда до 4 см.

2. Понятие об измерении осадков. Жидкие осадки измеряются при помощи дождемера. Имеются самопишущие дождемеры — плювиографы, которые ведут непрерывную запись количества выпадающих осадков и времени, в течение которого выпадают осадки. При исследовании осадков в горах и пустынных местностях устанавливаются так называемые суммарные дождемеры, отсчеты по которым производятся периодически несколько раз в году. Для предохранения от испарения в прибор вливается вазелиновое масло слоем толщиной 3—8 см.

Измерение количества снега производится при помощи обычных дождемерных установок; количество выпавшего снега определяется путем растаивания уловленного дождемером снега и измерения полученного количества воды в миллиметрах высоты слоя подобно тому, как измеряются жидкие осадки.

Кроме того измерение снега производится при помощи постоянных снегомерных реев и снегомерных съемок. Потребность в этих дополнительных измерениях обуславливается тем, что величина зимних осадков, учитываемая дождемером в отдельные наблюдения, существенно отличается (на 20—50%) от действительной, при этом может наблюдаться как надувание, так и выдувание снега из дождемера.

При пользовании снегомерными рейками и производстве снегомерных съемок необходимо производить определение не только высоты снегового покрова, но и плотности снега. Последняя колеблется в больших пределах — от 0,07 до 0,50. В среднем плотность свежеснежавшего снега равна 0,10 (плотность воды  $\gamma = 1,0$ ). Лежалый снег имеет плотность в 0,15—0,20, в момент достижения максимума своей высоты — 0,25, а к концу зимы — 0,35 и даже 0,40. Оттепели увеличивают плотность снега.

При снегомерных съемках производят измерение высоты и плотности снега в отдельных точках.

Измерение плотности снега при съемках производят помощью походного весового снегомера.

3. Распределение осадков на земной поверхности. Для изображения распределения осадков по территории строят и з о г и е т ы — линии равных осадков.

Рассматривая изогипсы земной поверхности, можно установить, что в экваториальном поясе, где восходящие течения наиболее развиты и воздух наиболее богат водяными парами, количество осадков достигает наибольшей величины 1000—2000 мм в год, на островах Тихого Океана — 5 000 — 6 000 мм, а на некоторых склонах гор — свыше 10 000 мм.

В обе стороны от экваториального пояса количество осадков уменьшается. В субтропической части преобладает нисходящее течение, поэтому количество осадков уменьшается еще больше, а местами достигает чрезвычайно малой величины. В этой области среди континентов вследствие недостатка влаги имеются обширные степи и пустыни: даже над океаном количество осадков здесь мало, особенно в восточных частях океанов — меньше 250 мм, местами же (Сахара, Чили, Перу) среднегодовое количество осадков 10 мм и ниже.

Далее, в средних широтах вследствие постоянно происходящих циклонов образуется довольно значительное количество осадков — около 1 000 мм; местами оно достигает до 4 000 мм. Внутри континентов на значительном пространстве количество осадков значительно меньше 1 000 мм и даже падает до 250 мм.

В более высоких широтах вследствие низких температур и малого содержания водяных паров количество осадков снова уменьшается и достигает 250 мм. В полярных странах осадков вообще мало, особенно зимой, причем в целом ряде мест годовое количество осадков меньше 100 мм.

Наиболее обильные дожди вообще выпадают там, где воздушные течения проходят на значительном протяжении над теплыми морями и затем встречаются возвышенные берега суши. Наибольшее среднегодовое количество осадков на земном шаре дают Черрапунджи (Индия) — 12 655 мм и Кауан (Гавайские острова) — 12 090 мм. Наименьшее количество в Каинапо (Чили) — 8 мм в год. В Западной Европе годовое количество осадков колеблется от 600 до 1 000 мм и выше, на территории СССР в европейской части (за исключением юго-востока и Кавказа) — 400 — 600 мм. Наибольшее количество осадков наблюдается в Батуми (Черноморское побережье) — 2 402 мм и наименьшее на Памире (Памирский пост) — 59 мм. Распределение годовых и месячных осадков на обширной территории СССР очень разнообразно. Некоторое представление можно получить из табл. 8, составленной А. В. Вознесенским по многолетним данным (40—50 лет).

Суммарное годовое количество осадков на европейской территории СССР убывает с северо-запада на юго-восток, а в азиатской части СССР — с юго-запада на северо-восток. Особенно значительно количество осадков в Батуми и Ленкорани; наблюдается увеличение осадков также в горах Алтая и на склонах гор, обращенных к Тихому океану. Влияние рельефа на изменение количества осадков изложено в гл. 5.

Рассматривая внутригодичное распределение осадков, необходимо прийти в выводу, что летние осадки почти повсеместно преобладают над зимними.

4. Зимние осадки. В связи с тем, что зимние осадки играют в гидрологии видную роль, остановимся на них несколько подробнее. Суммарное количество зимних осадков изменяется на европейской территории СССР с севера на юг; уменьшение зимних осадков более значительно, чем годовых, ввиду того, что по мере продвижения на юг заметно сокращается продолжительность зимы и следовательно период выпадения зимних осадков.

Из табл. 8. видно также, что на территории СССР количество зимних осадков уменьшается при переходе через Уральский хребет с запада на восток. В процентах от годовой суммы осадков количество снега на европейской территории СССР увеличивается на север: Херсон—11%, Москва—28% и Архангельск 31%; в Амурско-Приморской области процент этот составляет только 3%.

Наибольшей высоты снег достигает на Урале и в Приуралье — в среднем 70—80—90 см, в Москве в среднем — 60 см, в Ленинграде — 40 см. В низинах Забайкалья и Приамурья — всего лишь 7 см; в некоторые зимы снега здесь так мало, что нельзя ездить на санях.

Количество зимних осадков в большей мере, чем летних, зависит от рельефа местности, древесных насаждений, строений и пр. Выдавший снег переносится ветром с одного места на другое и распределяется по площади очень неравномерно; решающее влияние здесь оказывают местные препятствия и образуемое

## Средние осадки в мм

Месяцы Пункты	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Мурманск . . . . .	21	15	20	24	29	34	39	56	55	35	38	30	396
Архангельск . . . . .	21	20	22	21	34	47	72	65	57	50	33	24	466
Мезень . . . . .	9	7	7	11	22	39	49	43	44	31	15	9	291
Ленинград . . . . .	28	24	24	33	40	55	58	84	58	48	37	33	522
Москва . . . . .	37	34	35	41	50	66	80	73	55	60	44	38	613
Киев . . . . .	35	30	44	44	51	74	81	56	46	49	41	39	590
Киров . . . . .	33	32	26	27	49	63	62	71	58	52	45	37	555
Орел . . . . .	27	20	41	46	38	60	82	57	46	35	32	31	515
Тамбов . . . . .	38	35	27	33	53	57	49	51	42	45	39	40	509
Казань . . . . .	23	20	19	25	32	63	50	48	41	42	33	26	432
Бугуруслан . . . . .	14	11	14	19	36	45	41	37	41	38	31	19	346
М. Узень . . . . .	21	18	16	22	25	30	33	25	26	27	31	24	298
Одесса . . . . .	28	25	27	23	27	55	40	32	25	35	24	27	368
Ялта . . . . .	65	49	41	31	48	43	44	27	35	45	62	72	545
Харьков . . . . .	32	25	34	34	44	71	70	53	31	41	38	34	507
Ростов-на-Дону . . . . .	33	38	31	37	42	60	53	24	26	33	41	37	455
Ворошиловград . . . . .	27	30	32	52	71	105	82	37	59	35	56	45	531
Батуми . . . . .	240	172	138	122	86	161	166	226	311	244	296	240	2 402
Нукус . . . . .	9	5	15	10	8	6	1	3	0	3	8	11	79
Ашхабад . . . . .	26	23	46	38	29	10	5	2	2	12	21	17	230
Турткуль . . . . .	10	9	18	14	6	4	1	1	1	4	6	8	82
Акмолинск . . . . .	21	17	21	18	31	53	37	36	26	34	19	18	334
Алма-Ата . . . . .	33	28	53	97	90	60	35	29	27	49	45	31	577
Семипалатинск . . . . .	20	12	12	15	25	42	32	26	16	30	27	23	279
Томск . . . . .	24	16	18	20	40	68	70	67	38	46	38	33	478
Енисейск . . . . .	21	14	12	19	33	61	61	68	41	40	31	28	429
Красноярск . . . . .	6	6	6	11	30	43	53	68	35	22	16	12	308
Чита . . . . .	2	2	3	8	28	46	90	84	33	13	5	5	319
Якутск . . . . .	6	5	3	6	13	27	34	42	22	12	10	7	187
Благовещенск . . . . .	3	1	12	26	39	78	130	138	73	19	3	1	525
Н. Колымск . . . . .	12	6	5	6	5	17	38	30	22	13	11	7	172
Русское Устье . . . . .	4	6	6	31	12	22	29	29	16	8	9	7	151
Диксон . . . . .	10	5	4	4	6	17	25	35	28	14	10	8	166

ими затишье (фиг.14). В степных районах снег при сильных ветрах сгоняется в ложбины и балки, авыпуклые и плоские части остаются иногда без сне-



Фиг. 14. Неравномерное распределение толщины снежного покрова вследствие наличия препятствий.

гового покрова, что отрицательно отражается на весеннем увлажнении и сохранении озими. В целях предотвращения подобных явлений в этих районах (Заволжье, Дон, Южная Украина) осуществляют мероприятия (снегозадержание), направленные к более равномерному сохранению снежного покрова в поле. Снегозадержанию здесь способ-

ствуют зяблевая вспашка, искусственное уплотнение снега и различные препятствия для ветра (оставление стеблей кукурузы и подсолнечника и пр.).

о. Приведение данных по осадкам к многолетнему ряду. Обычно для производства гидрологических расчетов бывает недостаточно опубликованных уже сведений по метеорологическим наблюдениям. Приходится пользоваться рукописными таблицами по новым станциям, но которым имеются данные только за последние годы, не приведенные к многолетнему ряду. Больше всего приходится иметь дело с данными по осадкам, так как они представляют наибольший практический интерес.

Приведение осадков к средним многолетним (норме) производится следую-

шим образом: берут  $\sum X_n$  — сумму осадков по станции, имеющей небольшое число  $n$  лет (показания которой хотя и приводят к многолетнему ряду), и  $\sum X$  — сумму осадков за те же годы по опорной станции, имеющей многолетние

надежные наблюдения. Отношение этих величин  $\frac{\sum X_n}{\sum X} = K_n$  дает коэффициент  $K_n$ ,

на который умножают норму опорной станции, и полученное произведение представляет норму станции с коротким рядом:  $X'_0 = K_n X_0$ . Для получения надежных данных необходимо брать данные по нескольким метеорологическим станциям (не меньше 5), при этом обычно приходится включать станции, находящиеся по соседству с данным бассейном и примыкающие к водоразделу данного бассейна.

Приведение к многолетнему ряду при помощи указанного выше коэффициента  $K_n$  является наиболее употребительным приемом в метеорологии и известно под названием способа Вильда. Применяя этот способ, полагают, что между годовыми величинами сравниваемых объектов существует приблизительно постоянное соотношение, определяемое  $K_n$ , т. е. что искомая связь прямолинейна и проходит через начало координат. Это допущение не всегда оправдывается в действительности.

Более точно приведение осадков к многолетней норме может быть выполнено по уравнению регрессии (§ 8). При этом автоматически устраняется опасность использования (в качестве опорной точки) метеорологической станции, не обладающей синхронным с исследуемой станцией ходом осадков.

## § 5. ДАВЛЕНИЕ ВОЗДУХА

В настоящее время в метеорологии постепенно вводится в качестве единицы давления не миллиметр ртутного столба, а миллибар (мб), равный 0,75 мм рт. ст..

Предложение о введении в качестве единицы измерения бара принадлежит норвежскому ученому Бьеркнесу. Эта величина основана на абсолютной, системе единиц; бар равняется давлению в 1 млн. дин на 1 см<sup>2</sup> (и соответствует давлению ртутного столба в 750 мм высоты).

Для измерения служат ртутные и металлические барометры. Устройство их известно из курса физики. Для непрерывной записи давлений употребляются самопишущие приборы или барографы.

Давление воздуха имеет суточные и годовые колебания. Суточные колебания давления значительно отличаются от хода других метеорологических элементов. Колебания давления обнаруживают два максимума и два минимума: минимум в 3—4 и в 15—16 час., а максимумы в 9—10 и в 21—22 час.; амплитуда их в тропиках равна 3—4 мб, а в наших широтах еще меньше (доли миллибара). Происхождение этих колебаний связано с колебаниями атмосферы, а последнее происходит вследствие суточных изменений температуры.

Чтобы судить о распределении давлений на данной поверхности, строят на карте изобары — линии равных давлений. При построении карт изобар учитывают высоту местности и приводят давление к уровню моря.

Давление у уровня моря может колебаться от 920 до 1 070 мб. Карты изобар дают несколько областей высокого и низкого давлений. Эти барические области можно разбить на три группы:

1. Годовые области, которые существуют в течение всего года; среди них большое значение для погоды Европы имеет область повышенного давления около Азорских островов (азорский максимум).

2. Сезонные области, которые существуют только в течение определенного времени года; к этим областям следует отнести области пониженного давления южнее Исландии и Аляски, резко выраженные зимой. Исландский минимум имеет значение для погоды Европы.

3. Обратимые области, в которых пониженное давление летом сменяется повышенным давлением зимой, и обратно. Так, зимой над Сибирью развивается область повышенного давления (выше 1040 мб), которая постепенно к лету превращается в устойчивый минимум (ниже 997 мб). Сибирский максимум играет весьма большую роль для погоды Сибири.

Данные о давлениях воздуха имеют в гидрологии пока очень ограниченное применение. Установлено однако значительное влияние резкого изменения давления воздуха на приток грунтовых вод и сейши (периодические колебания уровня в озерах).

## § 6. ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

В атмосфере постоянно происходят перемещения воздушных масс, эти воздушные течения называются ветрами. Направление ветра определяется той точкой горизонта, от которой он дует. Для обозначения этих направлений приняты международные названия, причем весь горизонт делится на 16 румбов. За основные румбы принимаются север (норд — N), юг (зюд — S), восток (ост — E) и запад (вест — W).

Направление ветра измеряется при помощи флюгера. Скорость ветра измеряется на метеорологических станциях в л/сек при помощи *анемометра*.

При нанесении скорости ветра на карты пользуются шкалой Бофорта, ® которой скорость оценивается баллами (от 0 — штиль до 12—ураган).

Балл по Бофарту	Словесное обозначение	$w$ в м/сек	Балл по Бофарту	Словесное обозначение	$w$ в м/сек
0	Полный штиль . . .	0,0—0,5	7	Крепкий ветер . . .	12,5—15,2
1	Очень легкий ветер . . . . .	0,6—1,7	8	Очень крепкий ветер . . . . .	15,3—18,2
2	Легкий ветер . . . . .	1,8—3,3	9	Шторм . . . . .	18,3—21,5
3	Слабый ветер . . . . .	3,4—5,2	10	Сильный шторм . . . . .	21,6—25,1
4	Умеренный ветер . . . . .	5,3—7,4	11	Жестокий шторм . . . . .	25,2—29,0
5	Свежий ветер . . . . .	7,5—9,8	12	Ураган . . . . .	>29,0
6	Сильный ветер . . . . .	9,9—12,4			

Измерение скорости и направления ветра на станции производится на высоте 9 м над уровнем земли. Скорость ветра увеличивается с увеличением высоты над уровнем земли. Величина и направление ветра оказывают существенное влияние на гидрологические процессы: перенос влаги, испарение и пр. В процессе испарения существенную роль играют метеорологические условия слоя, находящегося вблизи земной поверхности, растительности и над водой.

Расчет изменения скорости ветра с высотой может быть произведен по формуле, приведенной в труде В. Н. Оболенского:

$$w_h = w_1 h^a, \quad (26)$$

где  $w_h$  — скорость ветра в м/сек на высоте  $h$  (в м);

$w_1$  — скорость ветра в м/сек на высоте 1м;

$a$  — коэффициент, колеблющийся от 0,2 до 0,4 в зависимости от степени шероховатости почвы.

Непосредственные наблюдения дали следующие результаты:

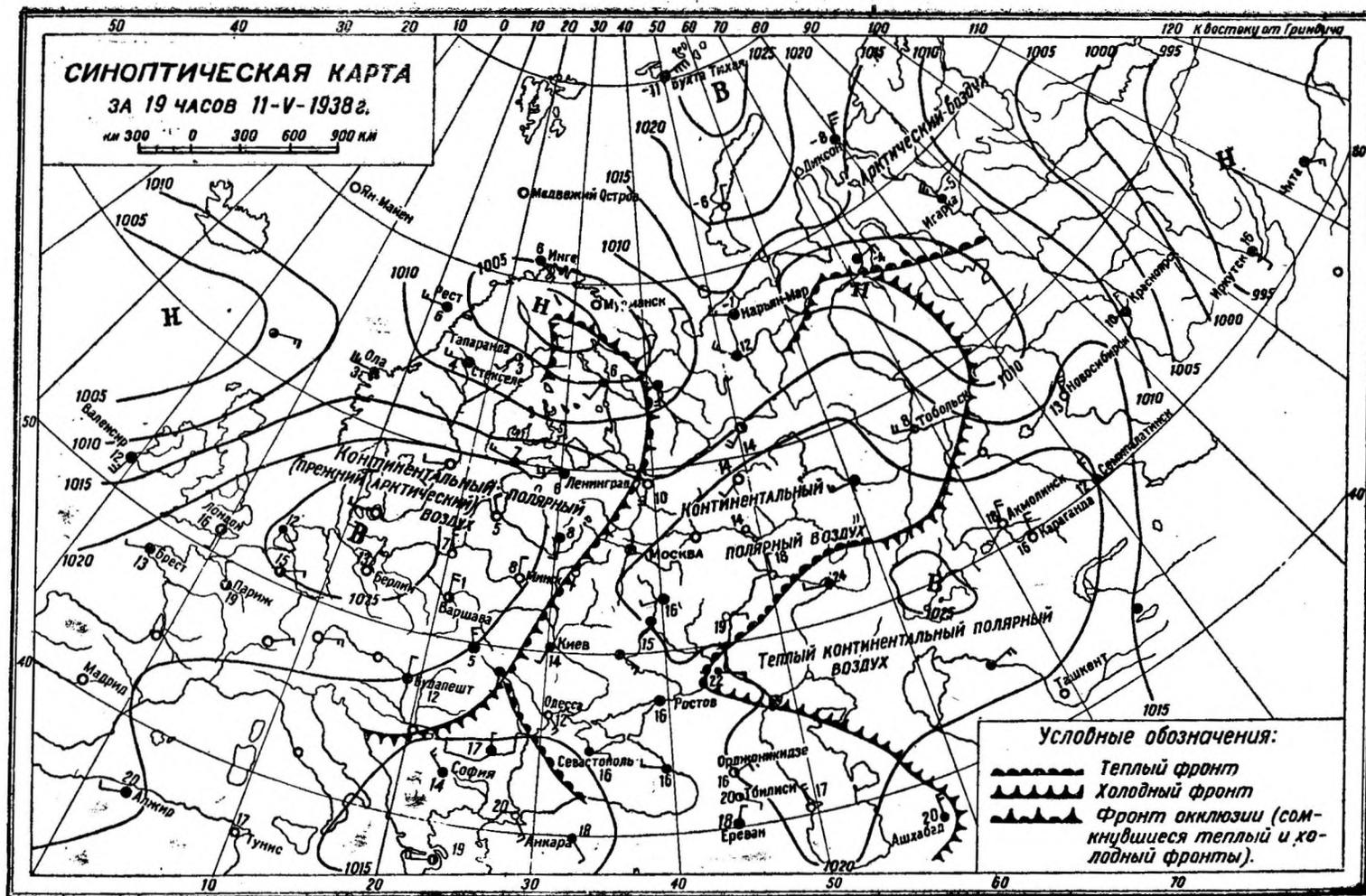
Высота в м	0,05	0,25	0,5	1	2	16	32	100
Скорость в м/сек	1,3	2,0	2,4	2,8	3,3	4,7	5,4	8,2

В результате обработки многолетних данных о ветре строят розы повторяемости направлений и розы силы ветра. Эти графики дают понятие о преобладающих в разные сезоны и месяцы направлениях и скоростях ветров в данном районе.

## § 7. СИНОПТИЧЕСКИЕ КАРТЫ ПОГОДЫ

Понятие о погоде. Погода представляет собой совокупность всех метеорологических явлений, происходящих в данном пункте или районе в определенный момент времени: практически погода определяется значениями температуры, атмосферного давления, направления и скорости ветра, осадками и облачностью.

В тропических странах смена погоды происходит в течение дня с большой правильностью; лишь редко проходят здесь тропические бури.



Фиг. 15. Синоптическая карта погоды.

Иначе обстоит дело в средних и высоких широтах: здесь постоянно проходят атмосферные вихри, сопровождающиеся значительными отклонениями погоды от среднего состояния: погода здесь отличается вообще большой изменчивостью и непостоянством. Однако в некоторых местах в средних и высоких широтах имеются устойчивые типы погоды, именно там, где в течение длительного времени сохраняются стационарные области повышенного или пониженного давления: эти барические обметы на долгое время кладут определенный отпечаток на ход всей погоды. Примером такой устойчивой погоды может служить область, повышенного давления зимой над Сибирью. Значительным постоянством отличается также погода в летнее время в среднеазиатских республиках СССР под влиянием устойчивой области пониженного давления.

Синоптические карты. Центральными метеорологическими учреждениями почти всех государств ежедневно издаются карты погоды, или синоптические карты. Материалами для составления таких карт служат наблюдения сети метеорологических станций; результаты наблюдений зашифровываются при помощи условного международного шифра, или кода, и передаются по телеграфу в центральное учреждение. Последнее передает по радио сводку сети станций для заграничных и областных Бюро погоды; радиосводки передаются также в зашифрованном виде. Метеорологическая телеграмма состоит обычно из восьми цифровых групп по пять цифр в каждой.

Данные, получаемые по телеграфу, наносятся на синоптическую карту условными значками. Не останавливаясь на всех деталях обозначений, принятых для нанесения на карту, приводим образец такого нанесения (фиг. 15); кружок обозначает ту или другую станцию, длинная черта дает направление ветра, а оперение на ней указывает силу ветра по Бофорту, при этом длинная поперечная черточка оперения стрелки означает силу ветра в 2 балла, а короткая в 1 балл. Таким образом если в оперении стрелки данного пункта имеется три длинные и одна короткая черты, то следовательно сила ветра здесь 7 баллов. По степени зачерненности кружка судят о степени облачности: незачерненный кружок обозначает ясно, наполовину зачерненный — облачно и зачерненный полностью — пасмурно. Цифры у станций показывают температуру воздуха. Сплошные линии — изобары — линии равных давлений воздуха в миллибарах (1000 мб соответствуют давлению 750 мм). Буква Б указывает область высокого давления (антициклон); Н — область низкого давления (циклон). Зубчатые линии представляют собой линии раздела воздушных масс (фронт), движущихся по направлению зубцов. Различают: 1) теплый фронт, 2) холодный фронт и 3) сомкнувшийся теплый и холодный фронты (фронт окклюзии).

На карте показываются также воздушные массы различного происхождения: морской полярный воздух, континентальный полярный воздух, арктический воздух, континентальный тропический воздух и пр.

На основании этих данных Центральным институтом погоды Главного управления гидрометеорологической службы ежедневно составляются обзор основных синоптических процессов и ожидаемое их развитие на следующий день по территории СССР.

## § 8. ПОНЯТИЕ О МЕТОДЕ КОРРЕЛЯЦИИ

Установление связи между двумя факторами, например между стоком и осадками, обычным графическим приемом часто представляется весьма произвольным вследствие большой разбросанности точек. В этом случае целесообразным является особый метод. Помимо точных связей между некоторыми явлениями могут существовать приближенные связи. Это может иметь место тогда, когда связь не настолько тесна, чтобы ее можно было выразить функциональной зависимостью, при которой каждому значению аргумента соответствовало бы вполне определенное значение функции. Именно такая приближенная связь существует между стоком и метеорологическими факторами, в частности между сурком и осанкой: приближенная связь обуславливается здесь тем, что один и тот же слой осадков в одном и том же месте в разные годы может дать различный слой стока, который находится в приближенной зависимости от слоя осадков. Такая связь называется коррелятивной зависимостью. Она может быть устано-

влена не только между двумя, но и между несколькими явлениями. Может быть установлена также связь между двумя переменными, которые совместно влияют на какое-нибудь явление. Ниже приводим формулы для нахождения коррелятивной зависимости, иллюстрируя их примером.

Коррелятивная зависимость выражается уравнением прямой регрессии:

$$Y - Y_0 = r \frac{\sigma_Y}{\sigma_X} (X - X_0), \quad (27)$$

где  $Y_0$  и  $X_0$  — средние арифметические ряда.

В этом уравнении  $r$  — коэффициент корреляции — представляет собой отвлеченное число, являющееся мерой связи двух величин: чем величина  $r$  ближе к единице, тем теснее связь, при  $r \pm 1$  связь делается точно математической:

$$r = \frac{\sum (Y - Y_0) (X - X_0)}{\sqrt{\sum (Y - Y_0)^2 \sum (X - X_0)^2}}, \quad (28)$$

$\sigma_Y$  и  $\sigma_X$  — среднеквадратичные отклонения  $Y$ -ов и  $X$ -ов от их средних значений  $Y_0$  и  $X_0$ , т. е.:

$$\sigma_X = \sqrt{\frac{\sum (X - X_0)^2}{n-1}} \quad \text{и} \quad \sigma_Y = \sqrt{\frac{\sum (Y - Y_0)^2}{n-1}}, \quad (29)$$

где  $n$  — число членов ряда.

Коэффициент, определяющий собой угол наклона прямой регрессии, называется коэффициентом регрессии. В приведенном выше примере найден коэффициент регрессии  $Y$  по  $X$ , обозначаемый индексом и равный:  $R_{\frac{Y}{X}}$

$$R_{\frac{Y}{X}} = r \frac{\sigma_Y}{\sigma_X}. \quad (30)$$

Для обратной задачи для коэффициента регрессии  $X$  по  $Y$  имеем:

$$R_{\frac{X}{Y}} = r \frac{\sigma_X}{\sigma_Y}. \quad (31)$$

Уравнение регрессии для этого случая имеет вид:

$$X - X_0 = r \frac{\sigma_X}{\sigma_Y} (Y - Y_0). \quad (32)$$

Легко усмотреть, что коэффициенты регрессии  $R_{\frac{Y}{X}}$  и  $R_{\frac{X}{Y}}$  связаны между собой уравнением:

$$R_{\frac{X}{Y}} \cdot R_{\frac{Y}{X}} = r^2. \quad (33)$$

При функциональной связи между варьирующими рядами обе линии регрессии сливаются в одну. В остальных случаях они имеют общую точку с координатами  $X = X_0$  и  $Y = Y_0$ .

Надежность коррелятивной связи зависит не только от коэффициента корреляции, но и от числа членов. Для суждения о надежности пользуются иногда критерием Р. А. Фишера:

$$\theta = 1,15 (n - 3) \lg \frac{1-r}{1+r}, \quad (34)$$

где  $\theta$  — интеграл вероятности (или интеграл Пуассона), значения которого даются в особой таблице, которая имеется в специальной литературе<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Б. Д. Зайков и С. Ю. Белинков, Норма годового стока, погрешность ее и приведение коротких рядов к длительному периоду, Вопросы стока, вып. VIII, 1936.

Заметим, что для горных бассейнов, а также для бассейнов северных широт, в которых действительное испарение близко к возможному (т. е. в бассейнах с высокими осадками), связь между годовыми осадками и стоком очень тесна и определяется значением  $r = 0,90—0,95$ . Такого же порядка  $r$  получается для бассейнов средних и южных широт территории СССР, если принять не годовые осадки, а осадки холодного полугодия. Для годовых осадков и стока бассейна р. Днепра до Киева и р. Оки до Орла  $r$  выражается величиной 0,40, т. е. здесь наблюдается отдаленная связь.

Когда желают установить зависимость одной переменной не от одной, а от двух других переменных, например  $Y$  от  $X_1$  и  $X_2$ , то таковая определяется через коэффициенты корреляции попарно взятых данных переменных по формулам, известным из математической статистики:

$$I. Y - \bar{Y} = a_1 (X_1 - \bar{X}_1) + a_2 (X_2 - \bar{X}_2); \quad (35)$$

$$II. a_1 = \frac{r_{01} - r_{02} r_{12}}{1 - r_{12}^2} \cdot \frac{\sigma_0}{\sigma_1}; \quad (36)$$

$$III. a_2 = \frac{r_{02} - r_{01} r_{12}}{1 - r_{12}^2} \cdot \frac{\sigma_0}{\sigma_2}; \quad (37)$$

$$IV. \sigma_{X_1 X_2} = \sigma_0 \sqrt{\frac{1 - r_{01}^2 - r_{02}^2 - r_{12}^2 + 2r_{01} r_{02} r_{12}}{1 - r_{12}^2}}, \quad (38)$$

где  $r_{01}$  — коэффициент корреляции между  $Y$  и  $X_1$ ;

$r_{02}$  — коэффициент корреляции между  $Y$  и  $X_2$ ;

$r_{12}$  — коэффициент корреляции между  $X_1$  и  $X_2$ ;

$Y, X_1, X_2$  — среднееарифметическое значение данных переменных;

$\sigma_0, \sigma_1, \sigma_2$  — соответствующие среднеквадратичные отклонения.

Криволинейная корреляция. Иногда связь между рядами гидрологических явлений облекается в более сложную форму — в форму криволинейной коррелятивной зависимости. Если корреляция не линейна, то в качестве меры тесноты и тесноты связи употребляется величина, носящая название коррелятивного отношения. По величине этого отношения, представляющего положительное число меньше единицы, можно судить о степени связи между двумя рядами явлений. Подобно коэффициенту корреляции коррелятивное отношение превращается в единицу, когда связь эта становится функциональной, и в нуль — при отсутствии связи.

Однако определение коррелятивного отношения довольно сложно — оно равно квадратному корню из отношения, представляющего собой разность между полным вторым центральным моментом и средним из условных вторых центральных моментов, деленную на квадрат основного отклонения. Поэтому гораздо проще получить представление о характере связи путем проведения приближенной кривой между точками, нанесенными на обыкновенной миллиметровке.

Для нахождения криволинейной связи можно воспользоваться тем свойством кривых, что большинству из них хорошо удовлетворяют уравнения степенных функций.

Логарифмическая анаморфоза такой кривой представляет собой прямую линию. Поэтому при наличии криволинейной зависимости можно коррелировать не непосредственно сами величины, а их логарифмы. В результате получается уравнение прямой регрессии логарифмической анаморфозы, от которой можно перейти к кривой.

Пример. Определить зависимость между  $q$  — максимальным модулем расхода и  $M$  — средним годовым модулем р. Бузулука у Байгоровки (Заволжье). Составляем по имеющимся данным о стоке ряд значений  $\lg q$  и  $\lg M$ . Для удобства логарифмирования  $q$  принимаем в л/сек, а значения  $M$  умножаем на 10, т. е. получаем ряд  $\lg(M \cdot 10) = \lg M + 1$ . Полученный таким образом ряд приведен в табл. 9.

Для упрощения обозначаем  $\lg q = Y$  и  $M + 1 = X$  и находим элементы, необходимые для получения уравнения регрессии (табл. 10).

Таблица 9

Год	Максим. расход в м <sup>3</sup> /сек	Максим. модуль в л/сек Ч	lg q	Среднегодовой модуль в л/сек М	lgM+1
1930-1931	314,0	172,52	2,237	1,88	1,274
1931—1932	549,0	301,64	2,480	3,56	1,551
1932—1933	44,3	24,34	1,386	0,83	0,919
1933—1934	147,0	80,77	1,907	1,47	1,167
1934—1935	21,9	12,03	1,080	0,60	0,778
1935-1936	173,5	95,32	1,979	1,10	1,041
1936-1937	66,0	36,26	1,559	0,93	0,969

Таблица 10

Y	X	Y-Y <sub>0</sub>	X-X <sub>0</sub>	(Y-Y <sub>0</sub> ) <sup>2</sup>	(X-X <sub>0</sub> ) <sup>2</sup>	(Y-Y <sub>0</sub> )(X-X <sub>0</sub> )
2,237	1,274	0,433	0,174	0,187	0,030	0,075
2,480	1,551	0,676	0,451	0,457	0,203	0,305
1,386	0,919	-0,418	-0,181	0,175	0,033	0,076
1,907	1,167	0,103	0,067	0,011	0,004	0,007
1,080	0,778	-0,724	-0,322	0,524	0,104	0,233
1,979	1,041	0,175	-0,059	0,031	0,003	-0,010
1,559	0,969	-0,245	-0,180	0,060	0,017	0,032
Σ = 12,628	7,699	—	—	1,445	0,394	0,718

$$Y_0 = 1,802; \quad X_0 = 1,100$$

$$\frac{\sigma_Y}{\sigma_X} = \sqrt{\frac{\sum(Y - Y_0)^2}{\sum(X - X_0)^2}} = \sqrt{\frac{1,445}{0,394}} = 1,915;$$

$$r = \frac{\sum(Y - Y_0)(X - X_0)}{\sqrt{\sum(Y - Y_0)^2 \sum(X - X_0)^2}} = \frac{0,718}{\sqrt{1,445 \cdot 0,394}} = \frac{0,718}{0,755} = 0,951;$$

$$R = r \frac{\sigma_Y}{\sigma_X} = 0,951 \cdot 1,915 = 1,821;$$

$$Y - Y_0 = (X - X_0) R;$$

$$Y - 1,804 = 1,821 (X - 1,100);$$

$$Y - 1,804 = 1,821 X - 2,003;$$

$$Y = 1,821 X - 0,199.$$

Откуда получается искомая зависимость:

$$\lg q = 1,821 \lg M + 1,821 - 0,199;$$

$$\lg q = 1,821 \lg M + 1,62; \quad \lg q = 1,821 \lg M + \lg 41,88;$$

$$q (\text{л/сек}) = 41,88 M^{1,82}; \quad q (\text{м}^3/\text{сек}) = 0,04188 M^{1,82}.$$

Применение изложенного здесь метода значительно облегчает еще более широкое распространение показательных формул, столь принятых в гидрологии. В отличие от определения графического (производимого обычно посредством особой логарифмической клетчатки) нахождение связей указанным здесь способом дает полное математическое обоснование для принятия того или иного значения параметров, входящих в формулы. В связи с тем, что коррелятивный метод отличается несомненной объективностью, он и получил широкое распространение.

Нахождение связи с несколькими переменными. В гидрологии часто приходится искать зависимости данной величины (например стока) от нескольких переменных (например от осадков, температуры и пр.).

Для установления такой зависимости можно поступить следующим образом: сначала находится коррелятивная зависимость двух величин, например  $Y$  — стока и  $X$  — осадков, далее определяются  $\Delta$  — отклонения осадков от прямой (или кривой), представляющей связь  $Y=f(X)$ , и находится связь  $\Delta$  с третьей величиной  $t$  — температурой и т. д.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 2

### А. На русском языке

Во общему списку — 4 и 5.

1. А. В. Вознесенский, Годовой ход осадков на территории СССР, „Записки ГГИ“, т. X, 1933.
2. А. А. Каминский, Климат Союза социалистических советских республик, 1932.
3. П. С. Кузин. Карта испарения с поверхности речных бассейнов и водный баланс европейской части СССР, „Известия ГГИ“ № 68, 1934.
4. П. С. Кузин, Опыт расчета испарения и среднего многолетнего стока с поверхности речных бассейнов при отсутствии гидрометрических наблюдений, Исследования рек, вып. VIII, 1936.
5. А. Ф. Лебедев, Почвенные и грунтовые воды, Сельхозгиз, 1930.
6. С. И. Небольсин, Среднее количество атмосферных осадков в Европейской России, 1916.
7. В. Н. Оболенский, Основы метеорологии, Сельхозгиз, 1935.
8. В. П. Попов, Почвенная влага и методы ее изучения, „Труды Млеевской огородной опытной станции“, 1928.
9. Е. М. Соколова, Недостаток насыщения влагой воздуха на территории СССР, „Труды ГГИ“, вып. 4, Гидрометгиздат, 1937.
10. И. К. Тихомиров, Практическое руководство к изучению испарения с водной поверхности пресноводных водоемов, Энергоиздат, 1933.

### Б. Иностранная

По общему списку — 4 и 5.

## Глава 3

### ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

При изложении вопроса о водном балансе (гл. 1) указано, что целый ряд его элементов характеризует явления, связанные с перемещениями влаги в земле. Процессы эти сами по себе сложнее, чем поверхностный сток, если его рассматривать узко, но и поверхностный сток в значительной степени связан с инфильтрацией и другими явлениями, относящимися к области подземного стока. Поэтому для правильной оценки гидрологических процессов, происходящих на земной поверхности, необходимо изучение подземных вод.

#### § 1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Еще римский ученый Марк Полно (I век до н. э.) первый высказал предположение, что подземные воды образуются от просачивания (инфильтрации) атмосферных осадков.

Эта теория, известная в науке под именем инфильтрационной, поддерживалась рядом ученых и особенно известным французским физиком Мариоттом (XVI — XVII века), поэтому обыкновенно связывается с его именем.

В противоположность этой теории была выдвинута конденсационная теория, заключающаяся в том, что подземные воды образуются за счет проникновения воздуха в поры более охлажденной почвы и конденсации в ней заключенных в воздухе водяных паров.

Первые предположения о значительной роли конденсации были высказаны также еще в древности и связываются с именем Аристотеля (IV век до и. э.), научное же обоснование этой теории пытался дать немецкий гидролог Фольгер (1877 г.), который выставил против инфильтрационной теории Мариотта следующие два возражения, приведенные в работе М. А. Великанова „Гидрология суши“.

1. При исследовании грунта в земле, ее разрезах, например в шурфах, обнаруживается, что влажность грунта даже после обильных осадков имеет место лишь в самом верхнем, сравнительно тонком его слое. Далее же на боль-

шую глубину грунт оказывается сухим; еще значительно ниже появляется водоносный слой, т. е. грунт, насыщенный водой, и этот слой, разобщенный от поверхностного, влажного, как будто бы не стоит в причинной связи с атмосферными осадками.

2. Установлено, что совпадение периодов усиления атмосферных осадков и усиления действия ключей отсутствует, что опять-таки как будто бы противоречит гипотезе происхождения вторых из первых.

В связи с этим Фольгером была выставлена указанная выше иная теория. Свою аргументацию Фольгер подкрепляет еще рядом вычислений, якобы показывающих, что количество испарения с поверхности почвы вместе с количеством стекающих вод больше, чем количество врд, выпавших в виде осадков из атмосферы. Таким образом по Фольгеру воздух, проникающий на соответствующую глубину, при пониженной температуре путем конденсации водяных паров выделяет из себя всю ту воду, которая идет на образование грунтовых вод. Большим содержанием водяных паров в воздухе Фольгер объясняет и тот факт, что летом грунтовые воды часто стоят выше, чем зимой. Теория Фольгера находилась в таком коренном противоречии с господствовавшей и общепризнанной в то время теорией Мариотта, что вызвала интенсивную дискуссию в научном мире, причем ряд ученых выступил на ее защиту, другие же ее опровергали. Из последних наиболее интересна критика известного венского метеоролога Ганна. Возражения Ганна сводятся к следующему:

1) скрытая теплота парообразования, выделяющаяся при конденсации водяных паров, должна нагревать соответствующий слой земли и тем самым замедлять дальнейшую конденсацию;

2) количество водяных паров, необходимое для питания грунтовых вод в том размере, в каком это наблюдается в действительности, в атмосфере не имеется;

3) в тропических странах, где отсутствует слой земли с достаточно низкой температурой, по теории Фольгера образование грунтовых вод было бы вообще невозможно; наконец

4) для образования грунтовых вод по схеме Фольгера в земле должен был бы происходить весьма интенсивный обмен воздуха: около 2 000 м<sup>3</sup> в сутки через площадь 1 м<sup>2</sup> поверхности земли, что физически невозможно.

Критические возражения Ганна, и в особенности 4-й пункт, казались настолько убедительны, что теория Фольгера временно перестала существовать. Во всяком случае объяснить происхождение всех грунтовых вод одной конденсацией водяных паров подземной атмосферы было, очевидно, невозможно.

Лишь в самое последнее время блестящие экспериментальные исследования русского ученого А. Ф. Лебедева примирили оба прежние течения и доказали, что грунтовые воды происходят как от просачивания атмосферных осадков, так и от конденсации водяных паров. Эта теория А. Ф. Лебедева, получившая всеобщее признание, основана на тщательных исследованиях влажности грунта и перемещения влаги в разном состоянии, произведенных им в 1907—1919 гг.

## **§ 2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ИХ ОТНОШЕНИЕ К ВОДЕ**

Отношение горных пород к воде (или их водные свойства) заключаются главным образом в их скважности, влагоемкости, водопроницаемости, капиллярных явлениях и растворимости.

1. Скважность и пористость. Под скважностью подразумевается наличие в породах тех или иных пустот, промежутков, пор и т. п. Часто это свойство пород называется также пористостью, но точнее пористостью (или капиллярной скважностью) называть лишь тот вид скважности, который обусловлен собственно порами, т. е. мелкими промежутками капиллярного характера (по Саваренскому). Под некапиллярной скважностью подразумевается наличие в породе пустот более крупного размера, чем капиллярные.

Совокупность тех и других дает общую скважность породы. Сопоставляя те и другие промежутки в отношении передвижения в них воды, следует отметить существенное различие. В крупных пустотах вода перемещается, подчиняясь

силе тяжести и не испытывая молекулярного пленочного натяжения. Движение воды подчиняется в этом случае закону Шеви, а в мелких капиллярных промежутках движение воды подчиняется закону Дарси (см. дальше) и зависит от капиллярных сил.

Некапиллярные, крупные промежутки и пустоты в породе могут быть самого различного происхождения, например: трещины, каверны, каналы и пещеры.

Трещиноватость присуща большинству твердых осадочных и изверженных пород, особенно в поверхностной части. Капиллярные промежутки, или поры, присущи всем породам; даже изверженные породы, например, граниты, обладают очень тонкой пористостью. Капиллярами могут быть как поры, так и трещины, если последние не превышают ширины 0,25 мм.

Капиллярные промежутки в свою очередь подразделяются на собственно капилляры и субкапилляры. Вода, заключающаяся в капиллярах, в природных условиях может перемещаться под влиянием силы тяжести и гидростатического напора. Субкапилляры имеют размеры, начиная с 0,0002 мм для круглых пор и 0,0001 мм для трещин. Силы, удерживающие пленочную воду на поверхности частиц, распространяются здесь через все сечение поры или трещины, вследствие чего вода, заключенная в них, неспособна перемещаться подобно капиллярной воде. Субкапилляры присущи большинству твердых пород. К субкапиллярам нужно отнести промежутки в глинах, в силу чего глины считаются породой, практически водонепроницаемой. В глинах вода, заключенная в субкапиллярах, может перемещаться под очень большим давлением. Насыщение глины водой или выделение воды из глины сопровождается изменением ее объема: в первом случае происходит набухание глины, а во втором — усадка глины.

2. Пористость рыхлой осадочной породы зависит от размеров слагающих ее зерен, ее однородности или неоднородности, от формы зерен или частиц, их минерального состава, наконец от плотности сложения породы.

Под пористостью подразумевается отношение объема суммы всех пустот  $V_p$  к объему всей породы в сухом состоянии  $V$ :

$$p = \frac{V_p}{V}. \quad (39)$$

Эта величина называется коэффициентом пористости и выражается в долях единицы или в процентах:

$$p\% = \frac{V_p}{V} \cdot 100\%. \quad (40)$$

Коэффициент пористости есть число, сравнительно устойчивое для определенных горных пород. Например однородный песок имеет пористость, изменяющуюся в пределах от 26 до 47%, а в среднем 36%.

Пористость рыхлой породы зависит от того, как расположены зерна, и при однородной крупности их теоретически не зависит от размера зерен. Это легко доказать геометрически, если схематически представить зерна породы в виде ядер одинаковой крупности и расположить их так, чтобы линии, соединяющие центры ядер, представляли бы квадраты или ромбы.

Проницаемость породы тем не менее зависит от размера зерен, так как на нее влияет не только общий объем, но и самый размер зерен, а также размер общей поверхности смачивания. Общая же поверхность всех частиц или поверхность соприкосновения породы с водой резко растет с уменьшением размера частиц или зерен грунта.

В действительности грунты состоят из зерен различной формы. Это приводит к неравномерной пористости и проницаемости породы.

Редкие породы, как например хорошо отмытые аллювиальные пески, обладают сравнительной однородностью зерен. Вообще же в обломочных породах встречаются частицы различного механического состава. Чаще всего пористость, увеличивается с уменьшением крупности фракций, пористость песка меньше, чем глины. Для песков характерна пористость 30—35%, а для глин \*40—45% и больше.

Род горной породы	Пористость в %
Граниты, кристаллические сланцы, гнейс, габро и диабазы .....	0,02 — 1,8
Известняки, мраморы, доломиты.....	0,53 — 13,4
Песчаники.....	4,8 — 28,3
Пески однородные.....	26,0 — 47,0
„ смешанные.....	35,0 — 40,0
Гравий.....	35,0 — 40,0
Глины.....	44,0 — 47,0
Суглинок.....	52,0 — 55,0
Культурная почва.....	45,0 — 65,0
Торфяной грунт	до 81,0

Определение пористости  $p$  % производится на основании  $D$  — объемного веса высушенного образца и  $\gamma$  — удельного веса породы:

$$p_p = \left(1 - \frac{D}{\gamma}\right) 100. \quad (41)$$

3. Водопроницаемость. Водопроницаемостью называется способность породы проводить сквозь себя воду. Она зависит от скважности и характера пустот и пор. Одна величина скважности еще не определяет собой степени водопроницаемости. Порода может обладать очень значительной пористостью, как например глина, в которой пористость часто доходит до 50%, и в то же время быть практически водонепроницаемой, тогда как песок с 30%-ной пористостью хорошо проницаем для воды. Здесь крупную роль играет размер пустот. Водопроницаемость повышается также с увеличением напора и с повышением температуры.

Все породы в отношении водопроницаемости можно разбить на три основные группы: 1) породы водопроницаемые, 2) породы водонепроницаемые, или водупорные, и 3) породы полупроницаемые.

К водопроницаемым породам относятся все крупнообломочные несцементированные породы, как галечники, гравий, песок, россыпи, а также все остальные трещиноватые породы.

К непроницаемым породам принадлежат все массивные кристаллические породы, если только они не трещиноваты, а ив обломочных несцементированных — глины.

К полупроницаемым можно отнести такие породы, как глинистые пески, лёсс, торф, рыхлые песчаники, реже — пористые известняки и мергели.

4. Влагоемкость. Под влагоемкостью породы разумеется способность ее вмещать в себя или удерживать определенное количество воды. Различают полную, неполную, или капиллярную, и пленочную, или молекулярную, влагоемкость.

Под полной влагоемкостью понимают способность породы вмещать в себя определенное количество воды. Полная влагоемкость соответствует полному насыщению породы, т. е. замещению как капиллярных пор, так и некапиллярных промежутков и пустот.

Под неполной, или капиллярной, влагоемкостью обыкновенно понимают способность породы удерживать в себе определенное количество воды. Она соответствует неполному, или капиллярному, насыщению породы. В почвоведении и общем земледелии ее называют также абсолютной влагоемкостью.

Под пленочной, или молекулярной (иначе наименьшей), влагоемкостью понимают способность породы удерживать в себе определенное количество пленочной воды, т. е. не заполняющей всех пустот и пор, а лишь находящейся на поверхности частиц.

5. Естественная влажность. Под естественной влажностью понимается влажность породы в ее естественных условиях, она зависит от характера пород, условий их залегания, физических свойств, водного и теплового режима.

Для определения естественной влажности берут образцы с ненарушенной структурой. При этом необходимо предохранить образец от потери влаги через испарение с того момента, как он вынут из породы, и до того момента, когда он будет подвергнут взвешиванию. Для этого образец или взвешивается тут же на месте, или его помещают в склянку с притертой пробкой, или заливают его парафином.

Естественная влажность определяется по разности первоначального веса образца и веса высушенного до постоянного веса образца, причем выражается обыкновенно в процентах воды к объему или весу породы, т. е. характеристика влажности грунтов выражается различно.

В гидрологии принято выражать ее отношением объема воды к объему породы. Такое выражение удобно тем, что позволяет сопоставить влажность со скважностью, или пористостью, породы и по этому сопоставлению судить о полноте насыщения породы.

Определяется же влажность грунтов преимущественно по весовому методу путем высушивания образцов в термостате при температуре  $105^{\circ}$  и взвешивания их на химических весах до и после высушивания.

Вычисленное указанным способом количество воды в образце грунта выражается потерей его в весе после высушивания (в процентах к весу сухой породы):

$$V = \frac{A - B}{B} \cdot 100, \quad (42)$$

где  $A$  — вес образца грунта в состоянии естественной влажности до высушивания;

$B$  — вес образца после высушивания;

$V$  — влажность в процентах по весу сухой породы.

Пересчет влажности из весовых в объемные проценты может быть сделан по формуле:

$$V_{об} = V \cdot \gamma, \quad (43)$$

где  $V_{об}$  — влажность в процентах от объема твердой породы;

$V$  — влажность от веса сухой породы;

$\gamma$  — удельный вес породы.

Если влажность дается в весовых единицах, то пересчет ее в объемные единицы производится согласно следующему примеру: влажность песка в весовых единицах 10%, а пористость — 32%; надо найти влажность в объемных единицах и по ней недостаток насыщения породы; удельный вес  $\gamma = 2,65$ . Объемный вес на основании приведенной выше формулы (41):

$$D = \left( \frac{100 - p}{100} \right) \gamma = \frac{(100 - 32) \cdot 2,65}{100} = 1,80.$$

Тогда влажность в объемных единицах:

$$V_{об} = V \cdot \gamma = 10 \cdot 1,80 = 18\%.$$

Отсюда недостаток до полного насыщения породы в объемных единицах:

$$\epsilon = 32\% - 18\% = 14\%.$$

В гидрологии и в агрономии принята также характеристика влажности почвы подобно осадкам, испарению и стоку) в виде слоя воды (в миллиметрах), содержащегося в верхнем метровом слое почвы. Переход от  $V_{об}$  — влажности, выраженной в процентах от объема почвы, к влажности в виде слоя  $h$  (в миллиметрах):

$$h = 0,1 V_{об}.$$

6. Водоотдача. Не вся вода, находящаяся в породе, например в аллювиальных отложениях речной долины, может свободно вытекать или поступать в реку, а только часть воды, подчиняющаяся силе тяжести. Остальная вода остается в породе в виде пленочной и субкапиллярной, удерживаемой силой сцепления. Способность породы, насыщенной водой, отдавать часть этой воды путем стекания, называется водоотдачей.

Количественное выражение этой величины, или коэффициент водоотдачи, есть отношение объема стекающей воды к объему всей породы и выражается или дробью, или в процентах. Очевидно, что коэффициент водоотдачи меньше величины пористости. Так например, для песка с коэффициентом пористости 32%

коэффициент водоотдачи может быть 20—80% в зависимости от крупности песка. Водоотдача увеличивается с увеличением крупности пустот и нор. Глины даже в стадии полного насыщения имеют коэффициент водоотдачи, близкий к нулю.

## § 8. РАЗЛИЧНЫЕ ВИДЫ СОСТОЯНИЯ ВОДЫ В ПРИРОДЕ И ДВИЖЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Вода под земной поверхностью может находиться в следующих различных состояниях: 1) парообразном, 2) гигроскопическом, 3) пленочном, 4) капиллярном, 5) капельно-струйчатой, а при температуре ниже 0°—6) в твердом состоянии.

**1. Парообразная вода** находится в воздухе, заполняющем пустоты в породе. Упругость водяных паров воздуха в пустотах зависит от температуры. Опыты А. Ф. Лебедева в Одессе показали, что в ночное время очень часто упругость пара в воздухе бывает больше упругости подземной атмосферы, в силу чего создаются благоприятные условия для перехода паров из атмосферы в почву. Количество перегоняемой таким образом влаги составляет в Одессе до 15—25% общего количества атмосферных осадков. Б. П. Орловым были произведены наблюдения на подвижных барханных песках, причем им также установлено, что летнее увлажнение песков должно быть отнесено за счет конденсации водяных паров.

Исследованиями Нижневолгопроекта многократно установлен факт конденсации водяных паров воздуха в Заволжье, выразившийся в увеличении веса почвенных монолитов в некоторые ночи. Несколько раз осенью здесь наблюдалось также незначительное увеличение объема воды в испарительном бассейне, которое можно было объяснить только конденсацией.

Необходимо отметить, что изменение влажности верхних слоев почвы может происходить за счет перегонки влаги внутри земной коры. Так например, известен факт зимнего увлажнения почвы за счет перегонки водяных паров воздуха, находящегося в более глубоких слоях.

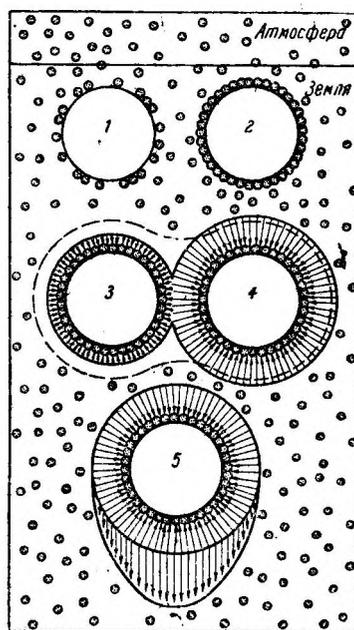
Прибрежные пески многих южных морей богаты пресной водой. До этого времени причина существования появления пресной воды в подобных условиях не выяснена. Одни считают, что эта вода образовалась за счет атмосферных осадков, другие приходят к выводу, что влага образуется здесь вследствие конденсации водяных паров воздуха, третьи — за счет перегонки морской воды. Причина такого положения заключается в слабой изученности движения парообразной воды. **2. Гигроскопическая вода** представляет собой водяные пары, окружающие

частицы породы в виде изолированных молекул (фиг. 16), которые иногда сливаются между собой, образуя пленку воды, толщиной в одну молекулу.

В последнем случае влажность породы носит название максимальной гигроскопичности; она может быть оценена в процентах от веса грунта; для грубозернистых песчаных — 0,5%, для песчаных — 0,9—1,2%, для суглинков — 3—6,5%, для лёсса — 6—8%, для глины — 9,8—14,0%, для очень плотных глин — до 20% и даже выше.

Гигроскопическая вода не движется как жидкость, а перемещается из одних слоев в другие, переходя в водяной пар. Переход водяного пара в гигроскопическое (адсорбированное) состояние сопровождается выделением тепла.

Гигроскопическая влага не используется растениями непосредственно, но предотвращает быстрое высыхание и сильное нагревание почвы в засушливых областях.



Фиг. 16. Схема различного состояния влаги в почве (по Лебедеву).

Количество гигроскопической воды определяется путем высушивания образца породы при 105—110° до постоянного веса.

**3. Пленочная вода.** Смоченная водой порода способна удерживать воды больше, чем это соответствует ее максимальной гигроскопичности (частица 3 на фиг. 16), хотя пустоты и поры ее не заполнены водой. Между частицами грунта, окруженными тончайшими пленками, находится воздух, и грунт производит на глаз впечатление сухого. Этим и объясняется, что при мокром верхнем слое почвы ниже его до водоносного горизонта находится как бы сухой грунт, не содержащий влаги. В действительности же вода на частицах грунта находится здесь в пленочном состоянии, при котором вода способна перемещаться с одной частицы на другую, из слоев, имеющих более толстые пленки, в слои с более тонкими пленками независимо от силы тяжести. Отсюда ясно, что общее движение должно быть вертикально сверху вниз. Если верхние пленки испаряются, то вследствие нарушения равновесия в другую сторону получится движение пленок снизу вверх, т. е. поднятие воды. Движение это очень медленное. Пленочная вода находится под влиянием молекулярных сил сцепления между частицами почвы и молекулами воды.

Возьмем толстостенный стеклянный цилиндрический сосуд, суживающийся книзу, в который сначала насыпается крупный песок, потом просеянный ил и сверху подливается (пипеткой) вода. Вода будет вытекать из отверстия. Вследствие рефракции видно, что эта вода заполняет сплошь все поры грунта лишь на некоторую высоту, ниже грунт кажется сухим; еще ниже у дна имеем опять заполнение грунта водой. В промежутке между верхним слоем и нижним капиллярным слоем имеется таким образом пленочное движение воды. В этом и заключается ответ на возражение против первоначальной инфильтрационной теории Мариотта. Длина трубки должна быть такой, чтобы она заведомо превышала бы высоту капиллярного поднятия.

**4. Капиллярная вода.** Капиллярное (иначе — волосное) движение осуществляется при малом размере пор грунта и удерживается в порах силой поверхностного натяжения. Поэтому в пористой породе вода не только заполняет породу, но и подымается по капиллярам на определенную высоту под постоянным свободным зеркалом грунтовых вод. Если уровень грунтовых вод опускается, то опускается и вона капиллярных вод. В своем движении капиллярные воды подчиняются закону Дарси (см. дальше). При уменьшении воды в капиллярах (испарение почвы, транспирация) наблюдается быстрое восстановление прежнего уровня за счет грунтовых вод.

Наибольшая высота капиллярного поднятия влаги составляет:

для песков	0,1 м
„ супесков	0,3 „
„ суглинков	0,5 „
„ глин	1,0 „

**5. Свободная гравитационная вода.** Движение ее осуществляется в капельно-струйчатом состоянии в грунтах с большим размером пор: оно подчиняется закону силы тяжести и находится вне действия молекулярных сил.

**6. Скорость движения грунтовых вод** в общем виде выражается формулой:

$$v = Ki^m, \quad (44)$$

где  $v$  — скорость;

$i$  — уклон, равный:

$$\frac{h}{L} = \frac{\text{разность горизонтов}}{\text{расстояние}}; \quad (45)$$

$K$  — некоторая постоянная.

Величина  $t$  зависит от условий протекания. В том случае, когда вода протекает по широким трещинам и пустотам и находится в турбулентном движении (гл. 4) подобно движению воды в реках и каналах, движение подчиняется закону Шези и величина  $m = 0,5$ .

$$v = Ki^{0,5}, \quad (46)$$

где  $K$  — известное из гидравлики выражение

$$K = C\sqrt{R}.$$

В том случае, когда подземный поток протекает по капиллярным промежуткам, например в песчаной породе, его движение имеет ламинарный характер (т. е. отдельные его частицы передвигаются с плавным изменением скоростей при переходе от одной частицы к другой) и подчиняется закону Дарси, причем  $m = 1$ :

$$v = Ki, \quad (47)$$

где  $K$  — постоянная (для данного физического строения грунта и его состояния в данный момент), которая носит название коэффициента фильтрации, или водопроницаемости.

Очевидно, что при  $i = 1$  получим:

$$v = K, \quad (48)$$

т. е. коэффициент фильтрации есть скорость грунтового потока при уклоне  $i = 1$ . Поэтому коэффициент фильтрации имеет такое же измерение, как и скорость. Ввиду того что скорости движения грунтовых вод значительно меньше, чем скорости поверхностных вод, часто принимают укрупненное измерение времени, например  $K = 0,5$  м/сутки. При этом для большинства проницаемых пород получаются небольшие целые числа или десятичные дроби с небольшим числом десятичных знаков.

Определение коэффициента фильтрации. Нахождение коэффициента фильтрации дает количественное выражение водопроницающих свойств водоносной породы и позволяет производить целый ряд практически важных вычислений: потерь на фильтрацию, дебита колодца или скважины, притока воды к канаве, галлерее и т. п.

Имеется несколько различных способов нахождения значения  $K$ , которые подразделяются на следующие группы:

- а) способы, основанные на механическом анализе породы;
- б) способы, основанные на опытном определении в особых приборах в лаборатории;
- в) способы, основанные на опытных откачках из скважин или шурфов в поле.

Способы, основанные на механическом анализе, употребляются для приближенных и предварительных подсчетов. Приведем некоторые из них.

Формула Крюгера основана на учете пористости породы и общей величины поверхности всех частиц. Формула имеет вид:

$$K = 1,14 \cdot 10^6 \frac{p}{\theta^2}, \quad (49)$$

где  $K$  — коэффициент фильтрации, выраженный в л/сг/ткс;

$p$  — объем пор в 1 см<sup>3</sup> грунта в см<sup>3</sup>;

$\theta$  — поверхность всех частиц, заключающихся в 1 см<sup>3</sup> грунта, выраженная в см<sup>2</sup>.

При подсчете  $\theta$  принимается, что все частицы данной фракции имеют одинаковый диаметр (равный среднему диаметру фракций) и все зерна имеют шарообразную форму. Вычисление ведется для каждой группы фракций отдельно: вычисляются объем одной частицы, ее поверхность, число частиц в 1 см<sup>3</sup> и суммарная поверхность.

Приведем еще формулу Козени. Эта формула, переработанная Е. А. Зама-риним, имеет вид:

$$K = \frac{p^3}{(1-p)^2} d_k^2, \quad (50)$$

где  $p$  — объем пор в 1 см<sup>3</sup> грунта в см<sup>3</sup>;

$d_k$  — так называемый действующий диаметр в мм. Подробности относительно определения этого диаметра даются в курсе гидрогеологии.

Для расчета как по формуле Крюгера, так и по формуле Козени пользуются номограммами. Подобные номограммы имеются в инструкциях по водноэнергетическим изысканиям, составленным трестом „Гидроэнергопроект“ (вып. III, „Инженерная геология“, 1934).

Способы лабораторного определения  $K$  основаны на наблюдениях над фильтрацией через испытуемый грунт, при этом в большинстве приемов оперируют с породой в нарушенном состоянии (ящик Дарси, прибор Тима, ящик Форхгеймера).

Г. Н. Каменским внесено в прибор Тима существенное усовершенствование, заключающееся в том, что для суглинков, глинистых песков, торфа, лесса и т. п. можно определить  $K$  и с ненарушенной структурой.

Способы определения  $K$ , основанные на опытных откачках колодцев, шурфов и скважин, дают более реальные результаты, чем лабораторные определения, но требуют более сложного оборудования.

Как эти, так и лабораторные методы описаны в специальных курсах Ф. П. Саваренского, Г. Н. Каменского и др.

Идея способов непосредственного измерения скоростей движения подземных вод состоит в следующем: в скважину впускают или раствор поваренной соли или специальные красители (флюоресцин, уранин). Соль или красители передвигаются вместе с подземной водой; имея на некоторых расстояниях от первой скважины ряд других скважин, расположенных вокруг первой, берут из них систематически пробы воды и определяют момент появления в них впущенной в первую скважину соли или красителя при помощи химического анализа или анализа на цвет воды. Зная расстояние между первой скважиной и той, в которой констатирована соль или краситель, вычисляют затем скорость передвижения подземной воды как частное от деления пройденного расстояния на время этого прохождения.

Направление движения воды легко определяется относительным положением скважины, в которой констатирована соль или краситель, к первой скважине.

Применяют также электрический метод (Слихтера); в этом случае в одну из скважин опускают раствор электролита, например аммиака, а в других скважинах вводят в воду особо устроенный электрод; раствор аммиака увеличивает электропроводность воды, и момент дождения подземной воды вместе с аммиаком до одной из скважин определяется по моменту резкого увеличения электропроводности воды в такой скважине (например при помощи гальваноскопа или специальных самописцев).

Существует еще метод измерения скорости грунтовых вод посредством учета движения волны грунтовых вод. Грунтовые воды имеют обыкновенно волнообразную поверхность, и если допустить, что движение волны происходит с той же скоростью, что и движение зеркала, то на основании изучения изменений двух перпендикулярно расположенных продольных профилей грунтовых вод (если в каждом профиле будет несколько скважин) можно изучить направление и скорость перемещения волны, а следовательно и определить величину  $K$ . Подобные исследования произведены А. П. Нифантовым в Кучино.

#### §4. ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Существует целый ряд признаков, по которым можно построить классификацию подземных вод: происхождение, условия залегания, характер водоносной породы, гидравлические свойства, геологический признак водоносного слоя, химический состав и т. д. В настоящем изложении принята схема, предложенная Ф. П. Саваренским (табл. 11).

Приведенные подразделения не являются классификацией подземных вод и служат лишь схемой для изложения фактического материала по характеристике подземных вод.

**1. Безнапорные воды (со свободной поверхностью).** Безнапорными водами называются такие, которые залегают или в первом от поверхности водопроницаемом слое, или же насыщают водопроницаемый слой, заключенный между водонепроницаемыми слоями, не полностью, не достигая его водоупорной кровли. Безнапорные воды характеризуются отсутствием напора, в силу чего, будучи вскрыты буровой скважиной или колодцем, устанавливаются на том же уровне, на котором они залегают в породе. При выходе на дневную поверхность они образуют так называемые нисходящие безнапорные источники.

Основные подразделения	Главные виды	Отдельные виды
Воды безнапорные (со свободной поверхностью)	Залегающие в поверхностных отложениях — грунтовые	Верховодки
	Залегающие в слоях, перекрытых водоупорными, — межпластовые безнапорные	Полунапорные (субартезианские)
Воды напорные	Залегающие в проницаемых слоях, переслаивающихся с водоупорными, — межпластовые или артезианские	
	Залегающие в тектонических секущих трещинах — воды трещинные	Минеральные и термальные воды

Безнапорные воды можно подразделять на два типа: 1) грунтовые и 2) межпластовые.

а) Грунтовые воды. Источником питания грунтовых вод обыкновенно служат атмосферные осадки, инфильтрующиеся через почву и достигающие уровня грунтовой воды, но иногда в образовании горизонта грунтовых вод принимают участие виды других водоносных горизонтов, инфильтрация в грунт поверхностных (речных, озерных) вод, а также возможно участие конденсационной воды.

Высшие точки поверхности грунтовых вод определяют их водораздел, начиная от которого, уровень грунтовых вод падает в ту и другую сторону.

При наклонном положении водоупорного ложа и возможности движения по нему грунтовых вод образуется так называемый грунтовый поток. То же самое наблюдается и при наличии выхода грунтовых вод в виде источников в дренирующую их долину, хотя бы водоупорное ложе и не имело определенного уклона, в сторону движения грунтовых вод. Этот вид залегания обычен для степной овражной области. Если же грунтовые воды заполняют собой некоторое замкнутое понижение в рельефе водоупорного ложа, то они не имеют определенного течения. Этот вид залегания довольно обычен для области развития моренных отложений.

Если на пути грунтового потока встречается какое-нибудь препятствие, то создается подпертый грунтовой поток. Подпор грунтового потока может быть создан например толщей глинистого делювия, прикрывающего выход водоносного слоя. При подпоре грунтового потока уровень его повышается. В случае подпора делювием выход грунтовой воды в виде источника может быть приурочен не к основанию водоносного слоя, как это бывает нормально, а выше.

Если вскрывать шурфом грунтовые воды в пористой однородной породе, то еще до зеркала грунтовых вод будет встречена капиллярная зона с влажностью, большей, чем влажность вышележащей породы из зоны аэрации. Вода из капиллярной зоны не будет поступать в шурф, хотя бы все поры были замещены водой, так как вода удерживается капиллярными силами. Только пересекая зеркало грунтовых вод, мы получим приток воды в шурф, причем вода установится на уровне зеркала. Тем не менее капиллярная вода подчиняется силе тяжести, и поэтому в случае понижения уровня грунтовой воды снижается и поверхность капиллярной зоны. Например если из шурфа или колодца откачивать воду и тем самым понижать ее уровень, то и уровень капиллярной зоны следует за образующейся депрессионной воронкой.

Если уровень грунтовых вод повышается, то поднимается и капиллярная зона.

Если грунтовые воды залегают близко к дневной поверхности, то капиллярная зона может достигать поверхности земли. Потеря воды через испарение с поверхности менисков вызывает поднятие новых порций воды к поверхности. Подобный процесс имеет очень большое значение в условиях близкого стояния

вод и является причиной значительного расхода воды из бассейнов с близким залеганием грунтовых вод. В области с засушливым климатом и сильно минерализованными водами этот процесс приводит часто к засолению почв и образованию солончаков.

Наличие капиллярной зоны у поверхности земли влияет на физические свойства грунта, и при работах по заложению фундаментов и других строительных операциях приходится иметь дело с грунтом, находящимся в состоянии капиллярного насыщения водой, что ослабляет его устойчивость.

При поступлении сверху атмосферных осадков, равномерно просачивающихся и поступающих на пополнение грунтовых вод, поверхность последних принимает определенную геометрическую форму, которая в вертикальном разрезе представляет собой кривую параболического вида, снижающуюся к прилегающим дренирующим долинам.

Существуют однако географические области, в которых изложенная закономерность не выдерживается и уровень грунтовых вод в междуречных пространствах и по бережьям не повышается, а, наоборот, снижается. Примером могут служить низменности, примыкающие к рекам Куре, Араксу, Сыр-Дарье и другим рекам засушливых равнинных областей, так как потеря грунтовых вод через капиллярное поднятие и испарение превышает поступление воды сверху от инфильтрации атмосферных осадков.

Грунтовые воды в аллювиальных отложениях. Грунтовые воды, залегающие в аллювиальных отложениях речных долин, представляют большой интерес, так как они играют существенную роль в речном стоке.

Аллювиальные отложения являются продуктом отложения речных вод и обладают в большинстве случаев хорошо выраженной слоистостью. Во многих случаях толща аллювиальных отложений является неоднородной по составу осадков как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Неоднородность состава наслоения осадков зависит от разливов рек при подъеме уровня воды выше коренных берегов. При высоком горизонте и больших скоростях отлагается более грубый и крупнозернистый материал, при невысоких подъемах воды отлагается более тонкий иловатый материал. Неоднородность аллювиальных отложений в горизонтальном направлении зависит от перемещения русла реки в пределах долины (поскольку река подмывает и разрушает один берег и отлагает наносы вдоль противоположного другого берега). Кроме того в строении аллювиальной террасы принимают иногда участие также делювий со склонов и коренных берегов, конусы выноса оврагов, также озерные и болотные отложения в понижениях аллювиальной террасы, например в старицах, иногда с образованием торфяников.

По механическому составу аллювиальные отложения бывают очень разнообразны. Преобладают песчаные отложения. В реках с малым уклоном и преобладанием глинистых пород в речном бассейне аллювиальные отложения имеют характер слоистых суглинков. Напротив, в реках с большими уклонами, например в горных речках, аллювиальные отложения бывают представлены галечниками. В реках равнинной части СССР аллювиальные отложения чаще всего представлены песчаными разностями. При этом замечается одна характерная геологическая особенность: во многих реках нижняя часть аллювиальной толщи состоит из более крупного материала, например крупнозернистых песков, песков с гравием и галькой, и принадлежит в большинстве случаев к древнеаллювиальным отложениям, тогда как верхняя часть состоит из более мелкозернистых осадков современного аллювия. Такая последовательность установлена например для речных долин Волги, Оки, некоторых притоков Днепра и т. д.

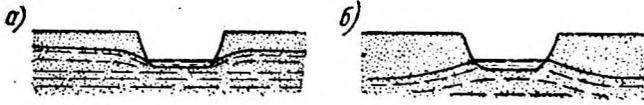
Грунтовые воды насыщают толщу аллювия и образуют подземный поток, обыкновенно связанный с поверхностным речным потоком.

Источником питания аллювиальных вод могут быть:

- 1) Атмосферные осадки, непосредственно выпадающие на поверхность аллювиальной террасы, стекающие на нее с коренных берегов и склонов и инфильтрующиеся через поверхностную толщу наносов. Этот фактор питания имеет значение в областях с большим количеством осадков; в более засушливых областях его значение бывает ничтожно.

2) Подземные воды, находящие себе выход в речную долину. Эти воды могут принадлежать водоносным горизонтам, расположенным выше дна долины, и тогда они проявляются в виде ключей, создающих ручьи, теряющиеся по пути в толще аллювия. Кроме того водоносные горизонты могут иметь выход ниже уровня террасы и уровня воды в реке в толщу аллювиального выполнения долины. Если эти воды обладают достаточным напором, они поступают в толщу аллювия.

Если же напор незначителен, эти водоносные слои могут не только не участвовать в питании речной долины, а сами будут являться поглощающими (например в период, когда горизонт в реке поднимается).



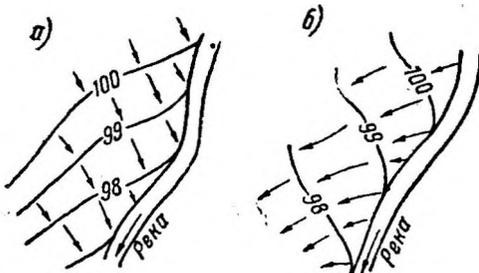
Фиг. 17. Различное положение грунтовых вод в аллювии.

3) Речные воды во многих случаях также бывают источником питания аллювиальных рек.

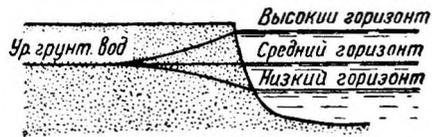
Обыкновенно расход реки во много раз превосходит расход подземного потока. Но бывают иногда и обратные случаи. Так например, у правых притоков Куры, берущих начало с Малого Кавказа, при выходе их из гор почти вся вода разбирается оросительными каналами для орошения равнины и в русле почти не остается воды, а иногда оно остается даже сухим. В то же время долины этих рек имеют мощные выполнения хорошо проницаемых галечников, по которым идет значительной мощности поток грунтовых вод.

Рассмотрим связь грунтового потока с открытым потоком в русле реки (при проницаемой аллювиальной толще). Эта связь может осуществляться различно. В одном случае уровень грунтовых вод в аллювиальной террасе лежит

выше уровня воды в реке, и грунтовые воды питают реку, которая таким образом дренирует террасу (фиг. 17, а); в другом случае грунтовые воды тер-



Фиг. 18. Направление грунтового потока у реки, дренирующей грунтовые воды (а), и у реки, питающей грунтовые воды (б).



Фиг. 19. Положение уровня грунтовых вод в береговой полосе при подъеме воды в реке.

расы лежат ниже уровня реки, и река питает грунтовые воды (фиг. 17,б). Первый случай имеет место в зонах избыточного и нормального увлажнения, например на большей части площади нашей равнины, в Европе и Сибири. Здесь подземные воды, поступающие в долину, образуют не только подземный поток, но и отдают часть воды на питание самой реки.

Второй случай наблюдается в засушливых безводных зонах, где поступление подземных вод в долину недостаточно, как это наблюдается для многих рек Средней Азии и восточного Закавказья.

Если грунтовые воды в аллювиальной террасе лежат выше уровня воды в реке и имеют питание со стороны коренных берегов, то грунтовый поток в аллювиальной террасе на обе стороны от русла приобретает некоторое диагональное направление от коренных берегов к руслу и вниз по долине, а гидроизогипсы примыкают к урезу реки, загибаясь вверх по течению (фиг. 18, а). Если же грунтовые воды в долине лежат ниже уровня реки и сами питаются за ее счет, то направление потока будет тоже диагональным, но от реки и вниз

по долине, а гидроизогинсы примыкают к урезу воды, загибаясь вниз по течению (фиг. 18, б).

В тех случаях, когда река дренирует грунтовые воды своей долины и горизонт ее ниже уровня грунтовых вод, картина меняется во время подъема воды. Высокий горизонт воды в реке (фиг. 19) создает подпор для грунтового потока, в силу чего речная вода может просачиваться обратно в грунт берега, создавая зону инфильтрации.

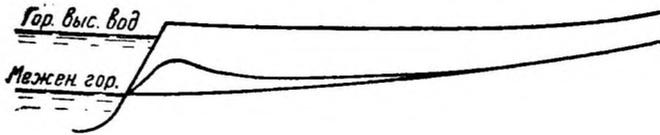
Таким образом при подпоре грунтовых вод в долине вдоль берега создаются зона инфильтрации речной воды, обычно не обладающая значительной шириной,



Фиг. 20. Подпор грунтовых вод высокими водами.

и она подпора, лежащая дальше от берега, которая будет тем шире, чем длительнее подпор весенним половодьем (фиг. 20).

При спаде высокой воды уровень грунтовой воды около реки будет падать. Но если спад происходит быстро, то грунтовая вода не успевает за понижением уровня воды в реке и образуется некоторый гребень поверхности грунтовых вод (фиг. 21), который в зависимости от проницаемости грунта рассасывается быстрее или медленнее.

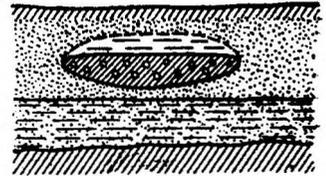


Фиг. 21. Поверхность грунтовых вод при быстром спаде.

Инфильтрация речной воды внутрь берега меняет химический состав воды грунтового потока в береговой зоне. Такой случай по данным Ф. П. Саваренского наблюдался в г. Энгельсе на левом берегу Волги против Саратова, где грунтовые воды в колодцах заметно минерализованы. Весной же в прибрежной полосе замечается значительное опреснение грунтовой воды за счет инфильтрации воды из Волги.

Грунтовые воды в ледниковых отложениях. Ледниковые отложения разнообразны по своему составу, а потому и условия залегания в них грунтовых вод бывают различны. Моренные нагромождения представлены обычно валунными глинами, более или менее водонепроницаемыми. Наиболее проницаемыми являются песчаные флювиогляциальные отложения, выстилающие древние ложбины стока ледниковых вод.

Линзообразное залегание морены среди ледниковых песков обуславливает особые случаи залегания грунтовых вод. Так, иногда линза валунной глины служит условием для образования на ней так называемой „верховодки“ — временного водоносного горизонта, так как нормальный уровень грунтовых вод лежит вообще глубже (фиг. 22).



Фиг. 22. Линза морены с верховодкой на ней.

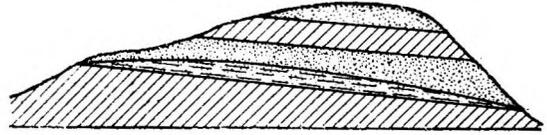
Грунтовые воды степей. Наши степные пространства вообще не богаты водой, и роль подземных вод для водоснабжения населенных пунктов в этих районах чрезвычайно велика. Климат степной полосы характеризуется как климат умеренного и неустойчивого увлажнения. Затем степная полоса очень изрезана, особенно в северной своей половине, овражной сетью, которая сильно дренирует грунтовые воды. Наконец самый характер поверхностных пород обуславливает сравнительно слабую инфильтрацию атмосферных осадков в грунт.

Грунтовые воды вне ледниковой части европейской части СССР приурочены к обширной области развития лессовых и лессовидных пород. Лессовидные породы принадлежат вообще к породам полупроницаемым. Главнейшими особенностями лесса являются его пористость и трещиноватость. Осадки, выпадающие

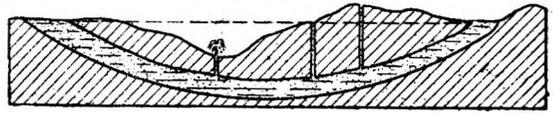
в степи в летнее время, расходятся почти целиком на испарение, а зимние осадки — снег — сдуваются в овраги и балки, поэтому просачивание атмосферных осадков в степи бывает приурочено главным образом к понижениям рельефа.

В силу этого питание грунтовых вод за счет осадков сильно затруднено на большой площади степного пространства за исключением некоторых районов, сложенных с поверхности песчаными образованиями. Существенную роль в поддержании влажности почвы и подпочвы играет конденсация водяных паров воздуха, доказанная А. Ф. Лебедевым опытным путем для некоторых районов (Днепропетровская опытная станция и др.).

б) Межпластовые безнапорные воды. Межпластовые безнапорные воды бывают приурочены в проницаемых слоях, перекрытым сверху различными, в том числе и водонепроницаемыми слоями, но не заполняют полностью водоносного слоя, и поверхность их не соприкасается с водоупорной кровлей, оставаясь свободной, непанорной (фиг. 23).



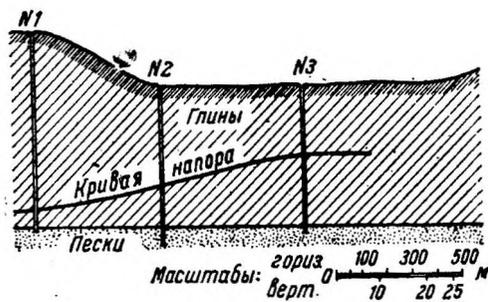
Фиг. 23. Схема межпластового безнапорного слоя воды.



Фиг. 24. Схема залегания артезианских вод.

Обыкновенно такие воды приурочены к водоносным пластам значительной мощности. Область их питания не совпадает с областью распространения. При наклонном положении водоупорного ложа они дают источники в месте выхода, но так как зеркало их образует выпуклую поверхность, возможно образование более слабых источников в области питания. При горизонтальном положении слоя, наоборот, могут образоваться более сильные источники в области питания.

2. Напорные воды. Напорные воды ограничены водонепроницаемыми породами и находятся под давлением, в силу которого могут подниматься при вскрытии их на некоторую высоту.



Фиг. 25. Полунапорные воды в области сыртовых глин в Заволжье.

По условиям своего залегания напорные воды делятся за две различные группы: межпластовые напорные, или артезианские, воды и трещинные напорные воды.

Первые приурочены к водопроницаемым слоям, перекрытым снизу и сверху водонепроницаемыми слоями. Водоносной породой может быть любая проницаемая порода, например пески, трещиноватые известняки, песчаники и т. п., залегающие в виде пласта в серии других напластований (фиг. 24).

Трещинные воды заполняют трещины в земной коре. Трещины эти могут пересекать различные слои и разные породы. Вода заполняет или пустые, незаполненные трещины, или трещины, заполненные проницаемым материалом, например продуктами механического разрушения пород в сбросовых трещинах или продуктами выветривания.

3. Полунапорные (субартезианские) воды. К полунапорным, или субартезианским, водам можно отнести такие подземные воды, которые не обладают постоянным определенным напором, а напор может меняться на коротком расстоянии. Такое непостоянство напора может иметь различные причины. К полунапорным водам можно отнести межпластовые воды в области спорадического питания, где они то переходят в воды со свободной поверхностью, то уходят под толщу водоупорных слоев и приобретают напор. Примером таких вод могут

служить воды верхнекаменноугольных известняков Москвы, где они при более пониженном залегании под юрскими глинами приобретают напор, а в местах более высокого залегания не имеют напора или соединяются с грунтовыми водами ледниковых отложений там, где водоупорный слой юрских глин размыт.

В области развития сыртовых глин Заволжья буровые скважины дают воду из горизонта подстилающих песков с весьма различным напором, который меняется на коротком протяжении от 0,5 до 10 м и более (фиг. 25). Такое явление приходится объяснять условиями питания данного водоносного слоя. В пониженных местах, например в балочных расширениях, где дождевые и весенние талые воды просачиваются вглубь и достигают водоносного слоя, воды приобретают напор, тогда как рядом на возвышении воды того же горизонта имеют ничтожный напор, так как они не имеют вертикальной инфильтрации, а в силу глинистости песков передача напора не распространяется на более значительное расстояние.

**4. Минеральные воды.** По существу нет резкой границы для отделения минеральных вод от остальных подземных вод. Название минеральных эти воды получили от наличия в них того или иного содержания растворенных минеральных соединений. Принято считать, что минеральные воды содержат не менее 1 г растворимых веществ в 1 л воды. Это одно обстоятельство не является однако достаточным признаком для отнесения подземных вод в категории минеральных. Совершенно чистых подземных вод не существует в природе, так как всякая вода, соприкасаясь с горными породами, по которым она циркулирует, обогащается растворимыми в ней соединениями. Но в природе мы часто встречаем подземные воды с большим содержанием растворимых солей, значительно превосходящими 1 г/л. По степени минерализации подземные воды можно разделить на пресные и минерализованные и рассолы. Даже сильно минерализованные воды не могут быть отнесены к категории минеральных, если они не обладают рядом других признаков, определяющих их особые физико-химические свойства: происхождение воды и происхождение растворенных в ней веществ, состав их, наличие растворенных газов, радиоактивность, температура и т. д. Благодаря указанным свойствам и их совокупности минеральные воды могут быть использованы в качестве лечебных.

## § 5. РАСЧЕТ ПОТЕРЬ НА ФИЛЬТРАЦИЮ

Фильтрация из водохранилища может происходить: 1) в грунт ложа (дна) и берега (борта) водохранилища, 2) через тело плотины и 3) под плотиной.

Величина потерь на фильтрацию в грунт ложа и берегов достигает обычно больших размеров, чем потери сквозь тело плотины и под ней, однако встречаются случаи, когда эти потери отсутствуют вовсе. Все зависит от водопроницаемости пород, из которых складывается ложе водохранилища, тектоники и стратиграфии района расположения водоносных горизонтов.

Отсутствие фильтрации в ложе может иметь место в том случае, если ложе сложено из практически водонепроницаемых пород и если уровни грунтовых вод в долине, где предполагается постройка водохранилища, более высоки, чем запроектированная подпорная отметка.

Потери через тело плотины наблюдаются в случае, если последняя состоит из водопроницаемых пород, а также через щели затворов в водопропускных отверстиях. Потери этого рода невелики; они, как и потери на фильтрацию под сооружением, детально рассматриваются в курсе гидротехнических сооружений, поэтому здесь рассмотрены только потери в дно и борта водохранилища.

Для надежного расчета потерь на фильтрацию необходимы подробные инженерно-геологические исследования.

Существующие в настоящее время методы расчета фильтрационных потерь являются грубо приближенными.

Для подсчета необходимо знать;

- 1) площадь фильтрации  $F$  в кв. метрах,
- 2) коэффициенты фильтрации отдельных водопроницаемых пород  $K$  в м/сутки и
- 3) напор воды в данном месте водохранилища  $H$  в метрах.

Значения  $K$  берутся до данным долевых и лабораторных опытов; при резко различных коэффициентах фильтрации подсчитываются отдельно площади фильтрации для каждого  $K$ .

Подпор  $H$  в данном месте водохранилища определяется:

- 1) для неводоносных пород — как разность абсолютных отметок зеркала водохранилища и зеркала реки до подпора;
- 2) для водоносных пород — как разность абсолютных отметок зеркала водохранилища и наивысшего пьезометрического уровня подземных вод на пути будущей фильтрации;
- 3) длина пути фильтрации  $l$  в метрах определяется по карте.

Подпор  $H$  и длина линии фильтрации  $l$  определяют собой уклон

$$I = \frac{H}{l},$$

который и входит в дальнейшие расчеты.

Подсчет воды для каждого фильтрующего участка водохранилища ведется по формулам:

а) для нескальных пород:

$$q = FKI \text{ м}^3/\text{сутки}; \quad (51)$$

б) для скальных трещиноватых пород:

$$q = FKI^{0,5} \text{ м}^3/\text{сутки}; \quad (52)$$

в) для гравия:

$$q = FKI^m \text{ м}^3/\text{сутки}, \quad (53)$$

где показатель степени  $m$  для галечника определяется на основании опытных данных, и обычно  $0,5 < m < 1$ .

Необходимо иметь в виду, что  $F$  вовсе не является площадью зеркала водохранилища (как ошибочно указывается в некоторых руководствах), а есть площадь фильтрации.

За площадь фильтрации  $F$  принимается произведение из средней протяженности фильтрующих пород на среднюю высоту этих пород в пределах подпора, причем фильтрующие площадки в разных местах водохранилища разбиваются на отдельные участки в соответствии с фильтрующими свойствами данного участка, определяемыми коэффициентом фильтрации участка.

Поскольку в природных условиях значения  $K$ ,  $H$  и  $I$  переменны на разных участках, общая потеря воды на фильтрацию в борта водохранилища определится как сумма отдельных расходов

$$Q = q_1 + q_2 + \dots + q_n, \quad (54)$$

при этом  $K_1, K_2, \dots, K_n$  получаются из опытов, а значения  $F_1, F_2, \dots, F_n$  и  $I_1, I_2, \dots, I_n$  получаются графически.

При схематическом проектировании водохранилища необходимые гидрогеологические данные обычно отсутствуют, и размеры потерь на фильтрацию приходится определять еще более ориентировочно, руководствуясь лишь приблизительной оценкой ложе водохранилища. В этом случае фильтрационные потери принимаются в виде определенного слоя воды, теряемого в течение года с площади зеркала; этот слой, как указывает М. В. Потапов, можно принять равным:

а) при хороших гидрогеологических условиях (водонепроницаемые грунты в ложе водохранилища, близкие грунтовые воды в бортах долины) — 0,5 м в год;

б) при средних условиях — 0,5—1,0 м в год;

в) при тяжелых условиях (проницаемые неводоносные породы)—1,0—2,0 м в год и более.

Иногда применяется и второй прием учета фильтрационных потерь — в виде определенной доли наличного объема водохранилища, теряемой за месяц или год; ориентировочно эти размеры принимаются:

- |    |                      |             |                   |          |
|----|----------------------|-------------|-------------------|----------|
| а) | при хороших условиях | от 5 до 10% | в год, или 0,5—1% | в месяц  |
| б) | » средних            | » 10        | » 20%             | » 1—1,5% |
| в) | » тяжелых            | » 20        | » 40%             | » 1,5—3% |

Потери на фильтрацию в первые годы действия водохранилища бывают особенно велики и могут значительно превышать расчетные размеры. Уменьшение потерь с течением времени объясняется:

а) постепенным напитыванием водой грунтов прилегающей местности до установления нового постоянного режима грунтовых вод;

б) при водопроницаемых грунтах ложа — постепенным уменьшением коэффициента фильтрации вследствие заполнения промежутков между частицами грунта глинистыми и илистыми частицами, осаждающимися из воды водохранилища (кольматаж ложа).

Уменьшение потерь на фильтрацию иногда происходит в течение целого ряда лет: так, фильтрационные потери из водохранилища Deer Flat (Айдаго) с 1909 по 1917 г. постепенно уменьшались с 11,8 до 1,5 м в год.

## § 6. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИИ ИЗ ВОДОХРАНИЛИЩА МЕТОДОМ ВОДНОГО БАЛАНСА

Уравнение водного баланса водохранилища в общем виде может быть написано таким образом:

$$(Y + X) - (Z + P + f) = \pm \Delta, \quad (55)$$

где  $Y$  — объем воды, притекающий в водохранилище за определенный промежуток времени;

$X$  — объем атмосферных осадков на зеркало водохранилища за тот же промежуток;

$Z$  — объем испарения с водной поверхности;

$P$  — объем воды, сбрасываемый через плотину, плюс потребление воды;

$f$  — фильтрация в ложе и бока водохранилища, а также сквозь тело плотины и под плотиной;

$\Delta$  — изменение объема водохранилища, определяемое по измеренному уровню и кривой объема. Знаки плюс и минус обозначают, что в некоторые периоды вследствие несоответствия приходной части баланса ( $F+X$ ) и ее расходной части ( $X+F+f$ ) объем может то увеличиваться, то уменьшаться.

Из этого уравнения определяется искомая величина  $f$ :

$$f = (Y + X) - (Z + P) \pm \Delta, \quad (56)$$

если известны  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $P$  и  $\Delta$ .

Периоды, в течение которых какие-либо элементы баланса могут превращаться в нуль, являются наиболее удобными для расчета величины  $Z$ . Такими периодами являются прежде всего зимние месяцы, когда испарение с поверхности льда и снега ничтожно, а в некоторых случаях могут отсутствовать приток, отток или потребление из водохранилища.

В этом случае необходимо только учитывать, что и зимние осадки, выпадающие на ледяную поверхность водохранилища, отражаются на уровне его: давая дополнительную нагрузку на лед, они повышают уровень воды, при этом объем, связанный с изменением уровня водохранилища, целиком зависит от веса выпавших осадков (если только водохранилище не очень мало и ледяной покров способен деформироваться).

В свободный от льда период наибольшие затруднения представляют наблюдения за величиной испарения с поверхности воды, так как наблюдения эти надежны только в том случае, если они производятся в бассейне диаметром 4 — 5 м.

Для увеличения точности определения величины  $f$  необходимо располагать возможно большим числом периодов, по которым производится подсчет баланса. Ежедневное измерение баланса не дает надлежащей точности в связи с тем, что величина суточного слоя фильтрации очень невелика. Лучше пользоваться декадными периодами. Определение уровня воды в водохранилище необходимо производить приборами, обеспечивающими большую точность, чем при обычных способах, применяемых на вод-постах (рейка Соколова, прибор Кирилина и при-

бор Аполлова). Необходимо также считаться с нагонными явлениями ветра. Наиболее надежны штилевые горизонты.

## § 7. ИЗУЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА, СВЯЗАННЫХ С РЕЖИМОМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Водный режим поверхностных вод неотделим от режима подземных вод. В водном балансе наиболее сложно учитываются элементы, связанные с режимом подземных вод. Сюда можно отнести: подземный приток и отток, изменение запасов влаги в почвенном слое, инфильтрация, испарение с поверхности зеркала грунтовых вод и испарение из различных слоев грунта, конденсация водяных паров воздуха и конденсация паров, появляющихся в результате испарения с зеркала грунтовых вод, и прочие перемещения влаги внутри грунта вследствие изменения климатических условий подземной атмосферы и других условий.

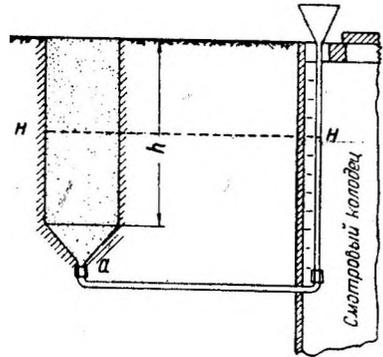
Одним из главнейших элементов общего баланса подземных вод является инфильтрация в грунт атмосферных осадков. Общая водоносность свободных вод какого-либо района могла бы быть просто охарактеризована в зависимости от общего количества выпадающих в районе осадков, если бы можно было учесть, какая часть выпадающих осадков просачивается в среднем под дневную поверхность земли.

По этому поводу имеются некоторые данные, освещающие вопрос с количественной стороны пока только приблизительно и притом лишь для некоторых частных случаев.

Оценку той части выпадающих осадков, которая просачивается в грунт, производят обычно в процентах от количества выпавших осадков; такая характеристика инфильтрации носит название коэффициента инфильтрации. Этот коэффициент практически может быть определен приблизительно при помощи наблюдений в так называемых лизиметрах. Последние представляют собой ящики, устанавливаемые обычно в уровень с поверхностью земли, внутри которых помещают цельновынутый из земли кусок грунта с растительным покровом или без него. Учет инфильтрации внутрь грунта части выпадающих осадков осуществляется измерениями выпадающих осадков и измерением воды, задержанной в грунте лизиметра (путем взвешивания), и воды, просочившейся через слой грунта (путем например собирания ее в мерный сосуд). Данные лизиметрических измерений не могут точно отражать явления в природе уже хотя бы потому, что кусок грунта в лизиметрах изолирован от основной толщи земли.

Инфильтрацию не следует смешивать с фильтрацией. Последняя для одного и того же грунта будет значительно меньше, чем инфильтрация, так как значительное время требуется на то, чтобы воздух, находящийся в порах, мог бы быть вытеснен из них. Особенно медленно этот процесс протекает при низких температурах.

Для измерения величины испарения с поверхности зеркала грунтовых вод А. П. Нифантовым предложена следующая конструкция (фиг. 26). Монолит с нарушенной структурой помещается в металлический цилиндр. Последний является сообщающимся сосудом с трубкой, находящейся в смотровом колодце (устроенном рядом с зарытым монолитом). Вертикальная стеклянная трубка имеет деления. В эту трубку производится наливка воды через воронку с таким расчетом, чтобы уровень грунтовых вод в испарителе поддерживался бы один и тот же (например  $H-H$ ). По количеству доливаемой воды можно очень точно судить о величине испаряемости. Уровень можно держать на любом горизонте, обусловленном высотой прибора  $h$ . Можно учесть также влияние на величину испаряемости непосредственного действия нагревания поверхности почвы, для каковой цели устраивается над прибором съемное покрытие на четырех столбиках. Уста-



Фиг. 26. Лизиметр А. П. Нифантова.

новка монолита производится при отсутствии конуса, который припаивается только потом. Пространство внизу (в конусе), оставшееся незаполненным грунтом, засыпается через трубку, после чего в трубке устанавливается медный фильтр а. Разумеется, прибор дает величину испарения, несколько отличную от истинного вследствие нарушения режима потока водяных паров в среде изолированного монолита.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 3

### А. На русском языке

По общему списку — 3, 4, 5.

1. П. И. Броунов, Курс, физической географии, 1917.
2. Инструкции по водноэнергетическим изысканиям, Инженерная геология, Гидроэнергoproект, 1934.
3. Г. Н. Каменский, Основы динамики подземных вод, 1933.
4. Ж. Кейльгак, Подземные воды, ОНТИ, 1935.
5. А. Ф. Лебедев, Почвенные и грунтовые воды, Сельхозгиз, 1930.
6. И. В. Мушкетов, Физическая геология, ГИЗ, 1926.
7. П. В. Поляков, Основы мелиоративного грунтоведения, Сельхозгиз, 1933.
8. Е. Принц, Гидрогеология, Сельхозгиз, 1932.
9. Ф. П. Саваренский, Гидрогеология, изд. 2-е, ОНТИ, 1936.
10. К. Терцаги, Основания механики грунта, Транспечать, 1926.

### Б. Иностранная

1. G. E. Tolman. Ground Water. N. Y. 1937.

## Глава 4

### Р Е К И

#### § 1. ВОДОСБОР, БАССЕЙН И ВОДРАЗДЕЛ

**1. Определение. Значение рек.** Реки, речки, ручьи представляют собой поверхностные текучие воды, принимающие участие в общем круговороте воды; движущиеся под действием силы тяжести речные воды вливаются в океаны и моря; однако, как было указано в первой главе, имеются и так называемые бессточные области, где речные воды вливаются во внутренние озера или теряются в песках. Реки представляют собой резко выраженные водные объекты, и учение о реках — потамология — является одним из основных разделов гидрологий.

Работа, совершаемая текучими водами, огромна, если учесть, что объем годового стока равен около 37 000 км<sup>3</sup>, а средние высоты материков над уровнем моря колеблются в пределах 300—940 м (по Пенку). Реки имеют исключительно большое народнохозяйственное значение, являясь основными источниками водной энергии, чрезвычайно денными путями сообщения и богатыми источниками для орошения земель и для водоснабжения.

**2. Измерение площади водосбора.** Графики. Величина площади водосбора (бассейна) реки  $F$  является весьма существенным фактором, от которого зависит речной сток, и она входит в основные гидрологические расчеты и формулы. Поэтому надо уметь правильно измерять величину  $F$ .

Для этого пользуются картами соответствующих масштабов, на которые наносят водораздельные линии-границы водосборов, имея в виду, что водораздельная линия представляет собой пересечение склонов смежных водосборов. Для измерения площади  $F$  применяются следующие способы:

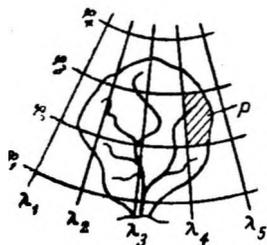
- 1) планиметрирование;
- 2) разбивка на элементарные фигуры и вычисление их площадей;
- 3) измерение площади посредством палетки, т. е. прозрачной пластинки (вальки) с нанесенными на ней квадратами;
- 4) вычисление площадей по геодезическим таблицам.

При выборе того или иного способа следует иметь в виду, что с уменьшением масштаба карты уменьшается и точность определения  $F$ ; кроме того надо принять во внимание, что при непосредственном измерении площади по карте (способы 1, 2, 3) не учитывается искажение, свойственное данной картографической проекции, а также не учитывается искажение вследствие усадки бумаги.

Поэтому при измерении значительных площадей лучше производить под-

счеты площадей водосбора по геодезическим таблицам, в которых указаны площади отдельных трапеций картографической сетки<sup>1</sup>. Для этого водосбор разбивается дополнительно проводимыми меридианами и параллелями на трапеции, чтобы размеры их соответствовали тем размерам, которые указаны в таблицах (фиг. 27), затем подсчитывают по горизонтальным рядам число целых трапеций.

Площади кусков трапеций (фиг. 27) подсчитываются следующим образом: планиметрируют площадь трапеции и соответствующего куска. Искомую площадь куска  $p$  можно вычислить по формуле:



Фиг. 27. Разбивка бассейна (водосбора) реки на трапеции.

$$p = p_n \frac{\omega}{\omega_n}, \quad (57)$$

где  $p_n$  — площадь куска, определенная планиметрированием;

$\omega_n$  — площадь трапеции, определенная планиметрированием;

$\omega$  — площадь трапеции по таблицам.

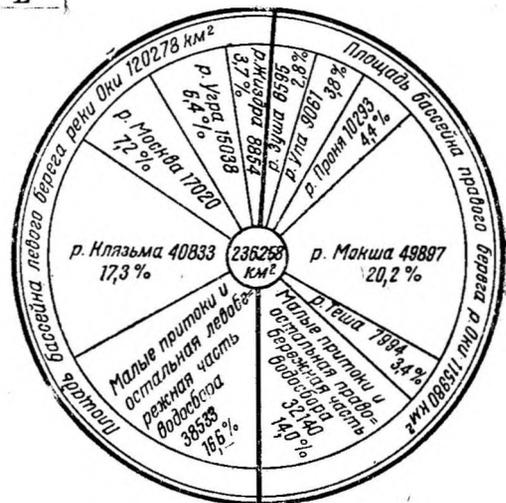
Так как точность определения зависит и от масштаба и точности карты, от точности нанесения водораздельной линии, а также и от точности метода, примененного для измерения  $F$ , то нередко площади водосборов (бассейнов), указываемые в разных источниках, значительно отличаются друг от друга. К изложенному надо добавить, что в некоторых случаях, если местность имеет слабо выраженный рельеф, проведение водораздельной линии сопряжено со значительными трудностями и является в значительной мере субъективным.

Если площадь водосбора  $F$  разделить на длину водосбора  $L$ , то получим среднюю ширину водосбора  $B$ :

$$B = \frac{F}{L}. \quad (58)$$

Площадь данного водосбора  $F$  можно разбить на ряд площадей  $f_1, f_2, \dots, f_n$  ограниченных соответствующими водораздельными линиями; если площадь водосбора  $F$  изобразить в виде круга, то площади частных водосборов  $f_1, f_2, \dots, f_n$  могут быть изображены в виде секторов, и получится так называемый круговой график водосбора (бассейна) (фиг. 28). Суммируя площади левобережных и правобережных частных водосборов и обозначая их соответственно через  $F$  и  $F_n$ , можем получить так называемый коэффициент асимметрии водосбора (бассейна):

$$a = \frac{F_a - F_n}{\frac{F_a + F_n}{2}}. \quad (59)$$



Фиг. 28. Круговой график бассейна (водосбора) р. Оки.

Представляет большой интерес интенсивность нарастания площади водосбора по длине реки с указанием отдельно водосборов левого и правого берегов. На фиг. 29 и 30 построены такие графики. Более удобным следует признать график согласно фиг. 30.

3. Водораздельная линия, водораздел. Выше было указано, что водораздельная линия наносится на карте. Нередко при съемках бассейнов водораздельная линия намечается на местности; при съемках районов со слабо выраженным

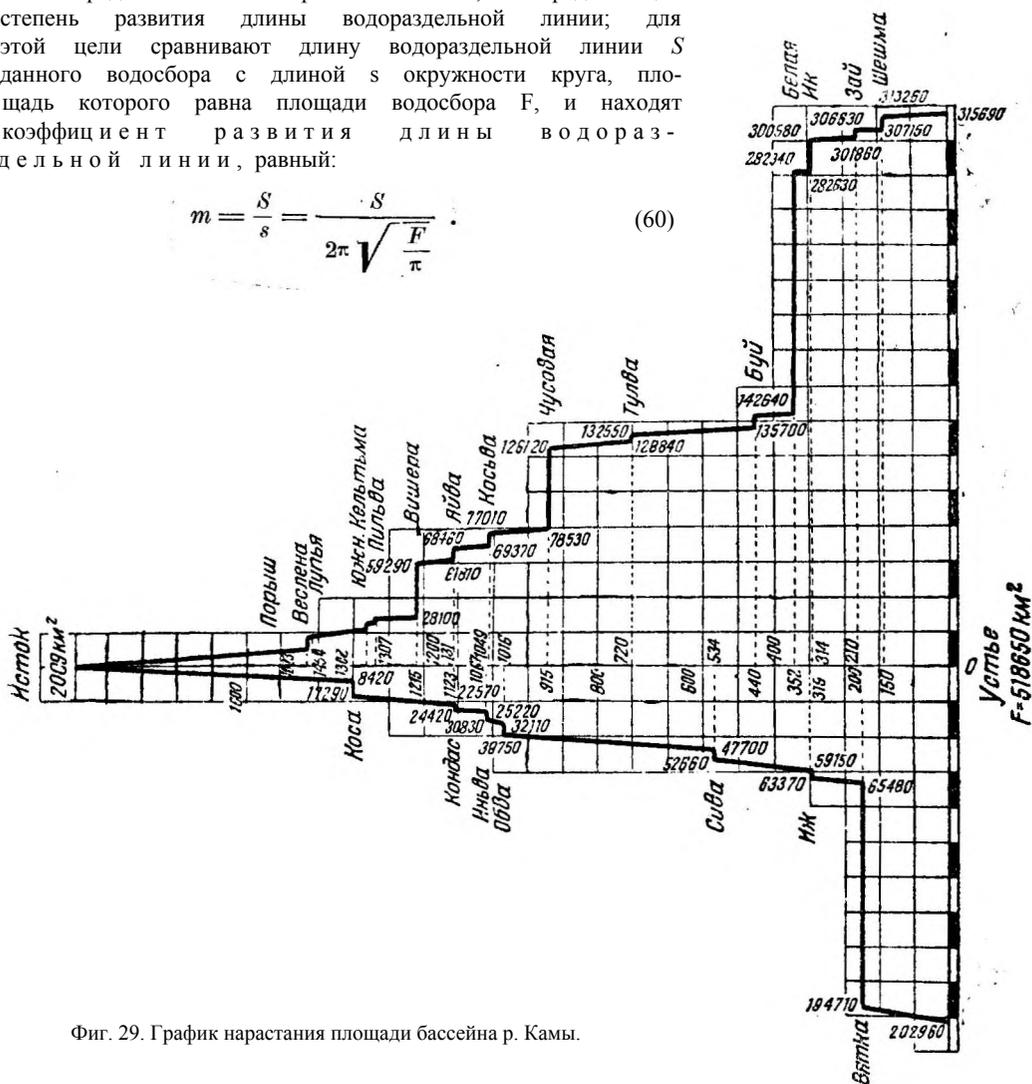
<sup>1</sup> Н. В. Галанин, Таблицы размеров рамок и площадей планшетов топографических съемок, Л. 1982.

рельефом, например заболоченных, установление водораздельной линии на местности является существенно необходимым; при этом приходится пользоваться наблюдениями направления стока вод во время весеннего таяния снега.

Следует еще учесть, что вследствие непрерывно происходящей эрозии положение водораздельной линии на местности может изменяться.

Представляет интерес величина, определяющая степень развития длины водораздельной линии; для этой цели сравнивают длину водораздельной линии  $S$  данного водосбора с длиной  $s$  окружности круга, площадь которого равна площади водосбора  $F$ , и находят коэффициент развития длины водораздельной линии, равный:

$$m = \frac{S}{s} = \frac{S}{2\pi \sqrt{\frac{F}{\pi}}} \quad (60)$$



Фиг. 29. График нарастания площади бассейна р. Камы.

## § 2. РЕЧНАЯ СЕТЬ

Сравнивая отдельные бассейны рек между собой, нетрудно установить, что степень изрезанности их текучими водами далеко не одинакова, иначе говоря, густота речной сети в разных бассейнах неодинакова, если густотой речной сети назвать протяжение рек в километрах, приходящихся на единицу площади ( $1 \text{ км}^2$ ) водосбора, т. е.:

$$D = \frac{\sum L}{F}, \quad (61)$$

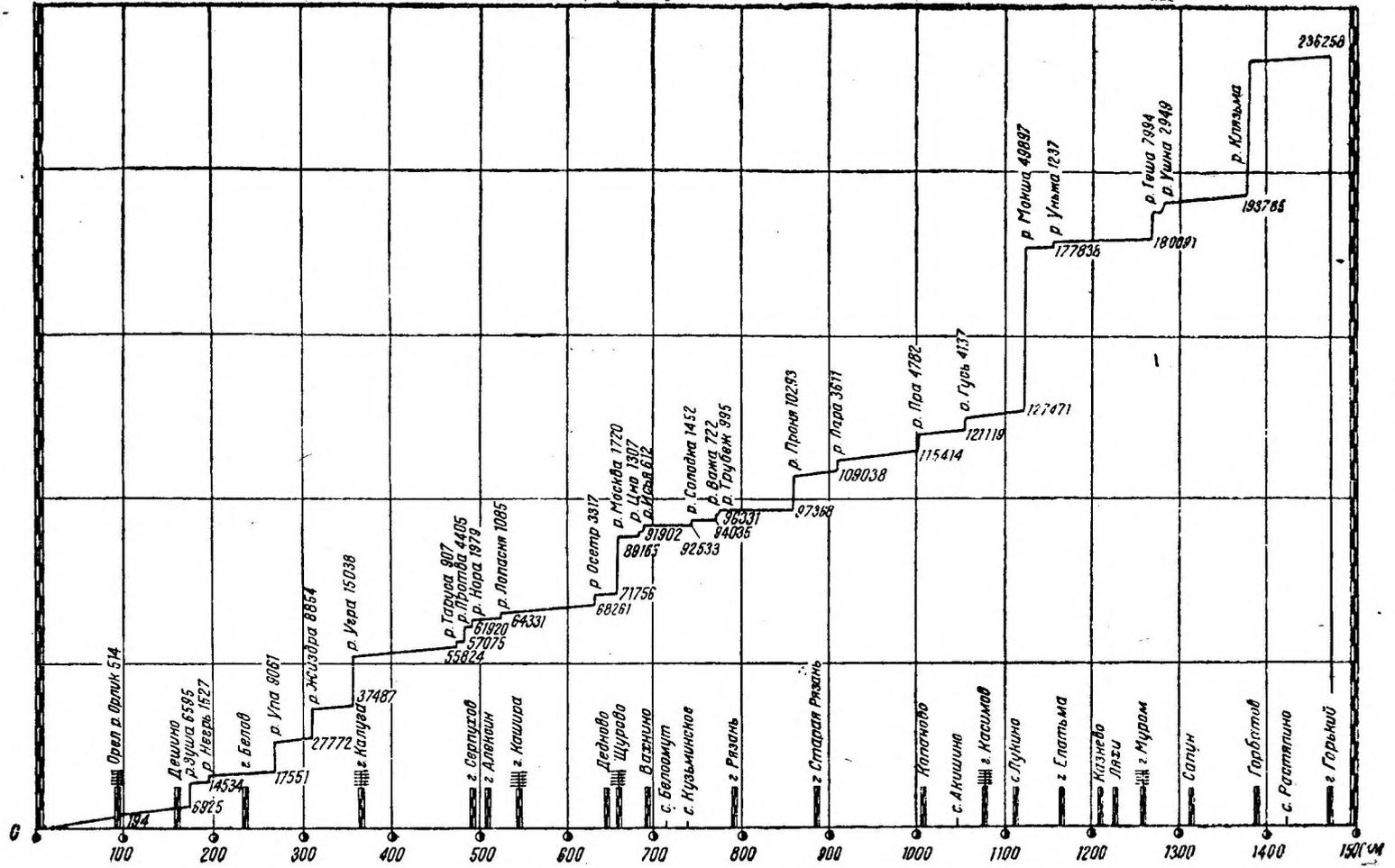
где  $D$  — густота речной сети в  $\text{км}/\text{км}^2$ ;

$\sum L$  — длина рек в км;

$F$  — площадь водосбора в  $\text{км}^2$ .

Наиболее распространенным способом определения густоты речной сети является способ, предложенный Шефером; для этого бассейн реки разбивают

км<sup>2</sup>



Фиг. 30. График нарастания площади бассейна р. Оки.

на квадраты (трапеции), измеряют длину рек, находящихся на данном квадрате  $\Sigma l$ ,

и определяют густоту речной сети на данном квадрате

$$d = \frac{\Sigma l}{f}$$

Выписав величины  $d$  в центре каждого квадрата, проводят линии равной густоты речной сети, так называемые изоденсы, которые дают довольно наглядную картину распределения густоты речной сети в данном бассейне.

Необходимо впрочем отметить, что описанный метод является условным, так как получаемые величины зависят от масштаба карты; кроме того и распределение квадратов может иметь случайный характер: в частности может получиться, что густота сети в некоторых районах равна нулю.

На густоту речной сети влияют следующие факторы:

1) характер горных пород, слагающих водосбор, и геологические условия их залегания: чем водопроницаемость пород больше, тем густота речной сети меньше;

2) характер рельефа и высота над уровнем моря; в горных районах густота сети обычно больше, чем в равнинных;

3) климатические условия, в особенности количество атмосферных осадков;

4) характер почв и растительности и состояние поверхности почвы.

Таблица 12

По наблюдениям в бассейне р. Кция-Храм установлены следующие зависимости между густотой речной сети и разными факторами (табл. 12).

Высота над уровнем моря в м	Осадки годовые в мм	Густота речной сети в км/км <sup>2</sup>
300—500	387—497	0,0—0,17
500—1 000	500—600	0,17—0,72
1 000—2 000	500—800	0,32—1,04
2 000—3 000	800	0,36—1,18

### § 3. РЕКА И ЕЕ СИСТЕМА

#### 1. Главные реки и

#### притоки. Исток. Устье.

В системе рек, собирающих сток с данного бассейна, различают главную реку, вливающую воды в море (или в бессточное озеро), и ее притоки; реки, непосредственно впадающие в главную реку, называются притоками первого порядка; далее следуют притоки второго порядка и т. д.

Начало реки называется истоком; если река сливается из двух и более рек, то последние также называются истоками; так например, из слияния рек Бии и Катунь образуется Обь, из слияния Сухоны и Юга образуется Северная Двина. Конец реки, где речные воды вливаются в море, озеро или другую реку, называется устьем. Некоторые реки не имеют устья. Сюда относятся реки, текущие в песках, а также карстовые реки, обращаемые в подземные.

Необходимо отметить, что положение начала (истока) реки очень часто бывает неопределенным, особенно если главная река сливается из двух и более рек; в последнем случае приходится условно принимать один из истоков за начало главной реки. Устье реки — более определено, хотя могут быть случаи, когда река вливается в море несколькими рукавами, образуя так называемую дельту (§ 15). Поэтому при указании истока реки и устья каждый раз требуется приводить географические или другие координаты с ссылкой на соответствующую карту.

Следует еще иметь в виду, что понятие „главная река“ иногда является спорным. Бывают случаи, когда по ряду причин было бы более правильным назвать приток главной рекой; например если бы руководствоваться величиной стока, было бы более правильным считать главной рекой не Енисей, а Ангару; нельзя забывать, что названия рек устанавливались на протяжении веков разными народами, заселявшими бассейн той или иной реки (отсюда одна и та же река

#### Характер местности

Полупустыня.....	—	0,0—0,6
Пашня.....	—	0,3—0,8
Лиственный лес.....	—	0,6—0,9
Высокие луга.....	—	0,6—1,3

имела ряд названий). При отнесении той или иной реки к числу главных или притоков следует учитывать ее длину, площадь бассейна, многоводность (объем стока), геологический возраст речной долины, направление ее течения.

**2. Длина реки.** Длиной реки называется измеренное по карте расстояние в километрах между истоком и устьем; счет километров следует вести от устья реки как от более определенной точки, чем исток. При составлении гидрографических описаний реки это требование является обязательным; на практике за начальный пункт счета километров иногда принимают либо населенный пункт, либо устье одного из притоков, либо государственную границу; в этих случаях желательно одновременно с указанием километража от устья реки приводить (в скобках) километраж от того или иного начального пункта.

Измерение длины реки производится циркулем, причем величина раствора ножек находится в зависимости от масштаба карты; если на карте река изображается двумя линиями, то измерение производится по средней линии; на картах в масштабах 1:25 000 и крупнее измерение длины реки производится по линии наибольших глубин.

Очевидно, что чем крупнее масштаб карты, тем с большей точностью можно измерить длину реки, и наоборот. Так как не имеется возможности произвести измерение длины реки в натуре, то и понятие о длине реки является недостаточно определенным. Поэтому следует указывать координаты начальной и конечных точек и способ измерения. К сожалению это требование не всегда соблюдается, и в настоящее время можно встретить в разных источниках данные о длине одной и той же реки, резко различные: например длина Амура показывается: 2 840, 4 000, 4480 км, Днепра — 1 950, 2 150, 1 712, 1 800 км, Миссисипи — 4 620, 5 000 км, Эльбы — 1 100, 986 км и т. п.

Если приходится измерять длину реки на карте мелкого масштаба, то большое влияние на точность измерения оказывает извилистость реки.

Заслуживает внимания способ учета извилистости реки, предложенный акад. Ю. М. Шокальским. Сущность способа заключается в следующем: разделяют участки реки по характеру извилистости на несколько классов (например на 6) и для каждого класса производят измерение выбранного пробного участка разными растворами циркуля. Ясно, что чем раствор циркуля больше, тем длина реки получится большей. Отложив по оси абсцисс величины раствора циркуля (фиг. 31), а по оси ординат соответствующие длины реки, соединяют концы ординат плавной кривой; если полученную кривую продолжить до пересечения с осью ординат, можно считать, что ордината по оси  $Y$  будет примерно равна истинной длине реки (как бы измеренной циркулем при растворении ножек циркуля, равным нулю). Отсюда нетрудно получить величину поправочного коэффициента для нахождения истинной длины реки при измерении ее тем или иным раствором ножек циркуля.

На практике растворение ножек циркуля принимается 1,25 мм для карт в масштабе 1:50 000, 1:100 000.

**3. Извилистость и разветвленность реки.** Для определения извилистости реки на данном участке (фиг. 32) вычисляют отношение между длиной реки  $L$ , измеренной одним из описанных выше способов по линии ABC, и длиной  $l$  прямой AC; отношение

$$k_{из} = \frac{L}{l} \quad (62)$$

называется коэффициентом извилистости реки на данном участке. Величина коэффициента извилистости имеет существенное значение при использовании реки в судоходных целях; обычно малые реки имеют больший коэффициент извилистости, чем мощные реки.

Нередко река имеет ряд протоков, т. е. рукавов, образующих острова (фиг. 33); если просуммировать длину всех без исключения протоков ( $l_1, l_2, \dots, l_n$ ), в том числе и главного русла, по которому производится измерение длины реки

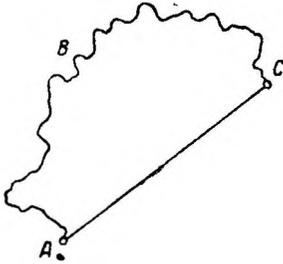


Фиг. 31.

между точками  $A$  и  $B$  на участке реки длиной  $L$ , и разделить на  $L$ , то получим так называемый коэффициент разветвленности  $k_p$ , равный:

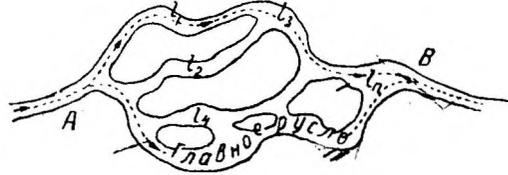
$$k_p = \frac{l_1 + l_2 + \dots + l_n + L}{L} \quad (63)$$

Величина  $k_p$  принимается в расчет например в случаях подсчета объема промерных работ при исследованиях реки.



Фиг. 32. Определение извилистости реки.

4. **Озерность реки.** Для характеристики реки вычисляют еще так называемый коэффициент озерности  $k_o$ , равный отношению пло-



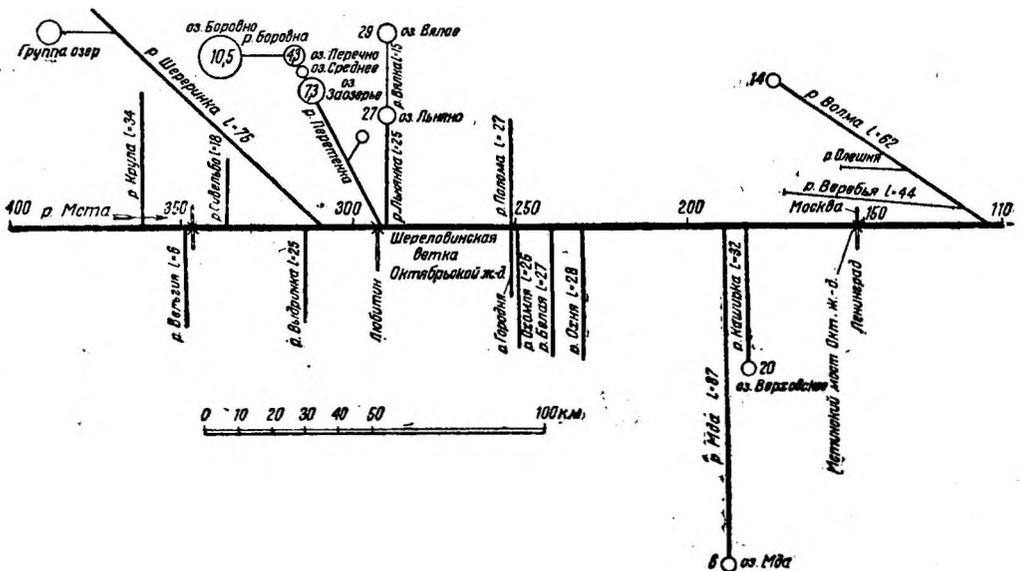
Фиг. 33. Определение разветвленности реки.

щади озер  $\Sigma\Omega$ , расположенных в бассейне данной реки, к площади водосбора  $F$ :

$$k_o = \frac{\Sigma\Omega}{F} \quad (64)$$

Если на протяжении данной реки расположен ряд озер, являющихся, как бы уширениями реки, можно вычислить так называемый коэффициент линейной озерности, равный:

$$k_{л.о.} = \frac{\Sigma l}{L} \quad (65)$$



Фиг. 34. Гидрографическая схема участка р. Меты.

где  $\Sigma l$  — длина участков озер, входящих в данную реку;

$L$  — общая длина реки, включая и озера.

Коэффициент  $k_o$  может охарактеризовать влияние озер на сток с точки зрения зарегулированности стока; коэффициент  $k_{л.о.}$  представляет интерес с точки зрения воднотранспортной, так как условия плавания (особенно лесосплава) по рекам и озерам различны.

5. Гидрографическая схема реки. Измерив длины рек, входящих в данную речную систему, нетрудно построить так навиваемую гидрографическую схему реки (фиг. 34), дающую наглядное представление о расположении притоков.

Гидрографическая схема (фиг. 34), круговой график (фиг. 28) и график нарастания площадей бассейна (фиг. 30) являются одними из основных документов, входящих в состав гидрологической записки.

Таблица 13

**Наиболее значительные реки земного шара**

№ по площади бассейна	Наименование рек	Площадь бассейна (водосбора) в км <sup>2</sup>	Длина реки в км	№ по длине реки
1	Амазонка (Ю. Америка).....	7 000 000	5 570	3
2	Конго (Африка) .....	3 690 000	4200	8
3	Миссисипи (С. Америка).....	3 248 000	6 730	1
4	Ла Плата (Ю. Америка).....	3 150 000	3 700	13
5	Обь (Азия).....	2 948000	5 300	4
6	Нил (Африка).....	2 800 000	6 500	2
7	Енисей (Азия) .....	2 707 000	5 200	6
8	Лена (Азия) .....	2 332000	4100	10
9	Нигер (С. Африка) .....	2160000	4180	9
10	Амур (Азия) .....	2055С00	4 480	7
11	Янцзы (Азия).....	1900 000	5 300	5
12	Ганг (Азия).....	1800 000	3 000	15
13	Мекензи (С. Америка) .....	1660 000	4000	11
14	Волга (Европа) .....	1459000	3690	14
15	Замбези (Африка).....	1330 000	2 660	16
16	Река Св. Лаврентия .....	1250000	3 820	12

6. Главнейшие реки земного шара. В табл. 13 приводятся сведения о 16 наиболее значительных реках земного шара. Из рассмотрения этой таблицы видно, что СССР владеет наиболее мощными реками Европы и Азии (в Европе — Волгой и в Азии — Обью, Енисеем, Леной и Амуром).

**§ 4. ДОЛИНА И РУСЛО РЕКИ**

Не останавливаясь на детальном изложении вопросов, относящихся к долинам, так как это входит в задачи геологии и геоморфологии, следует лишь отметить, что изучение реки немислимо бее неумения ее Долины; поэтому исследования реки должны сопровождаться изучением речной долины, в особенности если имеется в виду постройка тех или иных сооружений, воздействующих на реку: плотин, запруд, водоприемников и т. п.

Как известно, основными процессами, участвующими в формировании долины, являются тектонические и эрозионные; кроме того оказывают влияние процессы оловые, карстовые (физико-химическая эрозия).

Долины тектонического образования имеют преобладающее распространение в горных районах, долины же эрозийные — преимущественно в равнинных.

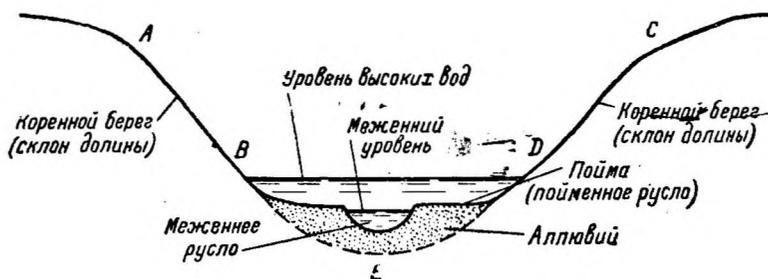
Независимо от основных факторов, вызвавших образование долины, в дальнейшем формировании долины принимают участие:

1) эрозия — размыв дна и берегов реки, 2) абляция — срыв продуктов выветривания со склонов долины и 3) аккумуляция — отложение аллювия и отчасти делювия.

Если сделать поперечный разрез долины, то он представится в следующем виде (фиг. 35): долина ограничивается с боков склонами *AB* и *CD*, которые обычно называются коренными берегами реки, нижняя часть долины *E* назы-

ваются дном долины; обычно дно долины заполняется аллювием, в котором река прорабатывает себе русло. Нижняя часть русла, заполняемая водой, называется меженным руслом, верхняя же часть русла, заливаемая водой периодически (например, весной), носит название пойменного русла, или поймы; иногда пойма называется пойменной террасой; обычно река имеет несколько террас (нумерация террас начинается снизу); перегиб пойменной террасы к руслу называется берегом (в отличие от коренного берега). Линия, соединяющая наиболее пониженные точки долины, называется тальвегом.

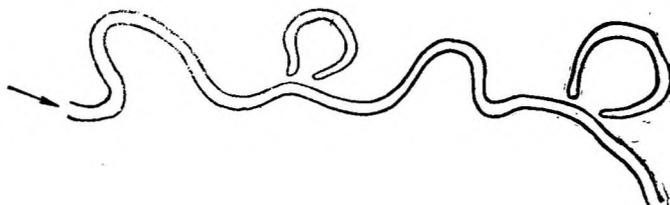
Если рассматривать долины с инженерно-геологической точки зрения, то особый интерес представляют глубина залегания коренных горных пород,



Фиг. 35. Поперечный разрез речной долины.

мощность слоя аллювия, положение подземных вод. Заслуживает внимания изображенная на фиг. 36 классификация долин, предложенная Н. Н. Биндеманом<sup>1</sup>.

Необходимо подчеркнуть, что процессы образования и формирования долин представляют значительную сложность; встречаются например случаи вторжения одной долины в другую, в результате чего образуются так называемые эпиге-



Фиг. 37. Излучины (меандры) и староречья.

нетические долины; наблюдаются случаи, когда река прорезает кряж, возникающий поперек реки в процессе тектонического поднятия; в этом случае образуется долина антецедентная. Примером может служить р. Колорадо, образующая глубокую щелеобразную долину — каньон (Большой каньон) глубиной 1—1,5 км; к долинам такого типа относится участок Днепра выше Запорожской плотины.

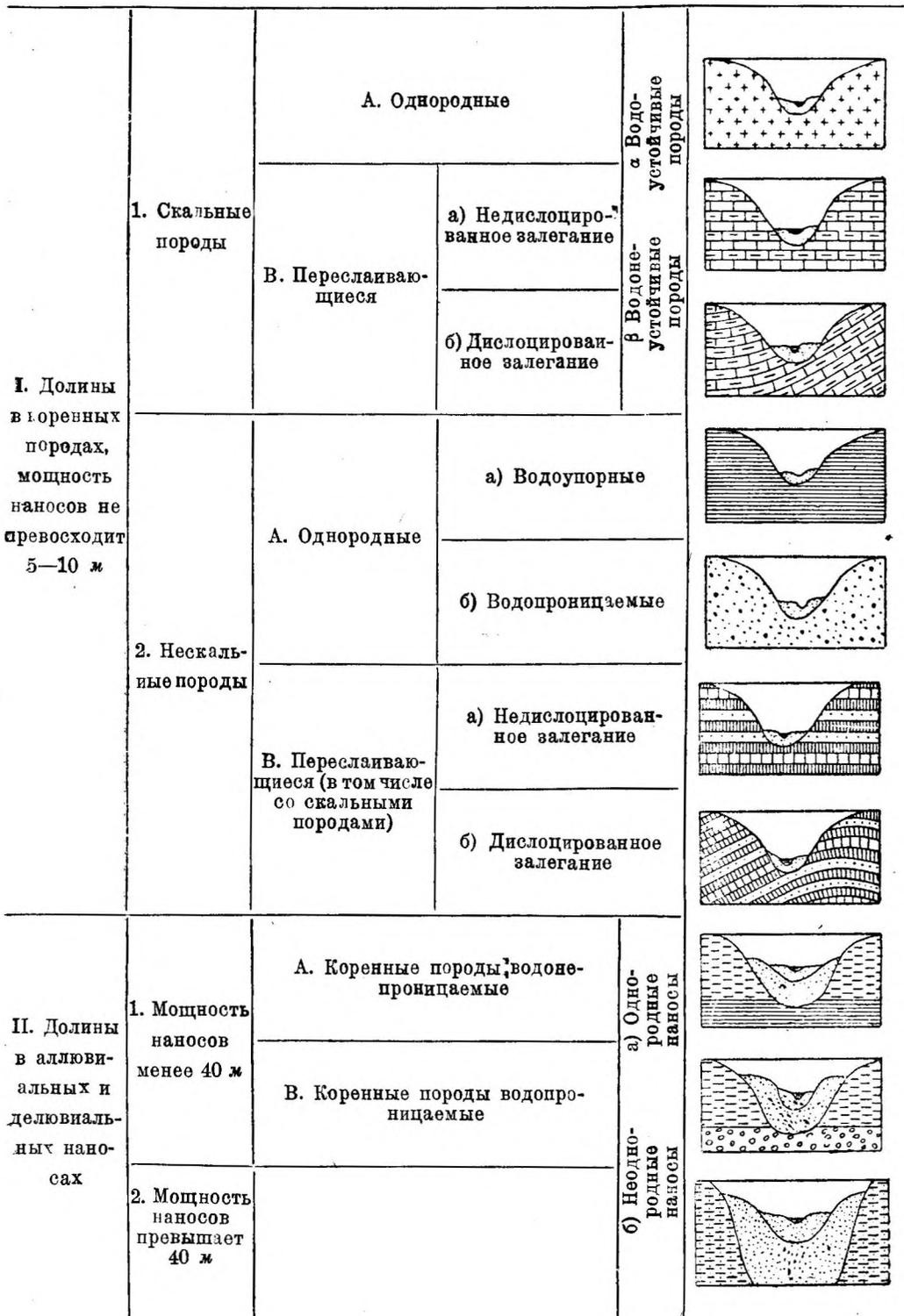
Речное русло в плане имеет извилистую форму, образуя так называемые излучины, или меандры (фиг. 37). Образование излучин объясняется наличием в водном потоке циркуляционных, винтообразных течений<sup>2</sup> и неустойчивостью речного русла.

С течением времени образовавшиеся излучины спрямляются, и в речной пойме остаются староречья (фиг. 37). Нередки случаи, когда в результате процессов размыва русла река образует новые рукава и перемещается по пойме, пока не достигнет устойчивого коренного берега.

Тенденции перемещения реки в пойме подлежат подробному изучению, так как уход реки от населенного пункта может принести значительный ущерб (пример — Волга у Саратова). Для борьбы с такими явлениями применяются регуляционные работы.

<sup>1</sup> Более подробно см. Ф. П. Саваренский, Инженерная геология, М. 1937.

<sup>2</sup> Более подробно см. § 7, 5 и гл. VI.



Фиг. 36. Инженерно-геологические типы поперечников долин (по Н. И. Биндеману).

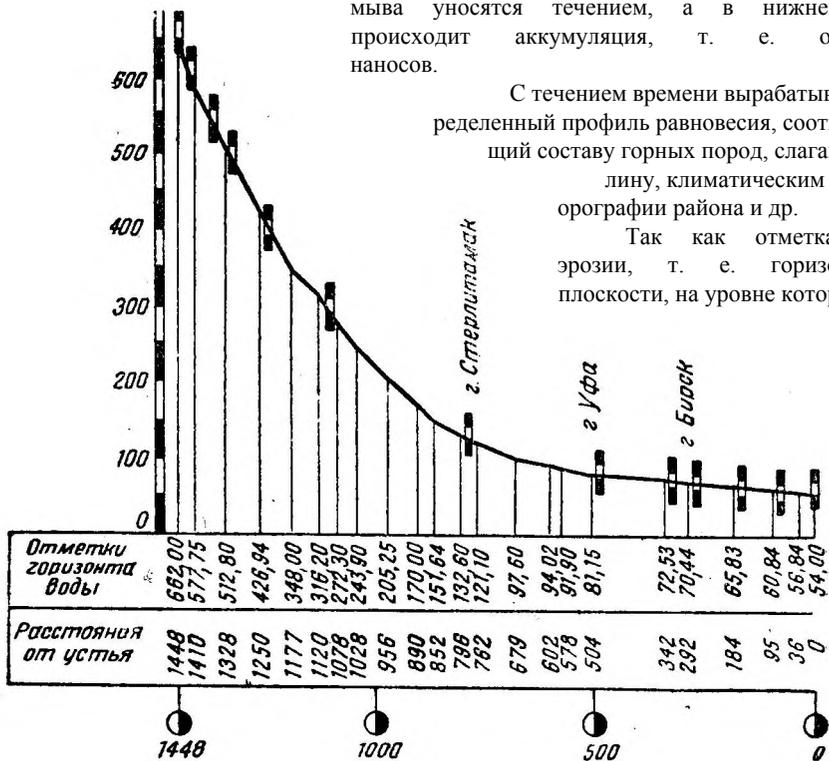
## § 5. Продольный профиль реки, продольный уклон

1. Продольный профиль. Продольный профиль реки характеризуется продольным профилем речной долины и продольным профилем водной поверхности реки.

При рассмотрении продольного профиля дна речной долины можно установить (фиг. 38), что обычно верхняя часть долины имеет более значительный уклон, чем средняя и нижняя. В этом случае процесс эрозии в верхней части долины происходит наиболее интенсивно; в средней части реки продукты размыва уносятся течением, а в нижней части происходит аккумуляция, т. е. отложение наносов.

С течением времени вырабатывается определенный профиль равновесия, соответствующий составу горных пород, слагающих долину, климатическим условиям, орографии района и др.

Так как отметка базиса эрозии, т. е. горизонтальной плоскости, на уровне которой



Фиг. 38. Продольный профиль реки.

происходит аккумуляция продуктов размыва в конце долины, может изменяться, например под влиянием тектонических причин или движения ледников (поднятие, опускание базиса эрозии), то и установившийся профиль равновесия долины изменяется. При опускании базиса эрозии процесс размыва усиливается, происходит так называемое омоложение реки. при подъеме базиса эрозии усиливается процесс аккумуляции и происходит старение реки. Иногда продольный профиль реки имеет вид, отличающийся от показанного на фиг. 38; например многие реки Кольского полуострова имеют более значительный уклон в нижнем течении, что объясняется главным образом геологическими условиями образования долины.

Продольный профиль водной поверхности реки в общем следует продольному профилю долины, причем он подвержен непрерывным изменениям вследствие колебания уровней (§ 9). Хотя и в русле реки происходят размывы и отложения наносов, но вызываемые ими изменения в общем характере продольного профиля долины сравнительно невелики.

2. Уклоны. Если взять на продольном профиле реки две точки *A* и *B* (фиг. 39), расположенные на расстоянии *L* друг от друга и имеющие отметки  $H_1$  и  $H_2$ , то разность отметок  $\Delta H = H_1 - H_2$  называется падением реки на участке *AB*; уклоном реки называется величина:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta H}{L}. \quad (66)$$

Уклон реки обыкновенно изображается в виде десятичной дроби: например, 0,0012; иногда в промиллях (тысячных), например  $0,12\text{‰}$ , редко в процентах, например 0,012%. Иногда для характеристики уклона дают величину падения в метрах или сантиметрах на 1 км, например 0,12 м/км.

В табл. 14 приведены данные об уклонах некоторых рек СССР.

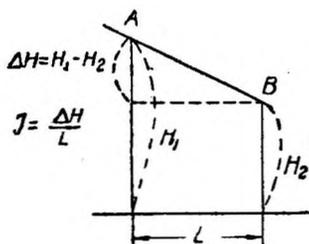
Уклоны некоторых рек СССР

Таблица 14

Название рек	Участок	Уклон	Падение в м/км
Волга.....	г. Горький—Устье Камы	0,000050	0,05
Днепр.....	Орша — Могилев	0,000110	0,11
Амур.....	Сретенск — Покровское	0,000250	0,25
Енисей.....	у. Абакана—Красноярск	0,000240	0,24
Ангара.....	Падунский порог	0,015920 (max)	15,92
».....	Шаманский	0,114800 (max)	114,80

**3. Построение продольного профиля реки.** Продольный профиль реки строится следующим образом: по оси  $X$ -ов откладывают расстояние, измеренное по линии наибольших глубин, которая выпрямляется; по оси  $Y$ -ов в увеличенном масштабе откладываются высоты (фиг. 38) (глубины, отметки берегов, отметки реперов и т. д.). Подробности указаны в специальных курсах <sup>1</sup>.

**4. Водопады, пороги, перекаты, плесы.** При рассмотрении продольного профиля реки нетрудно заметить участки со значительными изменениям уклонов и

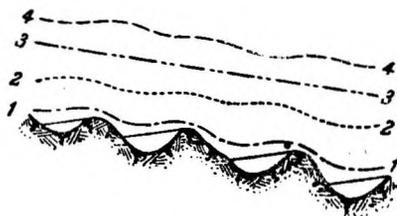


Фиг. 39. Падение и уклон реки.

глубин; участки реки с резкими уступами, где вода падает почти вертикально, называются водопадами; участки реки с особо значительными уклонами и большими скоростями течения называются порогами и шиверами<sup>2</sup>, участки реки с повышенными уклонами и малыми глубинами носят название перекатов; плесо (плес) располагается между перекатами и характеризуется малыми уклонами и значительными глубинами. Размещение водопадов, порогов, перекатов, плесов по продольному профилю и в плане связано с комплексом факторов, влияющих на формирование долины и русла. Так например, водопады и пороги наблюдаются на суженных участках реки со скали-

стым, трудно размываемым руслом, перекаты располагаются преимущественно в уширенных долин (гл. 6).

**5. Изменения уклонов.** Необходимо отметить, что при колебаниях уровня воды происходят и изменения в продольном профиле реки, а именно: уклоны на плесовых участках увеличиваются с повышением уровня воды, а на перекатах они уменьшаются; при понижении же уровня воды наблюдается обратная картина: на плесах уклоны уменьшаются, а на перекатах увеличиваются. Это явление может быть объяснено следующим образом. Если допустить, что в некоторый момент река пересохла, то продольный профиль реки может быть изображен схематически в виде ряда разобщенных друг от друга плесовых участков (озеро-видных стоячих водоемов), расположенных в виде ступеней (фиг. 40); в промежутках же между плесовыми участками будут находиться пересохшие перекаты. При увеличении расходов вода начнет выливаться через гребень перекатов (профиль 1—1); ясно, что в этот момент, соответствующий низкому уровню, уклоны на перекатах значительно больше, чем на плесах; при дальнейшем повышении уровня



Фиг. 40. Изменения уклонов.

<sup>1</sup> Е. В. Близняк, Производство исследований рек, озер, водоразделов, М. 1936.

<sup>2</sup> Шивера — преимущественно сибирское название; по существу это небольшой порог.

уклоны на перекатах будут уменьшаться, а на плесах увеличиваться (положения 2—2, 3—3, 4—4).

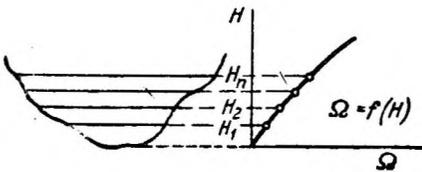
Из вышеизложенного видно, что продольный профиль водной поверхности реки представляет довольно сложную картину, притом непрерывно изменяющуюся; поэтому если взять две точки на водной поверхности реки  $A, B$ , отстоящие друг от друга на значительном расстоянии, определить отметки этих точек и вычислить уклон для всего участка реки между выбранными точками, то мы получим осредненный уклон реки, причем частные уклоны реки на отдельных участках не будут учтены. Во избежание этого приходится производить точные нивелировки продольного профиля реки с определением отметок уровня воды на перекатах чаще, на плесах — реже, с тем, чтобы расстояние между пронивелированными точками не превышало 250—1 000 м.

Ввиду непрерывных колебаний уровня воды приходится нередко определять отметки мгновенных уровней воды (в данный момент) на исследуемом участке реки. Подробности работ изложены в специальных курсах водных исследований.

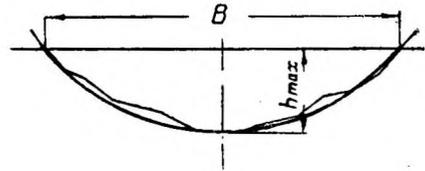
## § 6. ПОПЕРЕЧНОЕ СЕЧЕНИЕ РЕКИ. ПОПЕРЕЧНЫЕ УКЛОНЫ

**1. Форма и площадь живого сечения. Ширина.** Выше было дано описание поперечного сечения речной долины (фиг. 35), причем было отмечено, что нижняя часть долины, заполняемая водой, называется руслом реки.

Живым сечением реки называется поперечное сечение реки, заполненное водой. Для выяснения формы поперечного сечения производятся промерные работы



Фиг. 41. Изменение площади живого сечения от высоты уровня.



Фиг. 42. Замена естественного русла параболическим.

(промеры глубин), на основании которых вычерчивают живые сечения реки; затем обычно аналитическим способом или планиметрированием определяется площадь живого сечения. Так как обычно глубины весьма незначительны по сравнению с шириной реки, то для удобства пользования и наглядности принимают вертикальный масштаб более крупным; поэтому изображение живых сечений реки получается сильно искаженным. Чтобы иметь представление о соотношениях ширины русла реки и наибольшей глубины, приведем пример: ширина реки равна 500 м, глубина наибольшая — 5 м; в масштабе 1:1 000 (без искажений) ширина реки получается на чертеже равной 500 мм, а глубина всего лишь 5 мм.

Вычислив площади живых сечений 2 при равных уровнях  $H_1, H_2, \dots, H_n$ , строят кривую  $\Omega = f(H)$  (фиг. 41), которой пользуются для получения промежуточных значений  $\Omega$ ; если русло имеет более или менее правильную форму, то экстраполирование кривой  $\Omega = f(H)$  дает результаты достаточной точности для практических расчетов.

Так как живое сечение имеет в общем неправильную форму, то для возможности производства аналитических расчетов нередко заменяют живые сечения наиболее подходящей фигурой. Так, живое сечение горных рек иногда принимают треугольным или прямоугольным, для равнинных рек пользуются параболической формой (фиг. 42). Если обозначить через  $B$  ширину русла по урезу, через  $h_{\max}$  наибольшую глубину, то площадь живого сечения выразится следующими формулами:

Для прямоугольного русла:

$$\Omega = h_{\max} B; \quad (67)$$

для треугольного русла

$$\Omega = \frac{1}{2} h_{\max} B; \quad (68)$$

для параболического русла:

$$\Omega = \frac{2}{3} h_{\max} B. \quad (69)$$

Имеется предложение Винкеля (Winkel)<sup>1</sup> принимать для равнинных рек форму живого сечения ложбинообразной как более близкой к форме естественного русла. Площадь такого сечения вычисляется по формуле:

$$\Omega = B \frac{h_{\max}}{1,4} = \frac{5}{7} h_{\max} B. \quad (70)$$

Вряд ли это предложение найдет распространение, если учесть, что разность площадей живого сечения, вычисленных по формулам (69) и (70), составляет около 5%; пользование же параболической кривой проще.

**2. Смоченный периметр.** Смоченный периметр  $x$  — длина линии, ограничивающей смоченную водой часть живого сечения, — вычисляется аналитически или по таблицам.

**3. Средняя глубина и гидравлический радиус.** Средняя глубина  $h_{cp}$  получается по формуле:

$$h_{cp} = \frac{\Omega}{B}. \quad (71)$$

Гидравлический радиус  $R$  определяется по формуле:

$$R = \frac{\Omega}{\chi}. \quad (72)$$

Ширина живого сечения  $B$  весьма мало отличается от смоченного периметра  $\chi$ . По Винкелю:

$$B = 0,998 \chi. \quad (73)$$

Отсюда и величина гидравлического радиуса  $R$  мало отличается от средней глубины, т. е. в большинстве случаев можно принимать:

$$B \approx \chi \quad (74)$$

$$R \approx h_{cp}. \quad (74')$$

**4. Шероховатость русла.** Шероховатость русла зависит от характера и состояния грунта, из которого сложено русло реки. Представим, что дно реки очерчено по плавной кривой; если отдельные частицы грунта находятся выше или ниже этой кривой в среднем на  $r$  миллиметров, то можно считать, что величина  $r$  характеризует шероховатость русла; выраженная в линейных мерах шероховатость называется абсолютной; хотя абсолютная шероховатость имеет ясный физический смысл, однако непосредственное определение ее величины, особенно в условиях речного русла, сложенного из разнородных частиц, притом находящихся в движении, представляет непреодолимые трудности; поэтому для характеристики шероховатости речного русла пользуются так называемыми коэффициентами шероховатости, входящими в скоростной коэффициент  $C$  формулы Шези

$$V = C\sqrt{RI}, \quad (75)$$

где  $V$  — средняя скорость в живом сечении;

$R$  — гидравлический радиус;

$I$  — поверхностный уклон.

Так как величины коэффициентов шероховатости связаны с формулами скоростей, то об этом более подробно говорится ниже, в § 7.

**5. Поперечный уклон.** Выше мы принимали, что живое сечение сверху ограничено горизонтальной прямой; фактически же река имеет в поперечном сечении криволинейную поверхность, как это можно установить посредством определения отметок уровня воды нивелированием по плавающей рейке; посред-

<sup>1</sup> Winkel, Flussquerschnitt und Profilradius, „Bautechnik“ № 50, 1936.

ством нивелирования нетрудно определить также разность уровней воды у левого и правого берегов; необходимо еще отметить, что форма водной поверхности неодинакова при подъеме и при спаде уровней. Равным образом и при действии ветра, особенно в нижних участках, водная поверхность получает существенное изменение своей формы (ветровые нагоны и сгоны, § 15). Отмеченные явления объясняются действием разного рода сил на водные массы; явление усложняется тем обстоятельством, что вода находится в движении, причем механизм движения не вполне ясен.

Рассмотрим действие следующих сил: 1) центробежной силы на закруглениях, 2) сил, вызываемых вращением земли (кориолисово ускорение).

Если допустить для упрощения, что вся масса воды движется со скоростью  $v$ , то, обозначив через  $R$  радиус закругления реки, получим величину центробежной силы  $p_1$ , отнесенную к единице массы:

$$p_1 = \frac{v^2}{R}. \quad (76)$$

Сложив по закону параллелограмма силу  $p_1$  и силу тяжести, отнесенную к единице массы  $d$ , и обозначив через  $\alpha$  угол наклона равнодействующей к вертикали, получим:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{v^2}{Rg}. \quad (77)$$

Например, если ширина реки равна 1000 м,  $v = 2$  м/сек,  $R = 2000$  м, то превышение уровня воды  $\Delta H$  у вогнутого берега над выпуклым будет равно:

$$\Delta H = 1000 \frac{2^2}{2000 \cdot 9,81} = 0,22,$$

откуда поперечный уклон:

$$i_{non} = 0,00022.$$

Если  $\omega$  — угловая скорость вращения земли,  $\varphi$  — географическая широта местности,  $v$  — скорость течения, то ускорение Кориолиса определится по формуле:

$$p_2 = 2\omega v \sin \varphi, \quad (78)$$

так как

$$2\omega = 0,0001458,$$

то

$$p_2 = 0,0001458v \sin \varphi. \quad (78')$$

По аналогии с предыдущим тангенс угла наклона равнодействующей сил можно найти из выражения:

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{p_2}{g} = \frac{v \sin \varphi}{67200}. \quad (79)$$

При  $\varphi = 45^\circ$

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{v}{95000}. \quad (79')$$

Для рассмотренного выше случая

$$\Delta H' = 1000 \frac{2}{95000} = 0,02 \text{ м}.$$

Из механики известно, что в северном полушарии вектор кориолисова ускорения отклоняется вправо по направлению движения (в южном полушарии влево); поэтому на правый вогнутый берег будет действовать сила:

$$P = p_1 + p_2, \quad (80)$$

а на левый берег:

$$P' = p_1 - p_2. \quad (81)$$

Таким образом в северном полушарии воздействие течения на правый берег будет больше, чем на левый, как на прямых участках, так и на закруглениях. Поэтому реки в северном полушарии обычно имеют стремление к пере-

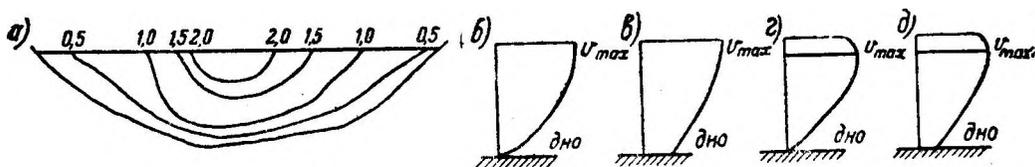
мещению по пойме вправо по течению; лишь по достижении коренного берега (правого) приостанавливается дальнейшее перемещение реки.

Отсюда вытекает так называемый закон Бэра, гласящий, что в северном полушарии реки имеют высокий правый берег; справедливость закона Бэра подтверждается на ряде примеров.

**6. Изменение формы водной поверхности во время подъема и спада уровня воды.** При резком подъеме воды скорости течения увеличиваются в средней части быстрее, чем у берегов; так как с увеличением скорости в средней части уменьшается давление, то по середине реки образуется выпуклость; при спаде уровня наблюдается обратное явление. Учитывая отмеченные явления, можно установить, происходит ли подъем или спад уровня воды. Если например свободно плывущие по реке предметы (мусор, щепы, бревна) приближаются к берегу, значит происходит подъем уровня воды, если же они увлекаются к середине реки, это может служить признаком понижения уровня воды.

## § 7. СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ. РАВНИННЫЕ И ГОРНЫЕ РЕКИ

1. Распределение скоростей в живом сечении и на вертикалях. При рассмотрении живого сечения реки с нанесенными линиями равных скоростей течения — изотохами (фиг. 48, а) видно, что скорости течения не одинаковы в равных точках живого сечения: они уменьшаются от поверхности к дну реки и от середины к берегам.



Фиг. 43. Распределение скоростей течения: а — в живом сечении реки (изотохи проведены через 0,5 м/сек); б — д — на вертикали.

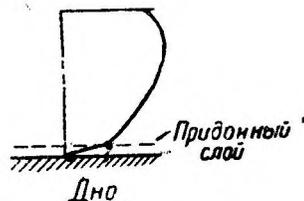
Если выделить несколько вертикалей в разных живых сечениях (на плесах и перекатах) и отложить векторы скоростей течения вправо, то типичные эпюры распределения скоростей на вертикалях будут иметь вид согласно фиг. 43, б—д.

На фиг. 43, б, в наибольшая скорость  $v_{\max}$  на вертикали располагается на поверхности; на фиг. 43, г—д наибольшая скорость наблюдается на некоторой глубине ниже поверхности воды;

На фиг. 43, б и г донная скорость близка к нулю; на фиг. 43, в и д величина донной скорости значительна.

Указанные разновидности эпюр распределения скоростей объясняются главным образом особенностями внутренних течений, наблюдаемых в реке на разных ее участках (§ 7, п. 5).

Ясно, что характер течений на закруглениях отличается от характера течений на прямом участке реки, течения на перекате отличаются от таковых на плесе и т. д. Если рассмотреть распределение течений в разных профилях реки, то они будут различны. Не следует забывать, что методика измерения скоростей посредством гидрометрических вертушек несовершенна, так как приходится измерять осредненные скорости (за определенный промежуток времени); кроме того направление скоростей течения не учитывается. Точное измерение поверхностных скоростей, а особенно донных, затруднено, так как не имеется возможности установить вертушку в точности по поверхности и в точности на дне. Можно полагать, что в придонном слое происходит быстрое уменьшение скоростей и что эпюра распределения скоростей у дна имеет вид согласно фиг. 44. Однако измерение



Фиг. 44. Распределение скоростей течения на вертикали, с учетом придонного слоя.

скоростей в придонном слое, как указано выше, не представляется возможным. Поэтому приведенные на фиг. 43 эпюры распределения скоростей течения могут быть рассматриваемы, как осредненные и схематизированные.

Что касается вида кривой, соединяющей концы векторов скоростей и называемой иногда годографом скоростей, то хотя по означенному вопросу произведены обширные исследования рядом авторов, однако до настоящего времени вопрос не может считаться решенным. Так, Гаген предлагал принимать параболу второй степени с горизонтальной осью, американские исследователи Гемфрис и Аббот — параболу второй степени с вертикальной осью, Ясмунд и Моисеенко — логарифмическую кривую, проф. Великанов — особую кривую, проф. Коллупайло — параболу высших степеней и т. д.<sup>1</sup>

На практике средняя скорость на вертикали  $v_{cp}$  обычно вычисляется по формуле:

$$v_{cp} = \frac{\omega}{h}, \quad (82)$$

где  $\omega$  — площадь эпюры скоростей;

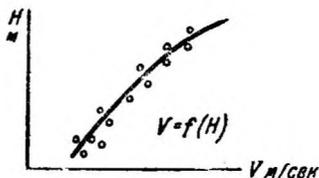
$h$  — глубина на вертикали.

Величина  $\omega$ , как налагается в гидрометрии, определяется либо планиметрированием, либо по приближенным формулам (по двум, трем, пяти точкам).

**2. Средняя скорость в живом сечении. Формула Шези. Коэффициент шероховатости.** Средняя скорость в живом сечении  $V$  является весьма важным

элементом, входящим во многие гидравлические и гидротехнические расчеты. Как известно из гидрометрии, для определения  $V$  измеряют расход воды  $Q$  и площадь живого сечения  $\Omega$ , после чего вычисляют

$$V = \frac{Q}{\Omega}. \quad (83)$$



Фиг. 45. Кривая  $V = f(H)$ . Величина  $V$  изменяется в зависимости от изменения уровня воды, т. е.  $V = f(H)$ , где  $H$  — отметка уровня воды (фиг. 45).

При отсутствии гидрометрических измерений величина  $V$  определяется по формуле Шези (75).

Для определения величин скоростного коэффициента  $C$  существует ряд формул, из которых основными являются:

1) формула Базена:

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}}, \quad (84)$$

где  $\gamma$  — коэффициент шероховатости;

$R$  — гидравлический радиус;

2) полная формула Гангилье-Куттера, применяемая при  $I < 0,0005$ :

$$C = \frac{23 + \frac{1}{n} + \frac{0,00155}{I}}{1 + \left(23 + \frac{0,00155}{I}\right) \frac{n}{\sqrt{R}}}; \quad (86)$$

3) сокращенная формула Гангилье-Куттера, применяемая при  $I \geq 0,0005$ :

$$C = \frac{23 + \frac{1}{n}}{1 + 23 \frac{n}{\sqrt{R}}}. \quad (86)$$

В формулах (85) и (86)  $n$  — коэффициент шероховатости,  $I$  — продольный уклон водной поверхности реки.

<sup>1</sup> Подробности см. Е. В. Близняк, Производство исследований рек, озер и водоразделов, изд. 4-е, М. 1936.

Гириллович, Гидрометрия, М. 1937.

Так как шкала коэффициентов  $n$  разработана подробно на основании большого числа наблюдений на реках, то формулы Гангилье-Куттера в речной гидравлике и гидротехнике имеют большее распространение, чем формула Базена. Неудобством формул Гангилье-Куттера является их сравнительно сложный вид, не допускающий пользования логарифмами, вследствие чего рядом авторов были предложены формулы показательного вида; наиболее распространенными из них являются следующие:

формула Форхгеймера:

$$C = \frac{1}{n} R^{0,2}; \quad (87)$$

формула Маннинга:

$$C = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{6}}. \quad (88)$$

Практика пользования формулами показательного вида и теоретические соображения приводят к заключению, что величина показателя степени при гидравлическом радиусе  $R$  должна приниматься в зависимости от коэффициента шероховатости.

По такому принципу и построена известная формула Н. Н. Павловского, применяемая главным образом для искусственных водоводов:

$$C = \frac{1}{n} R^{2,5} V^{\bar{n} - 0,13} - 0,75 V \bar{E} (V^{\bar{n} - 0,10}). \quad (89)$$

В связи с вышеизложенным в последнее время получила распространение так называемая обобщенная показательная формула, имеющая следующий вид:

$$C = \frac{1}{n} R^x, \quad (90).$$

Где значение коэффициента  $x$  определяется по таблице, предложенной проф. М. Ф. Срибным<sup>1</sup> (табл. 15).

Формула Маннинга (88) является частным случаем обобщенной формулы (90).

при  $\frac{1}{n} = 55$ , а формула Форхгеймера (87) — при  $\frac{1}{n} = 40$ .

Величины коэффициентов шероховатости  $n$  колеблются в пределах от 0,025 до 0,080 для равнинных рек и от 0,070 до 0,150 — для горных рек; более подробные данные помещены в Стандарте Главгидроэнергостроя „Коэффициенты шероховатости“; этими данными можно пользоваться лишь в предварительных стадиях проектирования; в технических же проектах должны применяться величины  $n$  на основании непосредственных наблюдений в натуре.

Для этой цели выбираются характерные участки реки, где производятся гидрометрические измерения скоростей течения и расходов воды, на основании которых находят величины:  $Q$  и  $V$ .

Зная  $V$ , нетрудно определить значение коэффициента  $n$ . По определениям, произведенным на Волге в связи с проектом Куйбышевского узла, на участке от Чебоксар до Переволок, величины коэффициента  $n$  колебались от 0,025 да 0,042<sup>2</sup>.

**3. Формулы средней скорости без коэффициента шероховатости.** Так как, с одной стороны, соотношение между скоростями течения, уклонами и глубинами соответствует характеру грунтов, в которых протекает река, а, с другой стороны, характер грунтов определяет величину коэффициента шероховатости, то отсюда можно сделать вывод, что

Таблица 15

Значение коэффициента  $x$  в обобщенной показательной формуле

$\frac{1}{n}$	100 и более	70	55	40	25	12,5	5
$x$	$\frac{1}{8}$	$\frac{1}{7}$	$\frac{1}{6}$	$\frac{1}{5}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{2}$

<sup>1</sup> Стандарт Главгидроэнергостроя, Коэффициенты шероховатости. 1938. ТУ 24—02.

<sup>2</sup> А. И. Бредис, Распределение скоростей в верхнем бьефе Куйбышевской плотины „Гидротехническое строительство“ № 6, 1938.

имеется связь между скоростями течения, уклонами, глубинами и коэффициентами шероховатости; значит, можно построить такие формулы, в которых отсутствует коэффициент шероховатости и устанавливается связь между скоростью и названными выше величинами.

Из формул указанной группы можно привести для пользования в предварительных расчетах следующие:

Формула Гессле:

$$V = 25 \left( 1 + \frac{1}{2} \sqrt{R} \right) \sqrt{RI}; \quad (91)$$

формула для  $I < 0,0005$  дает более или менее удовлетворительные результаты.

Формулы Грегера:

а) для  $0,2 \text{ м} < h < 2 \text{ м}$ :

$$V = 23,781 h^{0,776} I^{0,458}; \quad (92)$$

б) для  $h > 2 \text{ м}$ :

$$V = 22,110 h^{0,58} I^{0,43}. \quad (92')$$

-Формула применима для  $B \geq 10 \text{ м}$ ,  $h > 0,2 \text{ м}$ ,  $I < 0,005$ .

4. Связь между скоростями поверхностными, средними, донными<sup>1</sup>. Ниже приводятся некоторые эмпирические формулы, которые могут быть применяемы в приближенных расчетах.

а) Связь между наибольшей поверхностной скоростью  $v_{\max}$  и средней скоростью в живом сечении  $V$ .

Формула Базена:

$$v_{\max} = V + 14 \sqrt{RI}. \quad (93)$$

Формула Ламвейера:

$$V = 0,75 v_{\max}. \quad (94)$$

б) Связь между средней поверхностной скоростью в живом сечении  $v_{\text{пов. ср}}$  и средней скоростью в живом сечении  $V$ .

Формулы Зидека:

для  $0,8 \text{ м} < h < 2,0 \text{ м}$ :

$$V = v_{\text{пов. ср}} \sqrt[20]{\frac{h^2}{B}}; \quad (95)$$

для  $h > 2 \text{ м}$ :

$$V = \frac{(v_{\text{пов. ср}} + 0,4) \sqrt[20]{\frac{h^2}{B}}}{1,2}. \quad (95')$$

в) Связь между средней скоростью в живом сечении и средней донной скоростью:

$$V = (1,33 \div 1,42) v_{\text{дон}}. \quad (96)$$

5. **Общая схема течений в реке.** Выше отмечалось, что внутри водного потока наблюдаются сложные течения.

Если в лотке со стеклянными стенками рассматривать движение воды, пуская поверхностные и донные поплавки, то можно заметить, что в одних случаях поверхностные струи отклоняются от стенок лотка к середине, а донные — от середины к стенкам (фиг. 46, а), а в других случаях наблюдается обратная картина: поверхностные струи направляются от середины к стенкам лотка, а донные — от стенок к середине (фиг. 46, б); таким образом в первом случае наблюдается сходящееся течение поверхностных струй и расходящееся — донных, во втором случае — наоборот.

Из этого простого опыта можно вывести заключение, что водные массы поворачиваются вокруг продольной оси и что внутри водного потока происходит циркуляция.

Наличие поверхностных сходящихся течений впервые наблюдалось Максом Мёллером на Рейне. Этот вопрос был углублен инж. Лелявским на основании обширных исследований на Днестре в применении к речным выправительным работам. Инж. Лелявский называет сходящееся поверхностное течение сбойным как особо эффективно действующим на размыв речного русла. В последние годы

А. И. Лосиевский выполнил ряд лабораторных работ по изучению механизма

<sup>1</sup> Более подробно см. Ф. Форхгеймер, Гидравлика, перев. с нем. стр. 193—198, М. Л. 1935.

движения водного потока и предложил следующую классификацию видов течений: течения I рода согласно фиг. 46, а: поверхностные — сходящиеся, донные — расходящиеся; течения II рода согласно фиг. 46, б: поверхностные — расходящиеся, донные — сходящиеся; течения III рода — при наклонном положении дна и несимметричном живом сечении (фиг. 46, в); в этом случае донные струи (в поперечном сечении) направлены от глубокого берега к мелкому; течения IV рода (фиг. 46, г) представляют собой комбинацию случаев I и II.

Не останавливаясь на более подробном рассмотрении механизма движения водного потока, следует отметить, что хотя приведенные схемы (фиг. 46) и являются очень грубыми, все же при пользовании ими облегчается понимание ряда вопросов, связанных с движением воды в реке и формированием русла.

### 6. Критические скорости и уклоны. Спокойное и бурное течение.

**Равнинные и горные реки.** Для характеристики скоростей течения реки и уклонов необходимо установить понятие „большой“ и „малой“ скорости течения, а также „большого“ и „малого“ уклона. Как известно, на эти вопросы дает ответы теория неустановившегося движения<sup>1</sup>, где вводится понятие о критической глубине, критической скорости, критическом уклоне. Величина критического уклона дна  $i_k$  орределяется по формуле:

$$i_k = \frac{g}{a C_k^2} \cdot \frac{\chi_k}{B_k}, \quad (97)$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести;  
 $a$  — коэффициент, принимаемый равным 1,1;

$C_k$  — коэффициент в формуле Шези;

$\chi_k$  — смоченный периметр;

$B_k$  — ширина русла.

Индекс  $k$  обозначает критическое состояние.

Для широкого прямоугольного русла  $B_k \approx X_k$  формула (97) примет вид:

$$i_k = \frac{8,92}{C_k^2}. \quad (98)$$

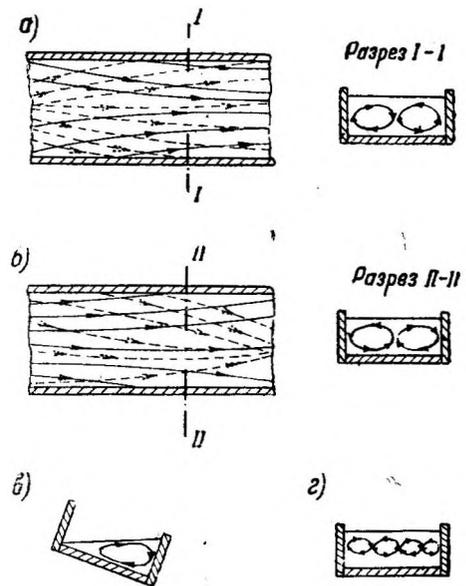
Пользуясь формулами (97) и (98), нетрудно вычислить величины критических уклонов для разных значений  $C_k$  и гидравлических радиусов  $R_k$ . Так, для сильно шероховатого русла при  $R = 1$  м  $i_k = 0,0083$ , а при  $R = 20$  м  $i_k = 0,0023$ .

Величина критического уклона  $i_k$  может служить первичным критерием для установления понятия „большой“ и „малый“ уклоны, именно: „большими уклонами“ можно назвать уклоны  $i > i_k$ , а „малыми“ — уклоны  $i < i_k$ . (В первом случае нормальная глубина  $h_0 < h_k$ , во втором случае  $h_0 > h_k$ .)

Сен-Венан (Saint Venant) назвал естественные водотоки с уклонами, меньшими критического, „реками“, а водотоки с уклоном, большим критического, — „стремнинами“ (горными потоками).

Хотя такое разделение водных потоков по уклонам не всегда справедливо (следует принять за основу удельную энергию потока), но для большинства русел правильной формы приведенным критерием можно пользоваться.

В соответствии с удельной энергией водного потока, его уклоном и скоростью находится и характер течения: „спокойное течение“ соответствует ско-



Фиг. 46. Схема внутренних циркуляционных течений по А. И. Лосиевскому.

<sup>1</sup> См. например М. Д. Чертоусов „Специальный курс гидравлики“, Л.-М. 1937.

ростам, меньшим критических ( $v < v_k$ ), „бурное течение“ — скоростям, большим критических ( $v > v_k$ ).

Рассмотрим<sup>1</sup>, как реагируют „спокойные“ и „бурные течения“ на изменения формы и на неровности дна. Отдельное местное возвышение дна в реке со „спокойным течением“ либо не вызывает никакого заметного изменения вида поверхности, либо вызывает незначительное местное изменение уровня, которое быстро сглаживается, так как „заливается“ соседними струями. Наоборот, в „бурном течении“ возвышение дна сопровождается завихрением, обычно с местным скачком кверху в виде поверхностной волны. Таким образом поверхность водного потока при наличии „бурного течения“ малых глубин и скалистого дна покрывается клокочущими бурунами.

На основании вышеизложенного можно установить классификацию рек, подразделив их на две основные группы: реки равнинные (со „спокойным“ течением) и реки горные (с „бурным“ течением).

Реки, занимающие промежуточное положение, могут быть названы полуравнинными или горноравнинными. Кроме различия в характере течения и уклонах горные реки имеют ряд других особенностей по сравнению с равнинными реками, а именно: долины горных рек имеют крутые склоны, сравнительно малую ширину, большую глубину, резкие изменения в уклонах, кроме того горные реки имеют ряд особенностей питания, колебания уровней и др., о чем излагается ниже.

Необходимо еще отметить, что многие реки на разных участках своего течения имеют разный характер. Например Енисей в верховьях является горной рекой, а по выходе из Саян — полуравнинной.

Днепр является равнинной рекой, разделенной порожистым участком, расположенным на протяжении от Днепропетровска до Запорожья (в настоящее время Днепровские пороги перекрыты плотиной, построенной у Запорожья).

## § 8. ПИТАНИЕ РЕК

1. Общие данные. Питание рек происходит при участии поверхностных и подземных вод. Роль каждого из названных видов питания различна для разных рек в зависимости от климатических, орографических, геологических и других условий. Равным образом значение того или иного вида питания меняется в зависимости от времени года.

Можно считать, что питание рек является звеном общего круговорота воды, в котором участвуют реки (гл. 1).

Питание поверхностными водами может быть подразделено на следующие виды: 1) дождевое, 2) снеговое, 3) ледниковое, 4) смешанное.

Дождевое питание имеет преобладающее значение в районах с мягким климатом, например для ряда рек Западной Европы (Рейн, По и др.), а также для тропических рек (Амазонка и др.); в реках с умеренным климатом дождевое питание обычно имеет менее существенное значение; для малых рек дождевое (ливневое) питание нередко создает резко выраженные паводки (более подробно см. гл. 5).

Снеговое питание имеет место, когда накопившиеся в течение зимы запасы снега подвергаются таянию в весеннее время и образуют мощный паводок; например для многих равнинных рек европейской части СССР весенний паводок составляет до 50% и более от всего годового стока (гл. 5).

Ледниковое питание наблюдается в случаях, когда воды, образующиеся в результате таяния ледников в летнее время, поступают в реку; типичным примером может служить Аму-Дарья (гл. 8).

Смешанное питание (с участием разных видов питания) является наиболее распространенным, например питание дождевое и ледниковое (Рона), снеговое, дождевое и ледниковое (Кубань), снеговое и дождевое (Волга).

Питание подземными водами имеет большое значение для рек, протекающих в аллювиальных отложениях; в период высоких паводков аллювий насыщается водой, а при низких горизонтах воды происходит отдача в реку накоп-

<sup>1</sup> Б. А. Бахметев, Гидравлика открытых русел, М. 1934.

ленных грунтовых вод. Кроне грунтовых вод могут принимать участие в питании рек и более глубокие водоносные слои, выклинивающиеся в русле реки; этот вид питания более устойчив, чем питание грунтовыми водами (более подробно см. гл. 3).

В большинстве случаев питание рек происходит смешанным образом: в одни периоды года (весна, лето, начало осени) имеют преобладающее значение поверхностные воды, а грунтовое питание является второстепенным; в другие периоды года, когда превращается поверхностный сток (например во время засухи и особенно зимой), грунтовое питание является единственным; отсюда ясно, почему сток многих рек, протекающих в районах вечной мерзлоты, близок к нулю в зимнее время (вследствие замерзания грунтовых вод — единственного источника зимнего питания) (гл. 8).

Следует упомянуть еще об одном источнике питания рек — о конденсации, которая может войти в состав как поверхностных, так и подземных вод. Конденсация поверхностная наблюдается например в горных районах, где она может оказать заметное влияние на величину стока (гл. 1 и 2).

2. Классификация рек по характеру питания. Так как питание является существенным фактором, определяющим характер реки, то следует считать вполне обоснованной классификацию рек по типам питания, предложенную проф. Воейковым<sup>1</sup> и названную им климатической классификацией рек. Согласно этой классификации, несколько измененной проф. Мартоном, реки подразделяются на три главные группы:

I—реки, источниками питания которых являются талые воды (лед, снег),

II—реки, питающиеся только дождевыми водами, и

III—реки, которые питаются как талыми, так и дождевыми водами.

В свою очередь каждая из перечисленных групп делится на подгруппы.

I<sub>1</sub>. Реки холодного пояса, получающие воды от таяния снега на равнинах и невысоких горах — до 1 000 м.

К этому типу наиболее приближаются реки северной части Сибири и Северной Америки, где большая часть воды в реках получается от таяния снега весной.

I<sub>2</sub>. Реки, получающие воду от таяния ледников и снегов в горах. Сюда относятся такие реки, как Аму-Дарья, Сыр-Дарья и другие реки Средней и Центральной Азии, берущие начало в горах. Наибольший подъем уровня наблюдается преимущественно летом в зависимости от таяния ледников и снегов.

II<sub>1</sub>. Реки, питающиеся исключительно дождями; в эту группу входят многие реки Западной Европы: Сена, Сона, Майн, Неккар и др. Максимум подъема уровня вод — в апреле, мае. Проф. Мартон называет этот тип секванским.

II<sub>2</sub>. Реки, питающиеся исключительно дождями, но протекающие в субтропических странах с наибольшими осадками зимой, как например многие реки Испании, Италии, некоторые реки Крыма, восточного Закавказья. Этот тип называется средиземноморским. Некоторые реки рассматриваемого типа совершенно пересыхают летом, но зимой имеют бурный характер (как например реки Южной Италии, Сицилии).

III<sub>3</sub>. Тропические реки, питающиеся дождями, приносимыми муссонами. Сюда относятся такие реки, как Нил, Амазонка, Конго и др. Наивысший подъем уровня наблюдается преимущественно летом.

III<sub>1</sub>. Реки, питающиеся как талыми снеговыми водами, так и дождевыми; по Мартону этот тип называется русским. Большая часть рек европейской части СССР, Западной Сибири, восточной части Германии, США входят в эту группу. Наибольшие разливы происходят весной.

III<sub>2</sub>. Реки, имеющие ледниковое и дождевое питание, как например Рейн, Терек, Кубань; этот тип называется альпийским. Половодье наблюдается весной или летом, когда к таянию снега в горах присоединяются дождевые осадки.

Многие реки, особенно имеющие значительную длину и большую площадь

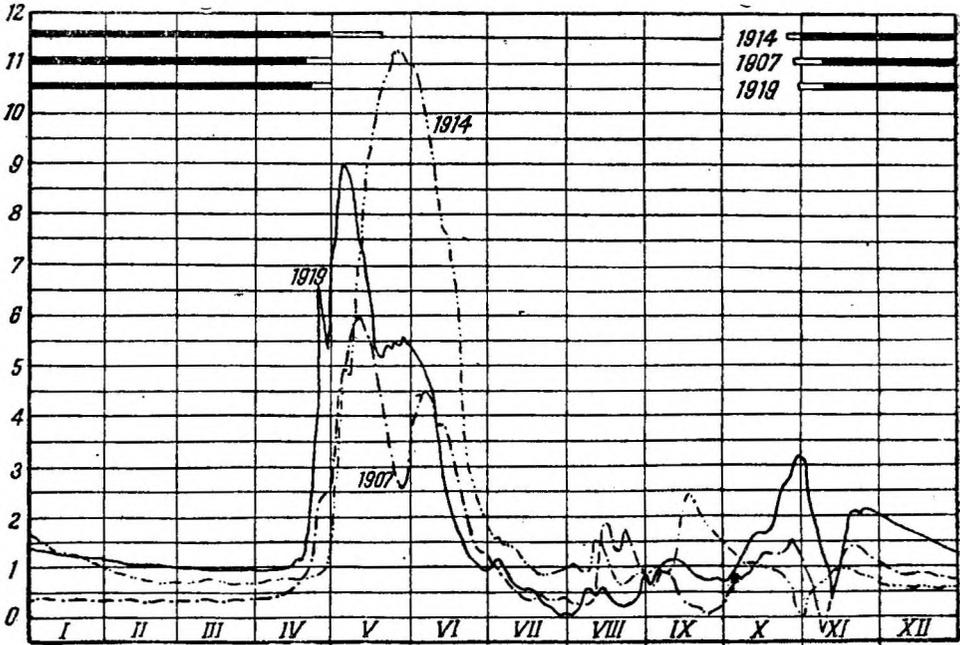
<sup>1</sup> Проф. А. Н. Воейков, Климаты земного шара, СПб, 1884.

бассейна, не могут быть отнесены ни к одной из этих групп вследствие сложности их режима, климатических изменений, влияния притоков; так например, Дунай имеет особенности, свойственные секванской и альпийской группам.

## § 9. УРОВНИ

**1. Причины, вызывающие колебания уровня воды в реке.** Наблюдаемые в реке колебания уровня воды вызываются, главным образом, изменениями расхода, т. е. объема воды, протекающего через данное живое сечение, иначе говоря  $H=f(Q)$ , где  $H$  — отметка уровня воды,  $Q$  — расход воды. Однако в ряде случаев изменение уровня воды может происходить и от других причин, к числу которых относятся следующие:

- 1) отложение в русле наносов (гл. 6);
- 2) углубление русла естественное или искусственное (землечерпание);



Фиг. 47. График колебаний уровня воды р. Камы у Перми.

- 3) действие искусственных сооружений (плотин, запруд и т. п.);
- 4) действие ветра, вызывающего, особенно в устьевых участках, подъем и понижение уровня воды (нагоны и сгоны) (§ 15);
- 5) загромождение русла реки ледяными массами (§ 14);
- 6) зарастание русла разными видами растительности (§ 16);
- 7) землетрясения (редкое явление).

Обычно действуют одновременно несколько факторов, вследствие чего колебания уровня воды представляют собой сложное явление. Некоторые подробности, относящиеся к перечисленным факторам, излагаются ниже.

**2. График колебаний уровня воды.** Необходимо учесть, что колебания уровня воды в каждом пункте реки происходят непрерывно, почему единственным прибором для точных наблюдений над колебаниями уровня воды является лимниграф (самопишущий водомерный пост<sup>1</sup>); однако на практике обычно ограничиваются устройством простых водомерных постов (речных и свайных), пренебрегая ошибками, происходящими от недоучета непрерывности изменений уровня воды, тем более, что большинство рек имеет спокойный ход уровней.

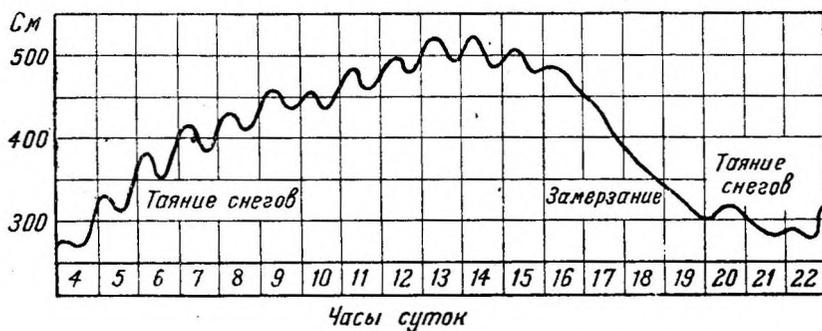
Основным отчетным документом, широко используемым при проектировании, является график колебаний уровня воды  $H=f(t)$ , где  $t$  — время (фиг. 47); на

<sup>1</sup> Подробности см. К В. Близняк, Производство исследований рек, озер и водоразделов, изд. 4-е, М. 1936.

оси *X*-ов откладывается время, на оси *Y*-ов возвышения над нулем графика или отметки уровня воды для каждого дня. Если в течение дня производилось несколько наблюдений, то обычно принимают арифметическое среднее за сутки (среднесуточный уровень) при подсчете расходов воды. Если же требуется учесть при проектировании отметки уровня, то на графике должны быть показаны все наблюдаемые уровни. На фиг. 47 показаны графики колебаний уровня воды р. Камы у г. Перми за многоводный, средний и маловодный годы.

Необходимо, чтобы отметки нулей графиков водомерных постов были привязаны к абсолютным отметкам над уровнем Балтийского моря, что дает возможность строить продольные профили реки при разных горизонтах; кроме того пользование абсолютными отметками облегчает проектирование.

**3. Суточный, годовой, многолетний ход уровней воды.** Рассматривая лимниграммы колебаний уровня воды в течение суток, можно в некоторых случаях установить закономерность этих колебаний: например, если река имеет ледниковое питание, то в соответствии с режимом таяния ледников в ночные



Фиг. 48. Суточный ход колебаний уровня воды реки с ледниковым питанием.

часы наблюдается наинизший уровень, когда таяние прекращается, а в середине дня — наивысший, когда таяние достигает максимума (фиг. 48) (см. гл. 8). В устьевых участках могут наблюдаться периодические в течение суток явления приливов и отливов (§ 15). В указанных случаях имеет место так называемый суточный ход уровней воды; применение лимниграфов для детального изучения колебаний уровней в таких случаях является необходимым. Большинство же рек не имеет ясно выраженного суточного хода уровней.

Рассматривая графики колебаний уровня воды за целый год, нетрудно установить основные закономерности в сроках прохождения паводков, в периодах стояния низких вод и пр., иначе говоря, годовой ход уровней воды.

Наконец, если изучать графики колебаний уровней воды за ряд лет, иногда можно установить и многолетний ход уровней воды. Означенный вопрос изучен очень мало, почему трудно иллюстрировать его соответствующими данными.

**4. Терминология и обозначение характерных уровней.** Обращаясь к изучению годового хода уровней, можно отметить характерные уровни, которые имеют особые названия. В целях единообразия и удобства пользования является существенно важным установить определенные обозначения этих уровней. Ниже в табл. 16 приводятся номенклатура уровней и их условные обозначения, причем вместо термина „уровень“ приводится наименование „горизонт“, как это принято в практике проектирования.

Приведенная система обозначений, частично принятая в тресте Гидроэнергопроект, построена следующим образом: каждый горизонт обозначается четырьмя буквами: первая обозначает, к какой категории относится горизонт воды, наивысший — *в*, средний — *с* и наинизший *н*. Вторая буква обозначает время года или специальное наименование горизонта; третья буква *г* (горизонт) — одинаковая во всех обозначениях, четвертая — *в* — обозначает „вода“, *л* — „ледоход“.

Если тот или иной горизонт воды наблюдался в определенном году, то рядом с условным обозначением помечается год, например, *ввгл 1895*.

5. **Графики повторяемости и обеспеченности. Типовой график.** Установление отметок характерных уровней может быть произведено с надежностью лишь на основании многолетних наблюдений. Отметки уровня воды и ледохода широко используются при проектировании гидротехнических и других сооружений.

Таблица 16

**Характерные уровни и их условные обозначения**

Наименование уровней		Условное обозначение	Пояснения;
1		2	3
Горизонт половодья	самый высокий	<i>в в г в</i>	Половодье, преимущественно весеннее, характеризуется сравнительно быстрым подъемом воды. Характер половодья и его продолжительность зависят от общих условий питания, от метеорологических и др. условий (§ 12)
	средний	<i>с в г в</i>	
	самый высокий	<i>н в г в</i>	
	самый низкий	<i>н в г в</i>	
Горизонт весеннего ледохода	самый высокий	<i>в в г л</i>	Во время весеннего ледохода иногда наблюдается загромождение русла реки льдом, вследствие чего образуется затор; поэтому следует особо учитывать заторные горизонты ледохода (§14)
	средний	<i>с в г л</i>	
	самый высокий	<i>н в г л</i>	
	самый низкий	<i>н в г л</i>	
Горизонт летнего паводка	самый высокий	<i>в л г в</i>	Паводки могут проходить неоднократно в течение лета (и осени) (§ 12)
	средний	<i>с л г в</i>	
	самый высокий	<i>н л г в</i>	
	самый низкий	<i>н л г в</i>	
Горизонт меженный (низкий) (межень)	самый высокий	<i>в м г в</i>	Меженным горизонтом (меженью) называется низкий горизонт, наблюдаемый в середине — конце лета, начале осени, когда прекращается питание поверхностными водами и когда река питается почти исключительно подземным стоком
	средний	<i>с м г в</i>	
	самый высокий	<i>н м г в</i>	
	самый низкий	<i>н м г в</i>	
Горизонт осеннего ледохода	самый высокий	<i>в о г л</i>	Во время осеннего ледохода наблюдается также повышение горизонта вследствие загромождения русла льдом. Такие горизонты должны отмечаться особо (§ 14)
	средний	<i>с о г л</i>	
	самый высокий	<i>н о г л</i>	
	самый низкий	<i>н о г л</i>	
Горизонт зимний	самый высокий	<i>в з г в</i>	Зимним горизонтом называется горизонт воды, когда река покрыта льдом (§ 14)
	средний	<i>с з г в</i>	
	самый высокий	<i>н з г в</i>	
	самый низкий	<i>н з г в</i>	

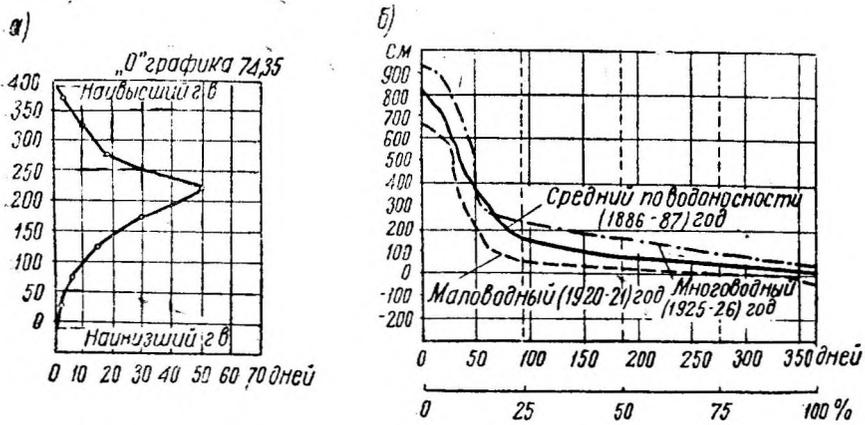
При обработке многолетних наблюдений используются методы математической статистики и широко применяются графики повторяемости (частоты) горизонтов (фиг. 49, а), график продолжительности (обеспеченности, фиг. 49, б).

Наглядное представление о характере колебаний уровня воды дает так называемый типовой график (фиг. 50); способы построения перечисленных графиков помещены в специальных курсах<sup>1</sup>.

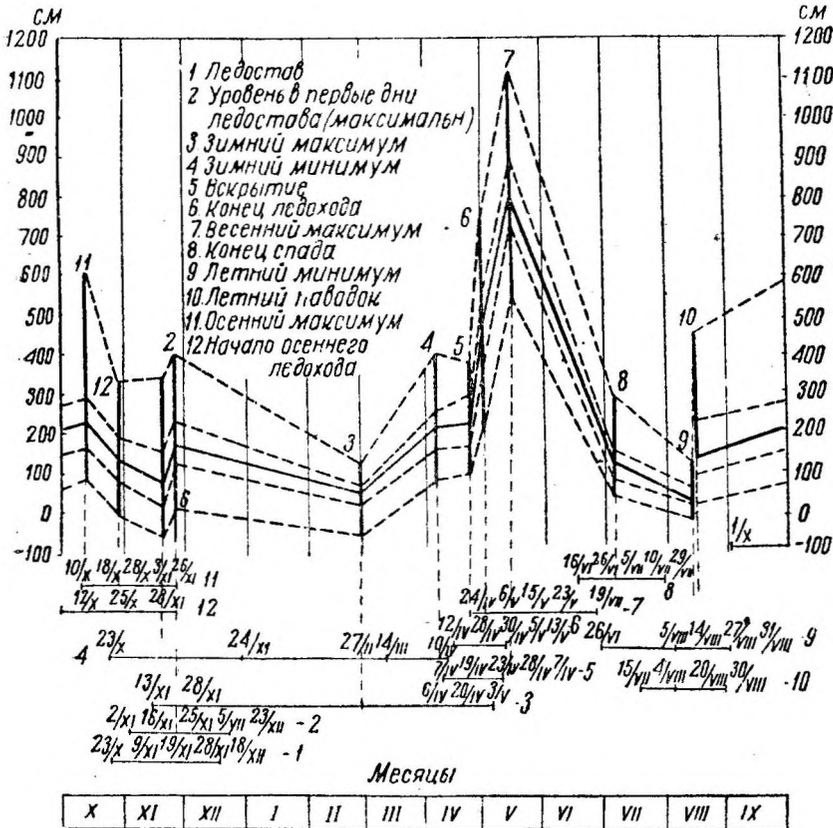
<sup>1</sup> К В. Близняк, Производство исследований рек, озер и водоразделов, изд. 4-е, стр. 178, 179, М. 1936.

6. Амплитуда колебаний уровня воды. Разность между отметкой наивысшего уровня воды  $H_{\max}$  и отметкой наименьшего уровня воды  $H_{\min}$  называется амплитудой колебаний уровня воды:

$$A = H_{\max} - H_{\min} \quad (99)$$



Фиг. 49. Графики повторяемости (частоты) уровней воды (а) по продолжительности (обеспеченности) уровней воды (б).



Фиг. 50. Типовой график колебаний уровня воды р. Камы у Перми.

Величина амплитуды имеет существенное значение при проектировании разного рода гидротехнических сооружений. В табл. 17 приводятся величины  $A$  для некоторых рек.

Амплитуда колебаний уровня некоторых рек

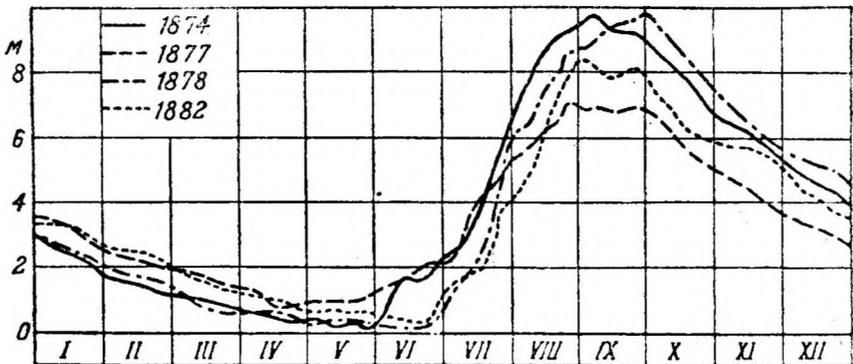
Наименование реки	Пункт	Амплитуда А.в.м
Волга	Калинин Рыбинск Куйбышев Астрахань	11
		12
		15
		4
Днепр	Орша Киев Херсон	9
		9
		3
Енисей	Означенная Красноярск Енисейск	7
		8
		12 (заторы)

7. **Анализ графиков колебаний уровня воды.** Ввиду большого разнообразия условий питания и других особенностей рек графики колебаний уровня воды также весьма разнообразны. Однако в них можно установить много общих признаков и распределить на отдельные группы. Не следует забывать, что график колебаний уровня воды отражает, прежде всего, условия питания данной реки.

При анализе графика колебаний уровня воды прежде всего следует обратить внимание на число максимумов (пиков) и минимумов (ложбин) и на их положение во времени года. В наиболее простых графиках наблюдаются один макси-

мум и один минимум, как это видно например на характерном графике Нила у Ассуана (фиг. 51). Что касается положения наивысшей и наименьшей точек графика, то это зависит, как было описано в § 8, от условий питания рек; реки со снеговым питанием имеют максимум уровня весной, при ледниковом питании максимум наблюдается летом, в других случаях максимум может наблюдаться и в осеннее время. Заслуживает внимания и форма кривой, изображающей период прохождения паводка: в больших реках равнинного типа кривая имеет распластанный вид со сравнительно пологими ветвями подъема и спада (фиг. 51), в средних и малых реках уклоны этих ветвей значительно круче.

Более сложные графики колебаний уровня воды имеют по два и более пиков и ложбин (фиг. 52).

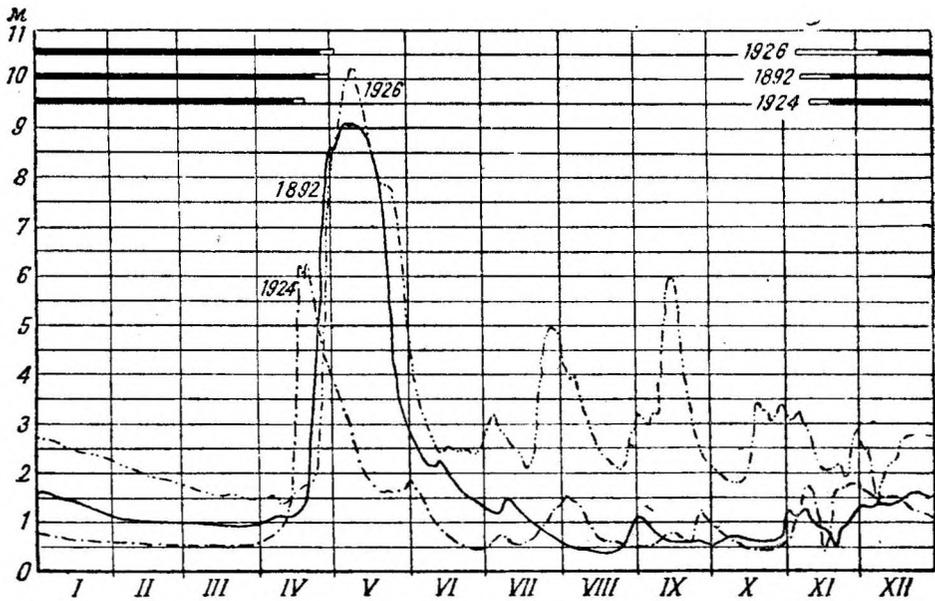


Фиг. 51. График колебаний уровня воды р. Нила у Ассуана.

Наличие нескольких пиков может быть вызвано разными причинами: во-первых, притоки могут дать дополнительные пики на графике главной реки, так как обычно максимум уровня притока не совпадает по времени с наивысшим уровнем главной реки; во-вторых, и это самое главное, паводки могут быть вызваны разными причинами при смешанном типе питания реки: например первый паводок может быть вызван таянием снега весной, второй паводок — таянием ледников; кроме того паводки могут образоваться от дождей в разное время года.

Во многих случаях, особенно в малых реках с дождевым питанием, характер графика колебаний уровня воды изобилует остроконечными пиками, расположенными бессистемно.

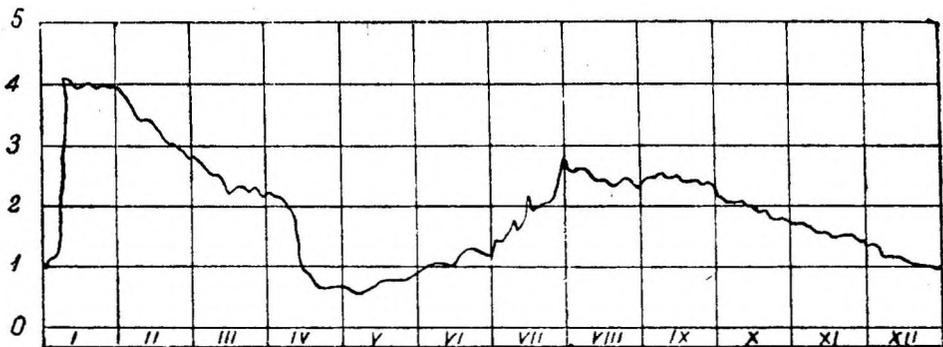
Нередко на графике можно отчетливо видеть подъем уровня воды в период ледохода. Это объясняется изменениями в режиме реки при замерзании вследствие стеснения русла ледяным покровом. Вообще зимний режим нередко сильно искажает график колебаний уровня воды, в особенности если русло реки загромождается льдом (§ 14).



Фиг. 52. График колебаний уровня воды р. Белой у Уфы.

На фиг. 53 изображен типичный график колебаний уровня воды Ангары, из которого видно, что наивысший уровень наблюдается в январе, вскрытие же реки происходит при низком горизонте.

Представляют большой интерес графики колебаний уровня рек, вытекающих из озер. Последние сглаживают колебания уровней воды, являясь мощными



Фиг. 53. График колебаний уровня воды р. Ангары у Иркутска.

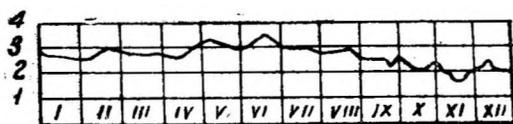
водохранилищами-регуляторами. Амплитуда колебаний уровня воды таких рек сравнительно невелика: например р. Сегежа, с коэффициентом озерности 20% имеет амплитуду равной 1,5 м, в то время как амплитуда незарегулированных рек нередко превышает 10 м и более. На фиг. 54 изображен график колебаний уровня воды одной из озерных рек.

В устьевых участках может наблюдаться действие ветра (сгоны и нагоны), а также действие приливов и отливов (более подробно см. § 15).

При наличии суточного хода, как было отмечено выше, наблюдаются заметные колебания уровня воды в течение суток, особенно при наличии ледни-

нового питания. На фиг. 48 показан характерный график колебаний уровня воды на одной из горных рек, где отчетливо видно влияние таяния льда на колебания уровня. Наинизшая отметка уровня наблюдается ночью.

Наконец следует упомянуть о графиках колебания уровня рек при наличии на реке вододействующих сооружений: в этих случаях наблюдается значительное искажение естественных графиков.



Фиг. 54. График колебаний уровня воды озерной реки.

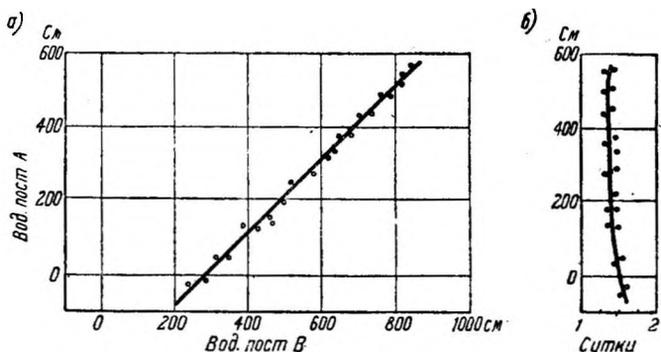
### 8. Соответственные уровни.

Сравнивая графики колебаний уровня воды в двух пунктах, нетрудно установить на каждом графике характерные точки, как-то: гребни паводков, самые низкие точки впадин; уровни, соответствующие однородным фазам колебаний уровней,

называются соответственными; если на оси  $X$ -ов отложить отметка (или возвышения над нулем графика) уровней на водомерном посту  $A$ , а на оси  $Y$ -ов отметки соответствующих им уровней на водомерном посту  $B$  (фиг. 55), то можно построить по полученным точкам кривую связи соответственных уровней.

Если расстояние между пунктами  $A$  и  $B$  значительно, то соответственные уровни в указанных пунктах будут наблюдаться не в один и тот же день: в нижнем (по течению) пункте  $B$  будет происходить запаздывание в соответствии с так называемым временем добегания (паводочной волны); поэтому обыкновенно рядом с кривой соответственных уровней строят кривую добегания (фиг. 55, б), откладывая по оси  $Y$ -ов высоты, а по оси  $X$ -ов время добегания.

Кривые соответственных уровней имеют широкое применение на практике: для восполнения недостающих данных по водомерным наблюдениям, для проверки правильности водомерных наблюдений, для переноса гидрометрических данных из одного пункта в другой. Применение кривых связи соответственных уровней имеет место в гидрологических прогнозах, т. е. предсказаниях: имея кривую связи соответственных уровней и кривую времени добегания и зная отметку уровня воды на вышележащем водомерном посту, нетрудно определить, по кривой связи отметку уровня воды на нижележащем водомерном посту за  $n$  дней вперед, где  $n$  — время добегания.



Фиг. 55. Кривая связи соответственных уровней на водомерных постах  $A$  и  $B$ .

## § 10. РАСХОДЫ

**1. Расход воды и способы его определения.** Расходом воды называется объем воды, протекающий через данное живое сечение реки в единицу времени. За единицу объема принимается кубический метр, за единицу времени — секунда. Расход воды является важнейшей характеристикой реки, так как вследствие изменения расходов воды изменяются уровни, скорости течений и др.

Для определения расходов воды применяются следующие способы:

- 1) гидрометрический — посредством измерения скоростей течения разными приборами (вертушками, поплавками и др.); этот способ является основным;
- 2) гидравлический: измерив площадь поперечного сечения  $\Omega$  и уклон  $I$ , вычисляют по формуле Шези, а затем расход по формуле  $Q = \Omega V$ ;
- 3) гидрологический способ заключается в применении разного рода эмпирических формул, например для определения максимальных расходов; но карте

изолиний модулей стока можно определить с известной точностью величину расхода, например среднего годового, для данного пункта (гл. 5).

2. **Кривая связи между величиной расхода и отметкой уровня.** Измерив расходы  $Q_1, Q_2, \dots, Q_n$ , соответствующие отметкам уровней  $H_1, H_2, \dots, H_n$ , строят кривую  $Q = f(H)$ , т. е. кривую связи между расходами и горизонтами; пользуясь построенной кривой, нетрудно получить величину  $Q$  для любого горизонта.

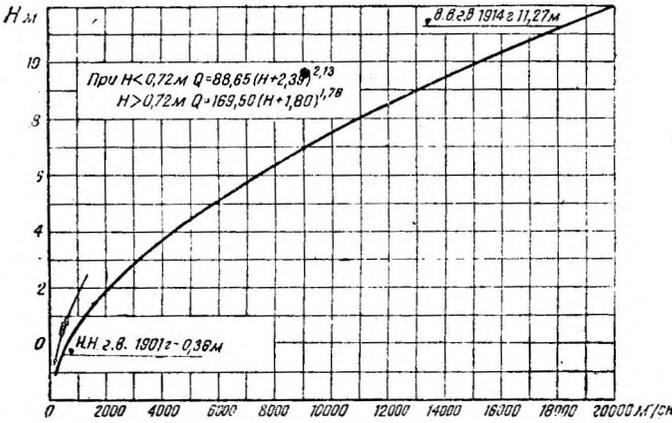
На фиг. 56 изображена кривая  $Q = f(H)$  два Камы у Перми.

Если принять русло параболическим, то зависимость между  $Q$  и  $H$  может быть получена в следующем виде:

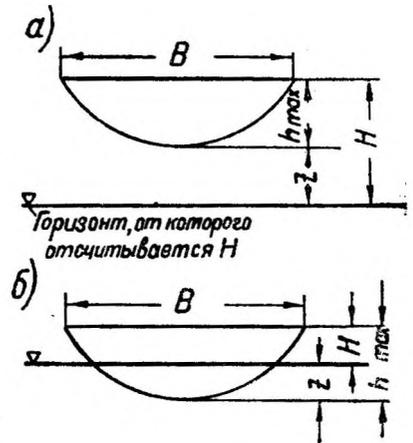
$$Q = Ah_{\max}^2 \sqrt{I}. \quad (100)$$

Для треугольного русла:

$$Q = Ah_{\max}^{\frac{5}{2}} \sqrt{I}. \quad (101)$$



Фиг. 56. Кривая  $Q = f(H)$  для р. Камы у Перми.



Фиг. 57.

Для прямоугольного русла:

$$Q = Ah_{\max}^{\frac{3}{2}} \sqrt{I}, \quad (102)$$

где  $A$  — коэффициент;

$h_{\max}$  — наибольшая ордината (глубина) живого сечения;

$I$  — поверхностный уклон.

Для русла произвольной формы, если принять  $I = \text{const}$ , можно записать (фиг. 57):

$$Q = a(H \pm z)^m. \quad (103)$$

Кроме уравнения (103) пользуются также уравнением вида:

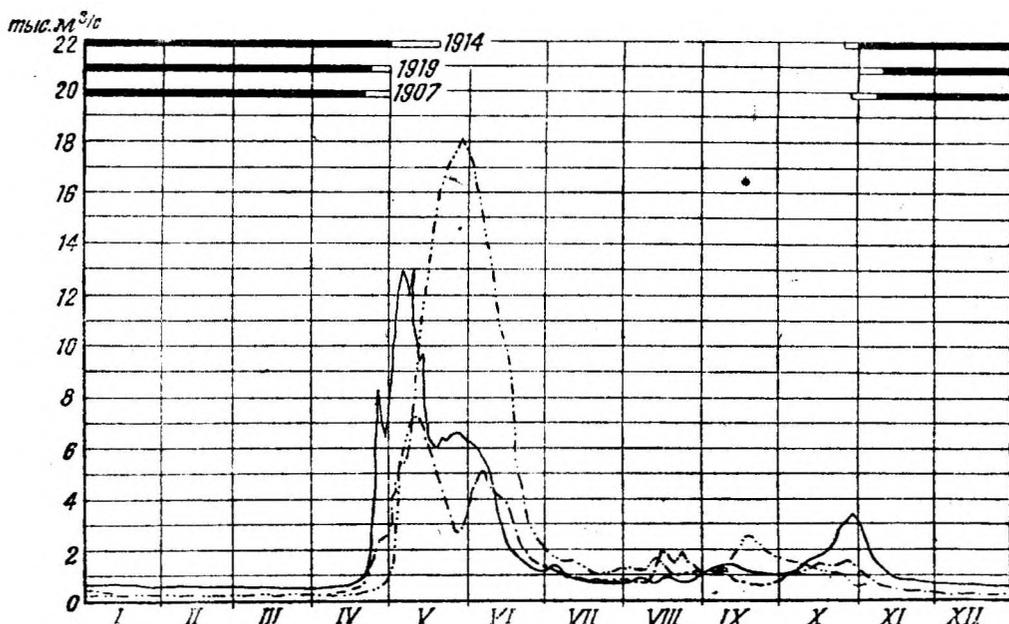
$$Q = a + bH + cH^2. \quad (104)$$

Основным методом получения зависимости между расходами и уровнями является графическое построение кривой  $Q = f(H)$ , так как применение графического метода дает возможность учесть наилучшим образом гидрологические особенности реки. Аналитические же методы иногда могут привести к мало надежным результатам, ввиду невозможности выразить одним или несколькими уравнениями зависимость между  $Q$  и  $H$ , особенно при наличии поймы. Нередко получаются две ясно выраженные кривые  $Q = f(H)$ ; одна — при подъеме горизонтов, другая — при спаде; обычно расходы при подъеме больше, чем при спаде. Одним из объяснений указана ого явления можно считать влияние изменений уклонов [см. уравнения (100) — (102)]; при резких изменениях уклонов, иногда можно построить даже семейство кривых.

Часто при проектировании гидротехнических сооружений принимают вместо двух кривых одну среднюю кривую расходов. Однако в ответственных случаях лучше вести подсчеты, пользуясь обеими кривыми.

В случае резких изменений живого сечения вследствие размыва русла и отложения наносов зависимость  $Q = f(H)$  не может быть установлена, поэтому для подсчета расходов и стока приходится пользоваться разными способами (Стаута и др.)<sup>1</sup>. Для рек с сильно изменяемым руслом иногда строят несколько кривых, действительных для определенных гидрологических периодов.

Необходимо учесть еще одно важное обстоятельство при изучении секундных расходов воды: обычно, при однообразном характере русла секундные расходы повышаются от истоков к устью реки. При наличии же поймы секундные расходы при проходе высоких вод могут быть меньше в нижних участках реки



Фиг. 68. Гидрограф р. Камы у Перми.

по сравнению с верхними участками вследствие регулирующего действия поймы (§ 12). Поэтому отверстия мостов и плотин, рассчитываемые на пропуск максимальных секундных расходов, могут иногда иметь отверстия в нижних участках реки, меньшие, чем в верхних.

Зимние расходы обычно меньше летних при одном и том же горизонте. Как указано выше, уровень воды при замерзании повышается вследствие дополнительных сопротивлений, появляющихся в русле при образовании ледяного покрова (см. также § 14).

**3. Гидрограф. Повторяемость и обеспеченность расходов.** Если отложить по оси  $X$ -ов промежутки времени, а по оси  $Y$ -ов соответствующие секундные расходы и концы ординат соединить ломаной линией (или кривой), то получится график  $Q = f(t)$ , известный под названием гидрографа (фиг. 58).

Гидрограф секундных расходов является основным документом, характеризующим водный режим реки.

Площадь, ограниченная гидрографом, осью  $X$  и крайними ординатами, равна объему воды — стоку за соответствующий период (с учетом масштабов эпюры).

Теми же методами, которые описаны в § 9, нетрудно построить кривые повторяемости (частоты) и кривые обеспеченности (продолжительности) расходов; можно также построить и типовой гидрограф.

<sup>1</sup> Е. В. Близняк, Производство исследований рек, озер и водоразделов, изд. 4-е, М. 1936.

Нередко в состав гидрологических расчетов входит построение типового гидрографа при недостаточном числе данных (соответствующие методы изложены в гл. 5).

Анализ гидрографов дает возможность установить режим питания реки и распределение стока в году: рассматривая например гидрограф Камы у Перми (фиг. 59), можно распределить гидрограф на части в соответствии с характером питания. На графике (фиг. 59) выделены верхние, наиболее значительные площади гидрографа, соответствующие объему весеннего паводка; особой штриховкой выделены летние и осенние дождевые паводки, отмечено грунтовое питание.

4. Гидрологический год. В предыдущем изложении при построении гидрографов и других графиков мы пользовались календарным годом, относя начало его в 1 января. Между тем указанное начало, относящееся примерно к середине зимы, не соответствует ходу гидрологических явлений; поэтому нередко в гидрологических расчетах устанавливаются так называемый гидрологический год, начало которого выбирают в соответствии с гидрологическими и климатическими особенностями рассматриваемого района. Очень часто за начало гидрологического года принимают начало осени, т. е. 1 октября для европейской части СССР (см. например фиг. 59), иногда принимают 1 ноября, когда прекращается поверхностный сток и осадки в незначительном количестве выпадают в виде снега.

Хотя теоретически введение гидрологического года является более правильным, однако лучше вести обработку по календарному году. Необходимо учесть следующие обстоятельства:

- 1) искусственность установления начала гидрологического года, приурочиваемого к 1-му числу месяца;
- 2) неудобство в пользовании имеющимися материалами, которые в большинстве обработаны по календарным годам;
- 3) надо иметь в виду, что фактически гидрологические явления не могут быть ограничены одним годом, а должны рассматриваться в многолетнем периоде;
- 4) наконец, по существу, начало каждого гидрологического года меняется в зависимости от гидрологической и метеорологической обстановки.

## § 11. ЭНЕРГИЯ РЕК

Массы воды, перемещающиеся по руслу реки от истока до устья, совершают огромную работу, которая может быть вычислена следующим образом: если расход равен  $Q$  м<sup>3</sup>/сек, а падение на рассматриваемом участке равно  $H$  м, то в каждую секунду производимая энергия равна  $1\ 000\ QH$  кгм; переводя в киловатты, получим, что теоретическая мощность реки равна:

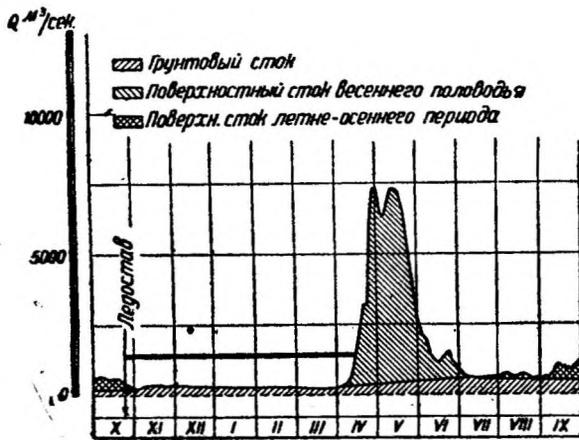
$$N = 1\ 000\ QH \cdot 0,00981,$$

или

$$N = 9,81\ QH\ \text{квт}, \tag{105}$$

$$N = 13,33\ QH\ \text{л. с.} \tag{105'}$$

Входящая в формулы (105) и (105') величина расхода  $Q$  принимается средняя многолетняя. Величине  $N$  присваивается название „мощность брутто“ или „кадастровая мощность“ данного участка реки.



Фиг. 59. Гидрограф р. Камы у Перми с распределением стока по генетическим признакам.

Если разделить  $N$  на длину  $L$  рассматриваемого участка реки, выраженной в километрах, то получится удельная километровая мощность реки:

$$N_{\text{км}} = \frac{N}{L} \quad (106)$$

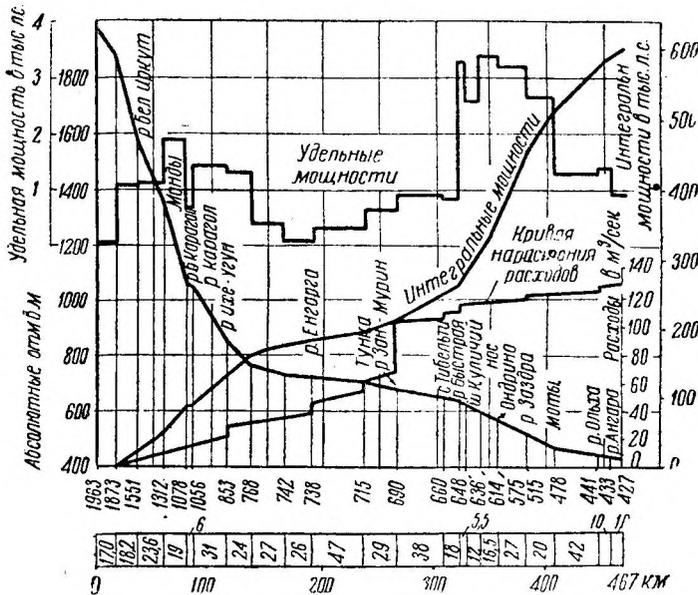
Просуммировав мощность реки на всем ее протяжении, можно получить полную мощность реки:

$$\sum N = \sum 9,81 Q_i H_i; \quad (107)$$

разделив  $\sum N$  на площадь бассейна реки  $F$ , получим удельную мощность бассейна реки:

$$n = \frac{\sum N}{F} \quad (108)$$

Для наглядной характеристики данной реки в энергетическом отношении строят так называемый кадастровый график, на котором указываются: график.



Фиг. 60. Кадастровый график р. Иркута.

нарастания площади бассейна, схематический продольный профиль реки, удельные мощности на отдельных участках и суммарные (интегральные) мощности в киловаттах. На фиг. 60 показан кадастровый график р. Иркута, притока Ангары.

## § 12. ПАВОДКИ

**1. Вопросы, подлежащие изучению.** Когда в русло реки поступают массы воды и значительно увеличиваются расходы, то образуется так называемый паводок, который движется вниз по течению. Движение наводка представляет собой неустановившееся движение, при котором гидравлические элементы (скорости, давления и пр.) в данной точке изменяются с течением времени.

Сложность явления речного паводка усложняется рядом следующих обстоятельств: 1) в дополнение к основному объему паводка присоединяются иногда значительные объемы воды из притоков, 2) уклоны речного дна изменяются по длине реки; 3) изменяется форма речного русла; 4) изменяются коэффициенты шероховатости; 5) в движении паводка принимают участие массы наносов, иногда и льда.

Нередко паводки представляют собой грозное явление природы, вызывающее затопление культурных земель с разрушением сооружений, дорог, смыв почвы и т. п. Ввиду изложенного с разрушительной силой паводков приходится

вести серьезную борьбу путем обвалования берегов, устройства водохранилищ, и т. п.

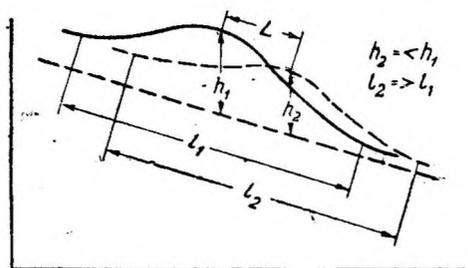
Иногда сооружения, построенные на реке для борьбы с паводками, не выдерживают напора паводочных вод и разрушаются; тогда в нижележащие участки реки внезапно поступают большие массы воды, и процесс движения паводка еще более усложняется.

Понятно, что всестороннее изучение паводков является важной задачей. К сожалению современное состояние гидравлики не дает средств для точного аналитического решения вопросов движения паводков, вследствие чего приходится пользоваться приближенными расчетными методами.

Поэтому главное внимание должно быть уделено непосредственным исследованиям реки, в состав которых должны входить: 1) подробные наблюдения колебаний уровней (с применением лимниграфов) на ряде водомерных постов, связанных нивелировкой, для получения мгновенных профилей водной поверхности в разные моменты движения паводочной волны; 2) определение скоростей течений и расходов воды; 3) определение скоростей движения паводка; 4) съемка поперечных профилей реки; 5) изучение режима наносов и пр.

## 2. Общая схема движения паводка.

а) Графические методы. Если допустить, что участок реки, на котором движется паводок, имеет одинаковый уклон, то паводочная волна для двух моментов и  $t_2$  может быть изображена схематически, как указано на фиг. 61.

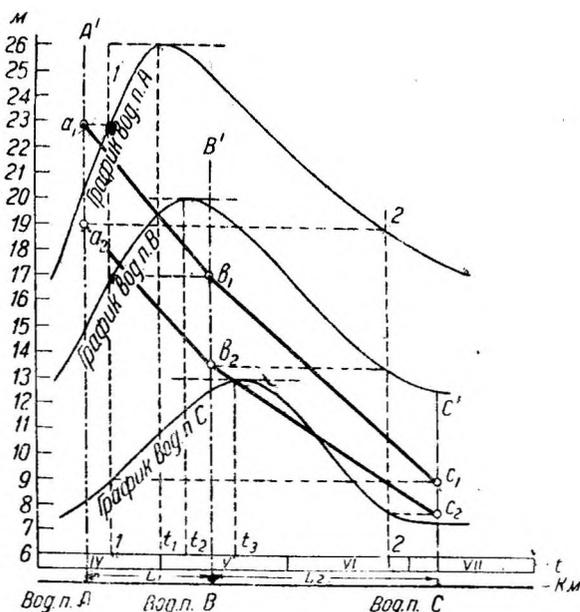


Фиг. 61. Схема движения паводочной волны.

Так как по мере движения паводочной волны вниз по течению происходит ее расплывание, то длина  $l_2 > l_1$  и высота  $h_2 < h_1$ , разделив расстояние  $L$

между гребнями паводка (в положениях первом и втором) на промежуток времени  $t_2 - t_1$  получим скорость движения паводочной волны  $w$ , т. е.:

$$w = \frac{L}{t_2 - t_1} \quad (109)$$



Фиг. 62. Графическое определение скорости движения паводка и построение продольных профилей реки при разных уровнях.

как указано на фиг. 62. Зная расстояния между водомерными постами  $A, B, C$ , равные  $L_1$  и  $L_2$ , можно определить скорости движения паводоч-

ной волны  $w_1$  и  $w_2$  в промежутках между водомерными постами  $A-B$  и  $B-C$ , равные:

$$w_1 = \frac{L_1}{t_2 - t_1}, \quad w_2 = \frac{L_2}{t_3 - t_2}.$$

Если на оси  $X$ -ов отложить в том или ином масштабе расстояния между водомерными постами  $L_1$  и  $L_2$  и провести вертикальные линии  $A-A'$ ,  $B-B'$  ж  $C-C'$ , то нетрудно для любых моментов построить схематический продольный профиль водной поверхности; на фиг. 62 взяты два момента  $1-1$  и  $2-2$  и построены продольные профили  $a_1b_1c_1$  и  $a_2b_2c_2$ .

б) Аналитический метод<sup>1</sup>. Рассмотрим участок реки длиной  $l$  с прямоугольным руслом большой ширины. Для единицы ширины потока расход  $q$  можно выразить в виде некоторой функции:

$$q = f_1(l, t) \quad (110)$$

Глубину  $h$  для любого сечения в любой момент времени можно выразить также в виде функции:

$$h = f_2(l, t) \quad (111)$$

Расход  $q$  равен:

$$q = h \cdot l \cdot v = hw, \quad (112)$$

где  $v$  — средняя скорость течения.

Если расходы в двух сечениях равны  $q_1$  и  $q_2$ , то при  $q_2 > q_1$  объем воды между двумя сечениями убывает, т. е.  $h$  уменьшается; при малом расстоянии между сечениями убыль расхода  $\Delta q$  равна:

$$(113)$$

где  $\Delta t$  — промежуток времени.

В пределе на единицу длины потока

$$\frac{\partial q}{\partial l} = - \frac{\partial h}{\partial t},$$

иначе:

$$\frac{\partial q}{\partial l} + \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (\text{уравнение неразрывности}). \quad (114)$$

Рассмотрим три кривые 1, 2, 3 (фиг. 63), которые изображают изменение  $q$  в зависимости от времени  $t$  для трех пунктов, характеризуемых значениями

$l_1, l_2, l_3$ .

Точки  $A, B, C$  соответствуют величинам максимальных расходов; так как наводок расплывается, то последующие точки на кривых располагаются ниже точек  $A, B, C$ . Пересечение первой и второй кривых в точке  $E$  показывает, что расходы в двух смежных сечениях равны, т. е.

$$\frac{\partial q}{\partial l} = 0; \quad (115)$$

из уравнения (114) следует, что

$$\frac{\partial h}{\partial t} = 0. \quad (116)$$

Это означает, что в момент  $E$  высота паводка максимальная. Таким образом, максимум высоты уровня наступает позже, чем максимум расхода.

Определим максимум расхода для некоторых сечений. Приравняем нулю производную  $q$  по  $t$ , пользуясь уравнением (112):

$$\frac{\partial q}{\partial t} = v \frac{\partial h}{\partial t} + h \frac{\partial v}{\partial t} = 0. \quad (117)$$

<sup>1</sup> М. А. Великанов, Гидрология суши, М. 1937. Ф. Форхгеймер, Гидравлика, М. — Л. 1935.

Из предыдущего следует, что когда расход достиг максимума, т. е. когда  $\frac{\partial q}{\partial t} = 0$ , высота паводка еще возрастает т. е.:

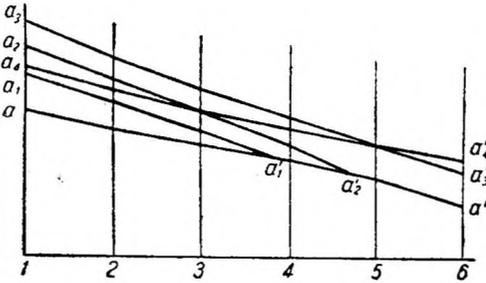
$$\frac{\partial h}{\partial t} > 0.$$

Следовательно на основании уравнения (117) можно записать:

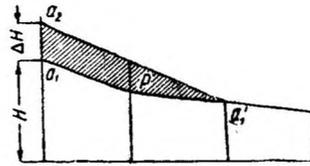
$$\frac{\partial v}{\partial t} < 0,$$

т. е. максимум скорости наступает раньше, чем максимум расхода.

Таким образом при одиночной паводочной волне в каждом сечении реки сначала наступает максимум скорости, затем максимум расхода и наконец — максимум высоты. Названные максимумы двигаются с различными скоростями, которые отличаются от скоростей течения реки. Так как



Фиг. 64. Схема последовательных изменений продольных профилей водной поверхности реки при прохождении паводка.



Фиг. 65. Приращение объема воды  $P$  при подъеме уровня на  $\Delta H$ .

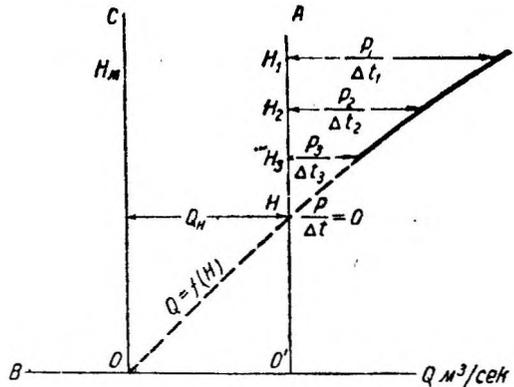
гребень паводка движется быстрее, чем начало и конец паводка, то при распластывании уклон верховой (тыловой) части паводочной волны уменьшается, а уклон низовой (лобовой) части становится круче.

3. Формирование расходов воды. Рассмотрим схему формирования расходов воды при движении паводка. На фиг. 64 изображены последовательные продольные профили водной поверхности реки:  $a - a'$  — первоначальный профиль до наступления паводка;  $a_1 - a'_1$  — начало подъема;  $a_2 - a'_2$  — следующая фаза;  $a_3 - a'_3$  — максимальный подъем в створе 1 и т. д.<sup>1</sup>

Выделим участок продольного профиля (фиг. 65), когда высота уровня воды в данном створе равна  $H$ , а расход равен  $Q_H$ . Пусть через промежуток времени  $\Delta t$  уровень подыметься на  $\Delta H$  и продольный профиль примет положение  $a_2 - a'_1$ , указанное на фиг. 65; тогда заштрихованная площадь  $P$  изобразит объем воды, накопившейся в русле за промежуток  $\Delta t$ ; если  $Q'$  расход при уровне  $H + \Delta H$ , то можно написать:

$$Q' = Q_H + \frac{P}{\Delta t} \quad (118)$$

Если иметь план русла реки в горизонталях и несколько пронивелированных мгновенных продольных профилей водной поверхности реки во время движения паводка, то нетрудно вычислить величины  $\frac{P}{\Delta t}$  и получить значения расходов воды



Фиг. 66. Построение кривой  $Q = f(H)$  по данным нивелировок мгновенных продольных профилей.

<sup>1</sup> Н. А. Ржаницын. Речная гидравлика, ч. I, М. 1934.

при разных горизонтах, после чего можно достроить кривую  $Q = f(H)$ , определив предварительно графически значение  $Q_H$  при  $\frac{P}{\Delta t} = 0$  (фиг. 66).

Построение производится следующим образом: строят координатные оси  $AO'$  и  $BO'Q$ , откладывают вправо  $\frac{P_1}{\Delta t_1}$ ,  $\frac{P_2}{\Delta t_2}$ ,  $\frac{P_3}{\Delta t_3}$ , соответствующие горизонтам  $H_1$ ,  $H_2$ ,  $H_3$ ; концы отрезков соединяют кривой, которую экстраполируют до пересечения с линией  $AO'$ ; продолжая кривую до пересечения с линией  $BO'Q$ , получают точку  $O$ , из которой восстанавливают перпендикуляр к  $OC$ .

**4. Скорость движения паводка.** Скорость движения паводка  $w$  можно представить в следующем виде:

$$w = \frac{\partial Q}{\partial \omega} = \frac{\partial(\omega v)}{\partial \omega} = v + \omega \frac{\partial v}{\partial \omega}, \quad (119)$$

где  $Q$  — расход,  $\omega$  — площадь живого сечения,  $v$  — средняя скорость в живом сечении.

Из уравнения (119) следует, что при нарастании паводка, т. е. когда  $\frac{\partial v}{\partial \omega} > 0$ , скорость паводка больше средней скорости в живом сечении; при  $\frac{\partial v}{\partial \omega} < 0$  скорость  $w < v$  и при  $\frac{\partial v}{\partial \omega} = 0$ , т. е. при максимальном значении  $v$ ,  $w = v$ .

Рассмотрим простейший случай, когда река имеет прямоугольное живое сечение шириной  $B$ ; обозначив глубину через  $h$ , получим:

$$\omega = Bh. \quad (120)$$

На основании уравнения (119):

$$w = \frac{\partial Q}{B \partial h}. \quad (121)^1$$

Из выражения (102) можно получить для прямоугольного русла (при  $I = \text{const}$ ):

$$Q = Ah^{\frac{3}{2}}; \quad (122)$$

$$v = \frac{Ah^{\frac{3}{2}}}{Bh} = \frac{Ah^{\frac{1}{2}}}{B}. \quad (123)$$

Вставив выражение (122) в (121) и произведя дифференцирование, можно записать:

$$w = \frac{\frac{3}{2} Ah^{\frac{1}{2}} \partial h}{B \partial h}. \quad (124)$$

Приняв во внимание выражение (123), получим:

$$w = \frac{3}{2} v \quad (\text{для прямоугольного русла}); \quad (125)$$

$$w = \frac{4}{3} v \quad (\text{для параболического русла}); \quad (126)$$

$$w = \frac{5}{4} v \quad (\text{для треугольного русла}). \quad (127),$$

Но наблюдениям на нижнем участке р. По протяжении 71,5 км, где река не принимает притоков, скорость движения паводка по данным проф. Джиандотти получилась равной  $w = 1,5v$ .

Однако в другом случае на р. Аар наблюдалась скорость движения искусственной паводочной волны  $w = 3,23v$ , т. е. результат наблюдений резко отличается от величин, получающихся по формулам.

<sup>1</sup> Уравнение (121) нетрудно получить непосредственно, так как приращение расхода  $\Delta q$  на участке, имеющем прямоугольное сечение шириной  $B$  в начале и конце, при изменении уровня на  $\Delta h$  равно  $\Delta q = wB\Delta h$ , или в пределе  $w = \frac{\partial Q}{B \partial h}$ .

Ввиду сложности явлений движения паводков и ряда принятых упрощений на приведенные выше выводы и расчеты следует смотреть как на ориентировочные.

**5. Мощность паводков. Форма графиков колебаний уровня воды.** Мощность паводка определяется: 1) объемом воды, который несет паводок, 2) высотой паводка, 3) величиной секундных расходов и 4) скоростью передвижения паводка.

Объем паводка зависит от причин вызывающих паводок, и от условий, в которых протекают формирование паводка и его проход по реке. Так например, если паводок образуется от таяния снега, накапливающегося зимой в бассейне данной реки, то объем весеннего половодья определяется запасами снега в воде, т. е. снежностью зимы; на объем паводка оказывают влияние и такие причины, как потери на испарение, впитывание в почву и др. Если паводок образуется от ливней, то наиболее важными являются продолжительность и интенсивность ливней (гл. 5). Объем весенних паводков многих рек выражается миллиардами кубических метров ( $\text{км}^3$ ), например Миссисипи имеет паводки до  $300 \text{ км}^3$ , Волга — свыше  $150 \text{ км}^3$ .

Высота паводка зависит не столько от его объема, сколько от характера живого сечения; так например, высота весеннего паводка (над нулем графика) на Волге не превышает 9—10 м, на Миссисипи паводки достигают высоты 19 м и более; на р. Паране паводок имеет высоту 40 м (в ущелье, в 4 км ниже главных порогов).

Величины максимальных расходов зависят от ряда факторов: от площади бассейна, от метеорологических и гидрологических причин. Максимальный весенний расход Волги у Куйбышева определяется в  $75\,000 \text{ м}^3/\text{сек}$ , максимальный расход Амазонки превышает  $200\,000 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

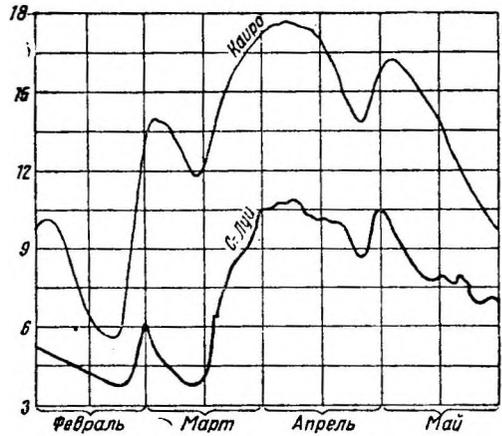
Необходимо отметить, что величина максимального расхода может быть различной в разные годы при одном и том же объеме паводка в зависимости от условий таяния и стока. При характеристике величины максимальных расходов надо учитывать также вероятность того или иного расхода (гл. 5).

Скорость передвижения паводка определяется величиной уклона, характером русла, величиной секундного расхода. Паводки горных рек двигаются со скоростью 13—15 и более  $\text{км}/\text{час}$  (3,6—4,2  $\text{м}/\text{сек}$ ), паводки равнинных рек с широкой поймой проходят со скоростью 3—5  $\text{км}/\text{час}$  (0,8—1,4  $\text{м}/\text{сек}$ ). По наблюдениям Е. В. Близняка на Енисее средняя скорость движения паводка на участке Красноярск — Енисейск выражалась 1,1  $\text{м}/\text{сек}$ . Средняя скорость движения весеннего паводка на Нижней Волге на участке Тетюши — Сталинград по наблюдениям Б. В. Полякова—0,90  $\text{м}/\text{сек}$ .

Графики колебаний уровня воды во время паводков по своему характеру могут быть подразделены на простые и сложные.

Простые графики имеют вид кривой с резко выраженным одним максимумом; они свойственны бесприточным участкам. Крутизна ветвей кривой зависит как от гидрологических и метеорологических условий стока, так и от формы русла.

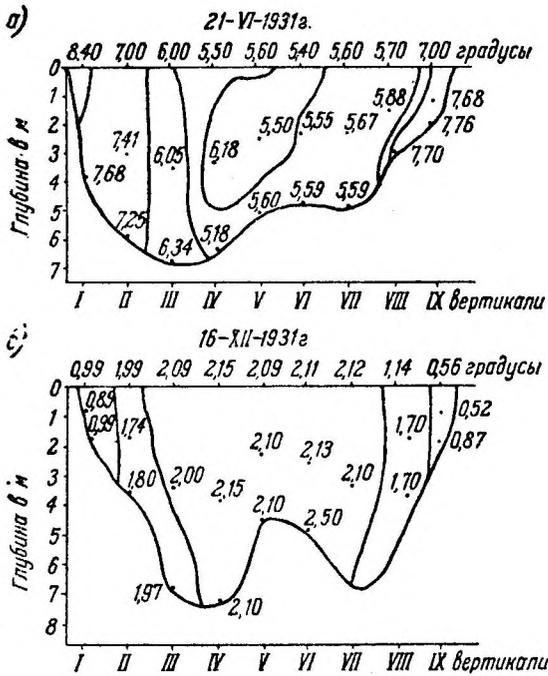
Сложные графики наблюдаются в случаях, когда к паводку,двигающемуся по реке, присоединяются паводки, идущие с притоков; тогда график получает вид кривой с рядом гребней и ложбин. Иногда график искажается также при резких изменениях расходов в связи с прорывом оградительных валов, как это имеет место например на реке Миссисипи. На фиг. 67 изображены сложные графики колебаний уровня воды во время прохождения паводка на Миссисипи.



Фиг. 67. Графики колебаний уровня р. Миссисипи у Каиро и у С. Луи, 1912 г.

## § 13. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

**1. Факторы, влияющие на температуру воды.** Главным фактором, влияющим на температуру воды в реке, является температура воздуха, с которым вода соприкасается своей поверхностью. На температуру воды оказывают также влияние температура речного русла, непосредственное нагревание воды и дна лучами солнца, а также ветер, усиливающий теплообмен между воздухом и водой, и влажность воздуха, влияющая на испарение. Подземные воды, питающие реку, оказывают иногда существенное влияние на температуру воды в реке: бывают например случаи, когда в некоторых местах река не замерзает благодаря питанию теплыми ключами; наконец спуск фабричных вод в реку может изменить естественный температурный режим речных вод.



Фиг. 68. Распределение температур воды в живом сечении р. Ангары у Иркутска: а — 21/VI 1931 г.; б — 16/XII 1931 г.

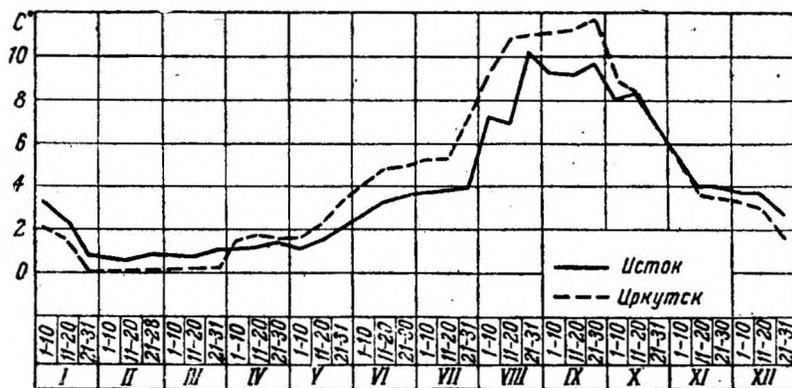
водится изображение распределения температур воды в живом сечении Ангары у Иркутска по наблюдениям Байкальской лимнологической станции Академии наук СССР 21 июня и 16 декабря 1931 г. Из рассмотрения живых сечений, в которых проведены изотермы (линий равных температур), видно, что в летнее время (фиг. 68) температура воды у берегов выше, чем по середине реки, а в зимнее время — наоборот (фиг. 68). Разность между наибольшей и наименьшей температурами достигает для летнего профиля  $3,0^\circ$ , а для зимнего  $1,98^\circ$ .

В отчете о работах по изучению ледовых явлений на Ангаре в зимы 1932—1933—1934 гг. (рукопись, архив Гидроэнергопроекта) говорится, что „об однородности температуры по вертикали, а тем более по профилю (живому сечению), речи быть не может“. Так, на одной из вертикалей живого сечения р. Ангары (в 37 км от истока) температура воды 11 марта 1933 г. у дна выражалась величиной  $0,740^\circ$ , а на глубине 0,5 м от поверхности  $1,390^\circ$ . Исследованиями на Ангаре обнаружено, что распределение температур воды на вертикали по глубине может быть „самое разнообразное“. На р. Свири Ф. И. Бидиным была также установлена неоднородность температур воды в живом сечении.

Обычно в летнее время днем вода на поверхности несколько теплее, чем у дна, ночью — наоборот. При наличии отрицательных температур картина меняется: наинизшие температуры обычно наблюдаются у поверхности воды.

<sup>1</sup> A. Schoklitsch, Der Wasserbau, B. I, Wien, 1930, стр. 11.

3. Суточный и годовой ход температуры воды в реке. В течение суток температура воды изменяется в зависимости от изменения температуры воздуха; иначе говоря, температура воды имеет суточный ход; разница между максималь-



Фиг. 69. График среднедекадных температур воды на стрезне р. Ангары у Иркутска и у истока за 1932 г.

ным и минимальным значениями температуры воды обычно не превосходит 1—2°. Однако на некоторых северных реках, как например на р. Яне, суточные колебания температуры воды достигают 4°.

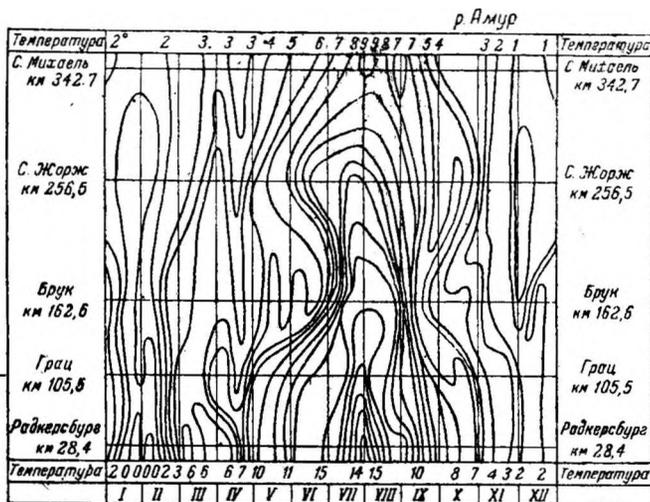
Температура воды в реке изменяется в течение года (в соответствии с изменением температуры воздуха), т. е. изменения температуры воды имеют

годовой ход. На фиг. 69 изображен график среднедекадных температур воды на стрезне р. Ангары у Иркутска и у истока за 1932 г. по данным наблюдений Ангарского бюро треста Гидроэлектропроект.

В практике обычных наблюдений температура воды после замерзания реки принимается условно равной нулю.

4. Изменение температуры воды по длине реки. Температура воды изменяется и по длине реки, вследствие изменения по длине реки указанных в п. 1 факторов как метеорологических, так и других; большое влияние на изменение температуры воды могут оказать притоки, условия питания и температура воды которых могут иметь ряд особенностей.

Наглядную картину изменений температуры воды по длине реки дают термоизоплеты<sup>1</sup>, как это видно на фиг. 70, где показаны изменения температур р. Мур (по Шокличу).



Фиг. 70. Термоизоплеты изменений температуры воды р. Мур (по Шокличу).

## § 14. ЗИМНИЙ РЕЖИМ РЕК

1. Общие данные. Появление пулевой и отрицательной температур в природе вызывает резкие изменения в равного рода процессах, в которых прини-

<sup>1</sup> Изоплетами называются кривые, изображающие зависимость трех переменных;

в рассматриваемом случае; температур, расстояний и времени,

мают участие вода, переходящая при  $0^{\circ}$  из жидкого состояния в твердую фазу — лед. В жизни реки низкие температуры вызывают также весьма существенные изменения, почему мы особо выделяем рассмотрение зимнего режима рек.

Началом зимнего периода условно считают устойчивое появление отрицательных температур воздуха; концом зимнего периода — очищение реки от льда.

Зимний период жизни реки может быть подразделен на три характерные части: 1) замерзание реки, 2) ледостав, 3) вскрытие реки.

Период замерзания заканчивается моментом образования устойчивого ледяного покрова; период ледостава считается от момента замерзания до начала устойчивого появления положительных температур воздуха; наконец последний период — вскрытие реки, протекающее обычно в весеннее время, заканчивается очищением реки от льда.

Следует отметить, что рассмотрение зимнего режима рек нами производится главным образом применительно к условиям СССР, где все без исключения реки в той или иной степени испытывают влияние отрицательных температур и где продолжительность ледостава нередко превосходит 5—6 и более месяцев. К сожалению зимний режим рек СССР изучен мало; первые систематические комплексные исследования зимнего режима были произведены на р. Енисее от Минусинска до Красноярска под руководством Е. В. Близняка. Обширные зимние исследования были выполнены на реках Волхове и Свири под руководством В. М. Родевича в связи с постройкой гидростанции, а также на р. Ангаре под руководством В. М. Малышева; значительный интерес представляют исследования зимнего режима Нижней Волги, произведенные под руководством Б. В. Полякова.

**2. Замерзание реки.** а) Процесс замерзания. Глубинный лед и причины его образования. С появлением отрицательных температур воздуха происходит прежде всего охлаждение верхних слоев воды, и на поверхности воды появляется так называемое сало — тонкая ледяная пленка, имеющая вид разлитой масляной жидкости. Вследствие турбулентного характера течения происходит непрерывное перемешивание, и вся масса воды постепенно охлаждается; температуры воды становятся отрицательными, иначе говоря, происходит переохлаждение воды, выражающееся обычно в сотых долях градуса; так, по исследованиям Е. В. Близняка, на Енисее переохлаждение воды доходило до  $-0,10^{\circ}$ ; по наблюдениям В. Я. Альтберга на Неве до  $-0,04^{\circ}$ . Возможность переохлаждения воды в лабораторных условиях была установлена многими исследователями, начиная с Фаренгейта (1721 г.), которому удалось охладить воду в запаянной трубке до  $-9,4^{\circ}$ ; в новейших опытах Таммана переохлаждение воды в капиллярных трубках доводилось до  $-33^{\circ}$ .

Переохлаждение воды создает благоприятные условия для кристаллизации, которая и происходит при соприкосновении переохлажденной воды с дном и взвешенными частицами наносов (пыли). В результате образуется так называемый глубинный лед<sup>2</sup>; в состав глубинного льда входят: а) донный лед, кристаллизующийся на дне, и б) взвешенный лед, или шуга (глубинная) во взвешенном состоянии; по мере развития процесса льдообразования массы льда всплывают на поверхность реки, причем при отрыве от дна скоплений донного льда нередко вместе со льдом увлекаются частицы грунта и даже галька и камни; известно например, что на Енисее при пробивке лунок во льду попадает галька.

Так как всплывший глубинный лед подвергается непосредственному воздействию низких температур воздуха, то структура его становится более плотной; обычно он смерзается со снегом, попадающим из атмосферы на поверхность воды. Названные продукты образования глубинного льда, всплывшие на поверхность льда, называются также шугай (поверхностной).

Скрытая теплота льдообразования уносится течением и теряется через толщу потока в холодный воздух. Таким образом переохлаждение воды поддерживается непрерывно вплоть до образования ледяного покрова. Как только

<sup>1</sup> В. Я. Альтберг, О центрах или ядрах кристаллизации воды, „Метеорология и гидрология“ № 3, 1938.

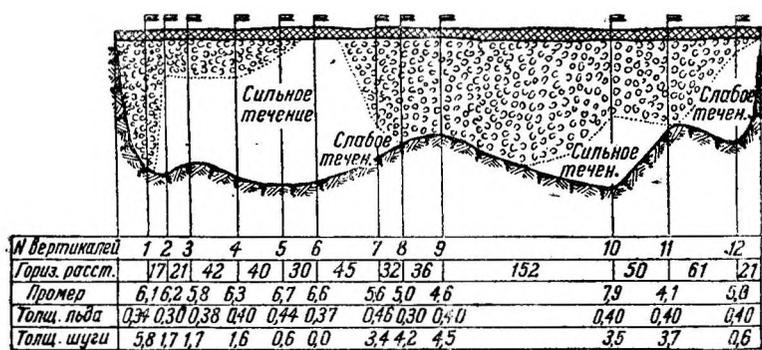
<sup>2</sup> В литературе обычно называется донным льдом, но это название по существу неправильно, в последнее время в литературе появились термины: „подводный лед“, „внутриводный лед“.

образуется ледяной покров, переохлаждение воды прекращается, прекращается образование глубинного льда и начинается нарастание ледяного покрова под влиянием воздействия низких температур воздуха.

Изложенная схема процесса образования глубинного льда и замерзания реки построена согласно исследованиям Б. Я. Альтберга и Олара Девика (Q. Devik) и в настоящее время может считаться наиболее обоснованной.

б) Некоторые другие теории образования глубинного льда. Что касается влияния лучеиспускания на процесс охлаждения масс воды, то оно ничтожно ввиду весьма слабой теплопроводности воды. Поэтому теория американского ученого Барнеса (Barnes), основанная на лучеиспускании, не может быть признана удовлетворительной; попытки объяснить образование донного льда охлаждающим действием Дна (Щукин, Быдин) оказались явно несостоятельными, так как наблюдениями было установлено, что осенью и зимой температура дна за исключением узкой береговой полосы обычно выше температуры воды.

Согласно теории Гей-Люссака донный лед образуется на поверхности в виде ледяных кристаллов, которые затем увлекаются турбулентным течением на дно реки, где и замерзают. Теория Гей-Люссака впоследствии была дополнена и



Фиг. 71. Поперечное сечение реки глубинным льдом (17/II 1932 г.).

развита В. М. Лохтиным, который даже предложил называть донный лед „наносным“, т. е. занесенным с поверхности воды. Рассматриваемая теория не согласуется с новейшими исследованиями природы образования глубинного льда, так как не учитывают ни условий кристаллизации, ни условий теплового баланса водного потока в период льдообразования. Кроме того механизм образования глубинного льда по новейшим наблюдениям в природе и в лабораториях не соответствует схеме образования глубинного льда путем увлечения ледяных кристаллов с поверхности к дну.

в) Наблюдения над глубинным льдом. Чтобы обнаружить наличие глубинного льда, достаточно опустить в реку например проволочную сетку, на которой и образуются массы глубинного льда. Интересно отметить, что на образование глубинного льда влияет и материал, из которого устроена сетка; так, по сообщению В. Пиотровича<sup>1</sup> решетка с прутьями из разных материалов, опущенная в воду, покрывалась глубинным льдом неодинаково в разных своих частях; на прутьях из эбонита, стекла, каучука глубинный лед не образовывался.

Интенсивность образования глубинного льда зависит от интенсивности отдачи тепла через толщу потока, поэтому в реках с значительными скоростями течения, порожистых, как например на Ангаре, глубинный лед образуется в значительных количествах.

г) Зажоры. Нередко скопления глубинного льда почти полностью забивают русло реки и образуют так называемые зажоры, которые сопровождаются высокими подъемами уровня воды и затоплениями прибрежных земель.

На Ангаре например зажорные участки имеют длину по несколько километров. На фиг. 71 показано живое сечение реки, забитое глубинным льдом.

<sup>1</sup> В. Пиотрович. Избирательная способность образования внутриводного (донного) льда, „Метеорология и гидрология“ № 3, 1938.

д) Действие глубинного льда на гидротехнические сооружения. Глубинный лед оказывает вредное влияние на гидротехнические сооружения, в особенности на водоприемники; закупорка шугой решеток турбин иногда является причиной остановки гидростанций, как это имело место, например на Волхове и на многих гидростанциях в Западной Европе в 1928 г. В 1914 г. вследствие закупорки водоприемника глубинным льдом прекратилось водоснабжение Петербурга. Ввиду сказанного приходится вести серьезную борьбу с глубинным льдом и затрачивать ежегодно громадные средства<sup>1</sup>.

е) Процесс замерзания реки. Заторы. В процессе замерзания реки образование поверхностного кристаллического льда начинается обычно в виде, так называемых заберег у берегов, где наблюдаются малые скорости течения. В начале забереги не отличаются устойчивостью и береговые льдины нередко увлекаются течением и присоединяются к массам плывущей шуги. При этом осенний ледоход иногда сопровождается заторами, которые представляют собой как бы ледяные плотины — скопления плотных масс льда, преимущественно кристаллического; иногда заторы объединяются с зазорами. Заторы, так же как и зазоры, вызывают значительный подъем уровня воды. На фиг. 72 изображен затор на Ангаре.



Фиг. 72. Затор на р. Ангаре.

Заторы и заторы образуются обычно на суженных участках реки, крутых закруглениях, иногда перекатных участках. Ясно, что расположение плотин, мостов и других сооружений в заторных и зазорных участках реки крайне нежелательно.

Изучая процесс замерзания реки на участке более или менее значительной длины, можно установить, что замерзание реки происходит в разных местах в разное время. Так, если река протекает в меридиональном направлении,

то северные участки замерзают позже южных; например Енисей у Минусинска (53°43' с. ш.) замерзает 18 ноября, а у Туруханска (65°55' с. ш.) — 31 октября.

ж) Влияние разных факторов на замерзание реки. Кроме климатических факторов на замерзание реки влияют факторы гидрологические, в особенности скорости течения и величина расхода воды; чем скорости течения больше, тем продолжительнее период замерзания; большим расходам воды соответствует большая продолжительность периода замерзания.

Таблица 18

Связь между  $\Sigma t^\circ$  и  $Q_{ср}$  (р. Волхов)

Год	Период замерзания реки	$\Sigma t^\circ$	$Q_{ср}$ в м <sup>3</sup> /сек	$\alpha = \frac{\Sigma t}{Q_{ср}}$
1922	27/X — 29/XI	—30,9	380	0,08
1923	27/X — 23/XI	—93	980	0,09
1924	16/XI — 7/XII	—18,2	200	0,09
1925	21/XI — 27/XI	—68	560	0,12
			Среднее 0,10	

<sup>1</sup> Е. В. Близняк, М. М. Гришин и др., Гидротехнические сооружения, т. II, Л.— М. 1939.

Если подсчитать сумму отрицательных температур с момента появления сала до момента ледостава и вычислить средний расход воды за тот же период, то иногда можно получить характерную зависимость, как это наблюдалось например на Волхове; в табл. 18 показаны результаты подсчетов Е. И. Иогансона для Волхова за 1922—1925 гг.

Из табл. 18 можно сделать вывод, что в рассматриваемом случае имеется зависимость вида:

$$\Sigma t = \alpha Q_{\text{ср}}. \quad (128)$$

На продолжительность периода замерзания могут оказать влияние колебания уровня воды, затрудняющие льдообразование, а также ветер. Кроме того существенное влияние оказывают гидротехнические сооружения, имеющиеся на реке: водохранилища, образованные плотинами, обычно замерзают раньше по сравнению со свободными участками реки; участки реки, расположенные в нижнем бьефе, в связи с колебаниями уровня воды при регулировании, особенно суточном, характеризуются сильно искаженными условиями замерзания.

з) Подъем уровня воды при ледоставе. В связи с обычно наблюдаемым, уменьшением поверхностного стока к концу осени, в период замерзания происходят постепенное уменьшение расходов воды и понижение отметок уровня воды; исключением являются, как указано выше, зазорные и заторные горизонты. Во время же самого ледостава уровень воды в реке, как правило, повышается, иногда значительно, например на Ангаре до 3 м и более (фиг. 53). Причиной такого повышения уровня воды (без увеличения расхода) является увеличение гидравлического сопротивления при движении воды в русле, покрытом льдом.

Поясним это числовым примером (по Шокличу).

Возьмем живое сечение реки в виде прямоугольника с глубиной  $h = 2,0$  м, шириной  $B = 100$  м и уклоном  $I = 0,0005$ . Рассмотрим сначала случай открытого русла; принимая

коэффициент шероховатости равным  $n = 0,030$  и гидравлический радиус  $R = \frac{2 \cdot 100}{104} = 1,92$  получим по формуле Форхгеймера:

$$Q = 100 \cdot 2 \cdot 0,0005^{0,5} \cdot 1,92^{0,7} = 234 \text{ м}^3/\text{сек}.$$

Пусть после образования ледяного покрова расстояние от дна реки до нижней поверхности льда будет равно  $x$ ; в этом случае площадь живого сечения  $\omega = 100x$ ,

смоченный периметр  $\chi = 200 + 2x$ ; гидравлический радиус  $R = \frac{100x}{200 + 2x}$ ,

$$Q = \omega \frac{1}{n} I^{0,5} R^{0,7} = \frac{1}{n} I^{0,5} \frac{\omega^{1,7}}{\chi^{0,7}},$$

откуда

$$\frac{nQ}{\sqrt{I}} = \frac{(100x)^{1,7}}{(200 + 2x)^{0,7}}.$$

Подставив численные значения, можно получить, что

$$x = 2,67 \text{ м}.$$

Таким образом в рассматриваемом случае подъем уровня равен:

$$2,67 - 2,00 = 0,67 \text{ м}.$$

Для упрощения принято, что уклон  $I$  до ледостава и после ледостава одинаков, что конечно не вполне правильно.

**3. Ледостав.** а) Общие данные. По замерзании реки начинается период ледостава. Река покрывается поверхностным льдом, главную массу которого составляет кристаллический лед; верхнюю часть поверхностного льда составляет снеговой лед, который представляет собой уплотнившийся снеговой покров; толщина снегового льда обычно невелика: 3—10 см.

Как было указано выше, река обычно замерзает в разное время на различных участках; наблюдаются случаи, когда замерзшие участки вскоре вскрываются, например после оттепелей, а потом снова замерзают. Местами река замерзает после образования заторов или зажоров. Таким образом и поверхность ледяного покрова не везде одинакова: местами поверхность льда — гладкая, местами наблюдаются нагромождения льдов — торосы.

б) Полыньи. Некоторые участки реки не замерзают в течение всей или части зимы. Такие незамерзшие участки называются полыньями. Причинами образования полыней являются: 1) большие скорости течения, например на порогах; 2) выход в русло реки подземных вод с повышенной температурой; 3) спуск фабричных и конденсационных вод.

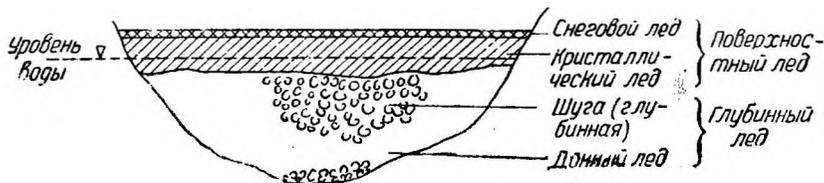
Полыньи причиняют затруднения зимнему транспорту по реке (в некоторых районах, например в Сибири, зимнее сообщение по рекам широко развито). Кроме того полыньи являются, так сказать, „фабриками глубинного льда“; обычно ниже полыньи можно обнаружить скопления глубинного льда. Ввиду сказанного приходится вести борьбу с полыньями, прибегая например к искусственному их замораживанию<sup>1</sup>.

Таким образом хотя после замерзания реки прекращается образование глубинного льда, но вследствие наличия полыней можно на многих участках реки обнаружить донный лед, в особенности шугу (глубинную).

Следовательно в некоторых поперечных профилях реки можно наблюдать и поверхностный и глубинный лед. На фиг. 73 показано живое сечение реки с разными видами льда (см. также фиг. 71).

Как указано выше, шуга бывает двух видов: поверхностная — в период осеннего ледохода и ледостава и глубинная. В Сибири глубинную шугу называют „шакша“, в других местах СССР встречаются термины: „жужга“, „шорох“ и т. п.

Если во льду пробить лунку, то уровень воды обычно располагается ниже верхней поверхности льда и выше нижней его поверхности. Таким образом



Фиг. 73. Разные виды льда в живом сечении реки.

поверхностный лед погружен в воду. Как известно, при наблюдениях над колебаниями уровня воды определяют отметку уровня воды в лунке и в то же время промеряют глубину погружения льда для определения площади живого сечения реки за вычетом погруженной площади льда. Бывают случаи, когда вода изливается из лунки на поверхность ледяного покрова, что указывает на наличие напора.

в) Наледи. Из других явлений ледоставного периода следует отметить так называемые наледи (тарьны), которые образуются следующим образом: при наличии большого напора в живом сечении реки вследствие нарастания мощного ледяного покрова при низких температурах появляются трещины во льду, вода изливается на поверхность льда и замерзает<sup>2</sup>. Если такой процесс происходит неоднократно в течение зимы, то в местах наледи толщина льда достигает значительной величины — 4—5 м и более. Таким образом в русле реки образуются как бы ледяные пробки, затрудняющие весной очищение русла реки от льда. Кроме того наледи представляют опасность для сообщения по льду зимой в период, когда вода изливается на поверхность. По вскрытии реки массы льда иногда остаются в пойме реки в течение целого лета; встречаются даже многолетние наледи. Из рек, на которых наледи имеют большое распространение, следует отметить Лену, Колыму, Индигирку и другие реки крайнего северо-востока СССР.

Необходимо упомянуть еще о промерзании рек до дна, наблюдаемом в Сибири; в этих случаях расход воды обычно фильтрует в толще аллювия, а иногда вовсе прекращается, особенно если река протекает в районе вечной мерзлоты (гл. 8)

<sup>1</sup> Е. В. Близняк, М. М. Гришин и др., Гидротехнические сооружения, т. II, Л. — М. 1939.

<sup>2</sup> Образованию наледи способствует водонепроницаемое дно реки, например в вечной мерзлоте; если дно водопроницаемое, например галечное, то вода может найти ход в толще аллювия.

и дно реки является водонепроницаемым. Указанное промерзание рек до дна представляет серьезные затруднения при устройстве водоснабжения.

г) Свойства льда. Приведем краткие числовые данные, характеризующие свойства кристаллического льда (табл. 19).

Таблица 19

**Свойства льда**

Удельный вес кристаллического льда.....	0,92	Временное сопротивление изгибу.....	20 кг/см <sup>2</sup>
Модуль упругости .....	30 000 кг/см <sup>2</sup>	Коэффициент теплопроводности .....	0,00573
Временное сопротивление сжатию.....	35 „	Коэффициент линейного расширения .....	0,000160
Временное сопротивление растяжению.....	14 „	Коэффициент объемного расширения .....	0,000053
Временное сопротивление скалыванию.....	7 „		

Примечание. Приведенные в табл. 19 величины являются средними и могут быть применяемы лишь для предварительных расчетов.

д) Толщина льда. Толщина ледяного покрова (поверхностного льда), как указано выше, постепенно нарастает, достигая максимума, соответствующего местным метеорологическим и другим условиям; кроме того на толщину льда влияет наличие снегового покрова, а также скорость течения.

Наиболее важным фактором, влияющим на толщину льда, является температура воздуха. Если через обозначим сумму среднесуточных температур воздуха от начала льдообразования до данного момента, то толщина льда  $h_n$  (в метрах) в естественных условиях (под снеговым покровом) выразится следующей формулой:

$$h_n = A \sqrt{\sum t} \quad (129)$$

Для р. Свири Ф. И. Быдин получил  $A = 2$ ; такая же величина получена и для Оби у Новосибирска.

При пользовании среднемесячными температурами для р. Свири было получено  $A = 11$ , т. е.

$$h_n = 11 \sqrt{\sum t}, \quad (130)$$

где  $\sum t$  — сумма среднемесячных температур воздуха за рассматриваемый период.

Для наглядности можно построить график изменений толщины льда в течение зимы с нанесением также кривой изменения  $\sum t$  как это показано на фиг. 74, изображающей данные для р. Колымы у Ср. Колымска.

Для предварительных гидротехнических расчетов можно принимать толщину льда для разных районов СССР согласно табл. 20.

Таблица 20

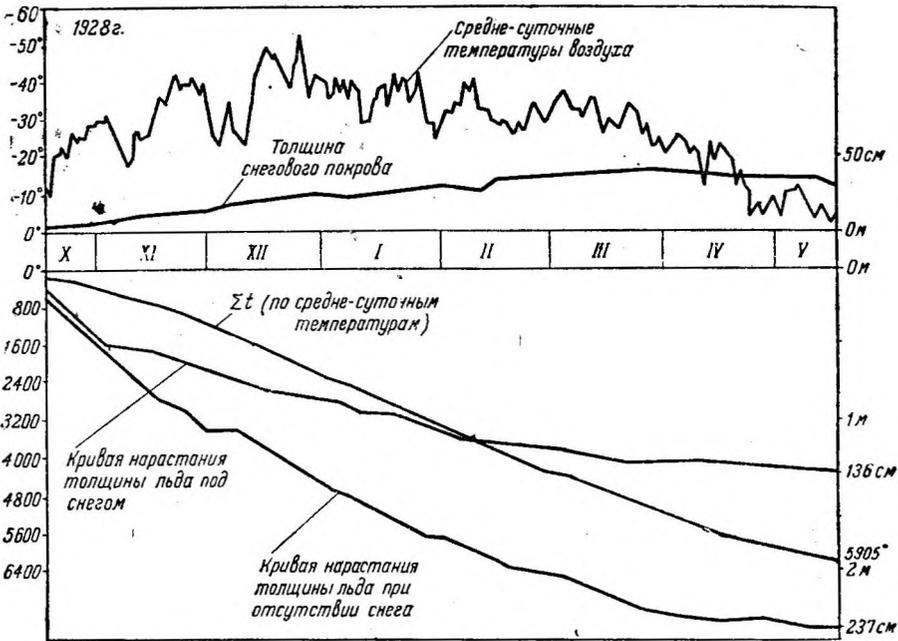
**Толщина льда на реках СССР**

(Ориентировочные данные)

Южные районы.....	0,25—0,60 м
Средние „ .....	0,60—0,90 „
Северные „ .....	0,90—1,60 „ и более

е) Распределение скоростей течения под ледяным покровом. Лед оказывает сильное влияние на распределение скоростей течения в живом сечении реки, при этом скорости у нижней поверхности льда так же, как и у дна, уменьшаются. Максимальная скорость расположена от нижней поверхности льда примерно на глубине  $0,37h$ , где  $h$  — глубина вертикали, считая от нижней поверхности льда.

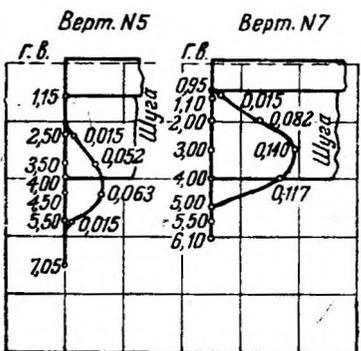
При наличии глубинной шуги скорости течения в толще шуги значительно уменьшаются. Так, по наблюдениям на Ангаре, величина скорости в шуге колебалась от 0,018 до 0,14 м/сек. Для измерения скоростей течения в шуге применялся специальный прибор, предложенный А. Т. Богдановым и основанный



Фиг. 74. График нарастания толщины льда на р. Колыме у Ср. Колымска.

на наблюдениях скорости движения соляного раствора, вводимого в толщу шуги.

На фиг. 75 показана эпюра распределения скоростей течения при наличии шуги (на Ангаре), откуда видно, что кривая скоростей течения в толще шуги



Фиг. 75. Эпюры скоростей течения на вертикалях при наличии шуги в живом сечении (р. Ангара у Бархатова, 17—18/II 1933 г.)

является плавным продолжением кривой скоростей в части живого сечения без шуги.

ж) Зимние расходы. Если сравнить величину зимнего расхода (при наличии ледяного покрова)  $Q_3$  с величиной летнего расхода  $Q_n$  при том же горизонте, то, как правило, зимние расходы меньше летних, что объясняется отмеченным выше подъемом уровня воды при замерзании реки. Для многих рек можно установить определенную линейную зависимость между  $Q_3$  и  $Q_n$ , пользуясь формулой:

$$Q_3 = kQ_n \quad (131)$$

Значение коэффициента  $T_c$  определяется на основании гидрометрических наблюдений, причем коэффициент  $k$  является величиной переменной.

В табл. 21 даны значения коэффициента  $k$  для некоторых рек СССР (А. В. Огиевский).

Большое влияние на уменьшение коэффициента  $k$  оказывает наличие в живом сечении глубинного льда, тем более, что при подсчетах величин зимних расходов принимают скорости течения в местах накопления глубинного льда равными нулю. Так, по наблюдениям Е. В. Близняка на Енисее величина  $k$  получилась равной 0,07—0,10 при значительном заполнении живого сечения реки шугой.

Значение коэффициента  $k$  для некоторых рек СССР

Наименование реки	$k$	Наименование реки	$k$
Волхов .....	0,37-0,65	Днепр.....	0,27—1,0
Мста.....	0,30—0,70	Волга у Ярославля.....	0,20-0,66
Чусовая .....	0,14—0,36	Онега.....	0,20—0,95
		Енисей у Красноярска.....	0,07—0,10

Из изложенного ясно, что при отмеченной сложности явлений зимнего режима построение кривой связи  $Q_a = f(H)$  для зимних расходов является затруднительным. Все же в некоторых случаях удается построить такую кривую (см. например фиг. 56); попятно, что в этих случаях и величина коэффициента  $k$  имеет устойчивое значение. В большинстве же случаев кривая  $Q_3 = f(H)$  не может быть построена, т. е. коэффициенты  $k$  являются переменной величиной. Поэтому необходимо произвести достаточное число непосредственных измерений зимних расходов, чтобы для разных периодов зимней жизни реки можно было установить значения  $k$ .

Гидравлика реки в зимний период отличается большой сложностью, и до настоящего времени не имеется надежных теоретических формул для вычисления скоростей течения и расходов воды при наличии ледяного покрова. Это объясняется: 1) неопределенностью и неустойчивостью величин коэффициента шероховатости; 2) неопределенностью и сложностью установления зимних уклонов; 3) трудностью учета влияния погруженности льда; 4) чрезвычайной сложностью учета влияния глубинного льда.

Пользуясь формулой Форхгеймера

$$Q = \frac{1}{n} B h^{1,7} I^{0,5}, \quad (132)$$

где  $n$  — коэффициент шероховатости по шкале Гангилие-Куттера;

$B$  — ширина русла;

$h$  — глубина;

$I$  — уклон,

и принимая  $n_0 = 0,01$  (для льда),  $n_L = 0,03$  (для летнего русла), а отсюда  $n_3 = 0,022$  (для зимнего русла), а также  $I_3 = I_L$ , проф. В. Н. Гончаров предложил для Дона с рядом оговорок формулу в следующем приближенном виде:

$$\frac{Q_3}{Q_a} = k = 0,83 \left(1 - \frac{y}{h}\right)^{1,7}, \quad (133)$$

где  $y$  — толщина льда (с учетом глубины погружения поверхностного льда и толщины слоя глубинного льда).

В последнее время были произведены заслуживающие внимания исследования П. Н. Белоконь с использованием материалов по исследованиям нижней Волги в связи с проектом Камышинской гидроэлектростанции<sup>1</sup>.

Еще раз надо подчеркнуть, что гидравлические методы могут дать лишь приближенные результаты.

Как указано выше, при наличии глубинного льда явления зимнего режима значительно усложняются; в этих случаях применение гидравлических методов безнадежно.

Необходимо еще отметить следующий способ подсчета величины среднего зимнего расхода (за весь зимний период), примененный при исследованиях Ангары<sup>2</sup> и основанный на установлении связи между средним расходом за октябрь предыдущего календарного года  $Q_x$  средним значением расхода зимнего периода  $Q_{3,ср}$ .

Для Буретской станции получились данные, помещенные в табл. 22.

<sup>1</sup> Гидротехническое строительство № 8—9, 1936; № 12, 1937.

<sup>2</sup> Гидроэнергопроект, Бюро Ангары, Гидрологический очерк р. Ангары на участке от истока до устья р. Илим (рукопись), М. 1936.

Соотношение между средним зимним расходом и средним расходом за октябрь предыдущего года (р. Ангара)

Год	Средний расход за зиму $Q_{3.ср}$ в м <sup>3</sup> /сек	Средний за октябрь $Q_x$ в м <sup>3</sup> /сек	$\frac{Q_{3.ср}}{Q_x}$
1931-1932	2102	3 500	0,60
1932—1933	2 845	4 847	0,59
1933—1934	2189	3 729	0,59
		%	Среднее 0,59

Наличие хорошей связи между  $Q_x$  и  $Q_{3.ср}$  можно объяснить тем, что в октябре, когда почти прекращается поверхностный сток, устанавливается определенный режим грунтового питания, сохраняющий свой характер и в течение зимы-

**4. Вскрытие реки.** С приближением весны и появлением положительных температур начинается таяние льда сверху; вместе с тем во время оттепелей талые воды поступают в реку, вызывают увеличение расходов воды и скоростей течения, а также повышение уровня воды. Одновременно несколько увеличивается и температура воды. Все это способствует таянию и „разъеданию“ льда снизу.

У берегов образуются свободные от льда площади, называемые закраинами. На поверхности льда образуются трещины, местами в углублениях наблюдаются скопления воды. Сообщение по льду, сначала конное, затем пешее прекращается. Уровень воды продолжает повышаться. Все это является признаком скорого вскрытия реки.

Обычно перед началом вскрытия реки наблюдается подвижка льда, когда ледяные поля получают первичные поступательные движения, а затем останавливаются. Иногда наблюдается несколько подвижек. Следует отметить, что момент подвижки является особенно опасным для сооружений: мостовых быков, плотин и др., почему обычно производится предварительная околка льда у сооружений.

Основной причиной вскрытия реки является подъем уровня воды; ледяной покров ломается, и под влиянием течения льдины приходят в движение. Начинается весенний ледоход.

Мощность весеннего ледохода значительно больше, чем осеннего, так как в нем участвуют большие массы воды и льда, движущиеся с большими скоростями. Глубинный лед при весеннем ледоходе не наблюдается.

Ледяные заторы весной нередко приобретают громадную силу, в особенности на северных реках, текущих с юга на север, когда вскрытие более северных участков реки запаздывает по сравнению с южными.

Так, особо мощный ледоход наблюдается на таких реках, как Енисей, Обь, Лена и др.

Размеры отдельных льдин достигают иногда 100 000 м<sup>2</sup> и более. Так например, на Нижней Волге наблюдались льдины 415 X 200 м, на Енисее, у Красноярска — 320 X 107 м, толщиной 1,28 м. Определение размеров льдин и вычи-

сление их живой силы  $\frac{mv^2}{2}$  имеет и практическое значение для расчета мостовых и гидротехнических сооружений.

Если определить площадь  $P$  льдин, плывущих на участке реки, имеющем площадь  $P$ , то отношение  $\varepsilon = \frac{p}{P}$  называется интенсивностью ледохода. Для двух створов реки интенсивность ледохода примерно пропорциональна средним глубинам живых сечений в этих створах.

Продолжительность весеннего ледохода зависит от ряда причин: скоростей течения, уклонов, условий вскрытия реки на всем ее протяжении, влияния при-

токов и др. Бывают например случаи, когда ледоход на главной реке заканчивается, а потом поступает лед с притоков и т. д.

Окончанием зимнего периода жизни реки считается, как указано выше, полное очищение реки от льда.

**5. Продолжительность навигационного периода.** Началом навигации считается дата очищения реки от льда, концом навигации — появление на реке сала и осеннего ледохода; фактически плавание судов начинается несколько раньше и заканчивается позже указанных сроков, но для расчетов обычно принимают отмеченные сроки.

При этом определяют средние многолетние даты; промежутки времени между началом и концом навигации называется продолжительностью навигации. Если на карте нанести даты начала и

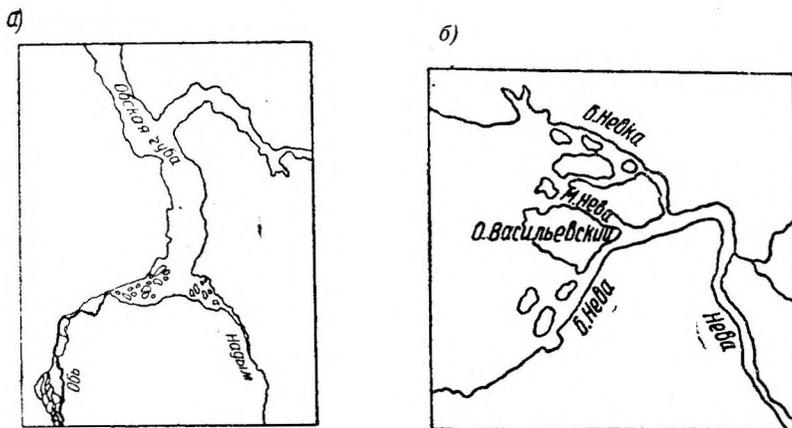
Таблица 23  
**Продолжительность навигации на некоторых реках СССР**

Название реки	Пункт	Начало навигации	Конец навигации	Продолжительность навигации в днях
Волга .....	Сталинград	12/IV	27/XI	224
Енисей .....	Красноярск	8/V	27/X	171
Волхов.....	Гостинополье	1/V	21/XI	205
Кубань.....	Краснодар	1/IV	25/XII	269
Лена.....	Якутск	28/V	30/X	156
Индишка.	Русское Устье	16/VI	4/X	111

конца навигации, нетрудно провести кривые — **изохроны**, соединяющие пункты, где навигация начинается (заканчивается) одновременно. В табл. 23 приведены данные о продолжительности навигации на некоторых реках СССР.

## § 15. УСТЬЯ РЕК

**1. Типы устьев рек.** Река впадает либо в другую реку, либо в озеро, либо в море. Место впадения реки, ее конец, называется устьем. Некоторые реки, например те, которые протекают в субтропических и тропических пустынных районах, не имеют устья; они теряются в песках вследствие больших потерь ка.



Фиг. 76. Схема устьев: а — р. Оби (эстуарий); б — р. Невы (дельта).

испарение и фильтрацию, а также вследствие расходования воды на орошение земель; примером являются Кума, Мургаб, Зеравшан и др.

Основными видами устьев являются: эстуарий (губа) и дельта.

Эстуарий (губа) имеет вид залива; в этом случае море как бы захватывает сушу и эстуарий по существу является частью затопленной речной долины (фиг. 76).

Дельта получила свое название от греческой буквы Δ (дельта); здесь наблюдается захват моря сушей, вследствие постоянного отложения речных наносов (фиг. 76, б).

Кроме указанных основных типов устьевых участков рек следует еще назвать лиманы и лагуны; лиман представляет собой устье реки, отделенное от моря косой; лагуна — участок моря, отделенный также косой (в Балтийском море лагуны называются гафами). Разница между лиманом и лагуной заключается в том, что лиман представляет собой как бы часть реки, лагуна же является частью моря.

**2. Эстуарии и дельты.** Можно полагать, что эстуарии образуются преимущественно в тех случаях, когда имеются причины, затрудняющие отложение речных наносов. Такими причинами являются главным образом: 1) приливы и отливы и 2) морские течения. Поэтому реки, впадающие во внутренние моря, где высота приливов и отливов незначительная (или где они отсутствуют), обычно имеют дельты, например Волга, Дон, Нева и др. Реки же, впадающие в открытые моря, имеют преимущественно эстуарии, например Эльба, Сена, реки Англии и др. Однако можно назвать ряд случаев, когда при наличии приливов и отливов реки заканчиваются дельтами, как например Северная Двина, Инд, Ганг и др., и когда при слабых приливах и отливах реки заканчиваются эстуариями, например Обь, Енисей и др. Необходимо учесть, что на характер образования устьев оказывают влияние такие факторы, как количество наносов, поступающих из реки в море, поднятие и опускание морского дна (базиса эрозии)<sup>1</sup>.

Встреча речных и морских вод сопровождается рядом интересных явлений, понимание сущности которых необходимо для решения тех или иных технических задач. Пресная речная вода, как более легкая, разливается поверх морской воды, причем толщина слоя постепенно уменьшается по мере удаления от берега: пресная вода „плавает по волнам, словно масло“, но выражению Э. Реклю, отличаясь от морской воды также и цветом. Нередко при впадении одной реки в другую можно наблюдать, как воды обеих рек на протяжении нескольких километров окончательно не смешиваются, сохраняя свой характерный цвет.

Наносы, поступающие вместе с речными водами в море, откладываются, нередко образуя так называемые бары; на характер образования бара влияют количество наносов, приливы и отливы, морские течения, ветры, рельеф дна и берегов, нередко бар представляет собой малоустойчивую форму, причем

Таблица 24

Дельты некоторых рек

Название реки	Площадь дельты в км <sup>2</sup>	Длина в км	Ширина в км
Ганг и Брампутра .....	82 544	354	322
Миссисипи .....	31859	320	300
Нил .....	22194	171	204
Волга .....	13370	110	240
Дунай .....	2 588	74	74

в некоторых случаях роль моря в образовании бара является весьма существенной, например при наличии приливов и отливов. Как известно, бар очень часто представляет большие затруднения для судоходства (например в устье Оби).

Площади, занимаемые устьевыми участками рек, особенно дель-

товыми, весьма значительны. В табл. 24 приводятся данные о размерах дельт некоторых рек. Необходимо указать, что эти данные не могут считаться точными вследствие сравнительно малой изученности дельт и большой их изменчивости.

**3. Типы дельт.** Несмотря на кажущуюся на первый взгляд хаотичность расположения рукавов и протоков дельт, все же можно разбить дельты на следующие группы (фиг. 77).

Первая группа. В дельте выделяются главное русло и значительные рукава. При этом главное русло располагается либо примерно в середине дельты, либо односторонне. Дельты первого типа имеют реки Инд и Миссисипи, дельты второго типа — Ганг, Нева, Ориноко.

<sup>1</sup> Э. Ои, Геология, изд. 7-е, стр. 419—422, М. — Л., 1938.

Вторая группа. В дельте нельзя выделить главного русла; имеющиеся рукава примерно одинаковы по своей мощности (IIa). К этому типу относятся дельты Дуная, Роны, Аму-Дарьи. Иногда имеется симметричное расположение рукавов (II б). К последнему типу принадлежат дельты Нила, Волги.

Третья группа. В рассматриваемую группу входят дельты, где невозможно выделить особо значительные рукава и где рукава и притоки представляют собой запутанную сеть (III), как это наблюдается например в дельте Рейна.

**4. Нарастание дельт.** По мере отложения наносов происходит продвижение дельты в сторону моря. Таким образом площадь, отвоеванная рекой у моря, непрерывно увеличивается. Так например, дельта По продвигается ежегодно на 70—80 м, Дуная — на 55—77 м, Роны — до 50 м, Миссисипи — 79—101 м, Волги — до 89 м. Древний римский порт Адрия, который был некогда расположен на Адриатическом море, теперь отстоит от моря больше чем на 35 км вследствие продвижения дельты По.

Толщина слоя наносов, отложившихся в дельте, достигает громадной величины, например в дельте Миссисипи — свыше 160 м, По — 122 м, Нила — свыше 150 м и т. д. В состав дельтовых наносов входят кроме песка, ила также и органические отложения; нередко наблюдается выделение газов (По, Миссисипи); напластование слоев — почти горизонтальное.

Одновременно с продвижением дельты происходит также перемещение начала разделения реки на рукава вниз по течению.

Так например, начало разветвления Нила переместилось в течение 2 400 лет более чем на 20 км.

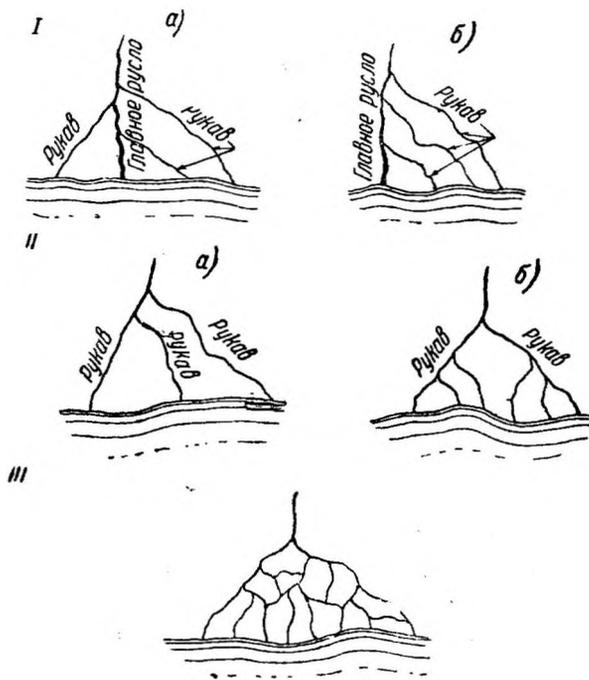
Происходит также и значительное переформирование рукавов. Многие из них заносятся и отмирают: так, из 12 древних рукавов Куры сохранился в настоящее время один, из семи рукавов Нила остались два.

**5. Сгоны и нагоны.** Из других явлений, наблюдаемых в устьевых участках рек, следует остановиться на действии ветров.

Действие ветров заметно проявляется в случаях, если направление ветра примерно совпадает с направлением речной долины и течением реки; если ветер дует по течению, то образуются так называемые сгоны, если против течения, — то нагоны.

Типичным примером, где наблюдаются нагоны и сгоны, может служить нижний участок Дона. Высота нагонов достигает 2,1 м, а сгонов — 2,5 м; вследствие незначительности уклона реки в нижнем течении (0,000028) влияние нагонов и сгонов распространяется свыше чем на 100 км (вверх по течению). Во время сильных сгонов настолько обмелевает Таганрогский рейд, что суда оказываются на мели<sup>1</sup>.

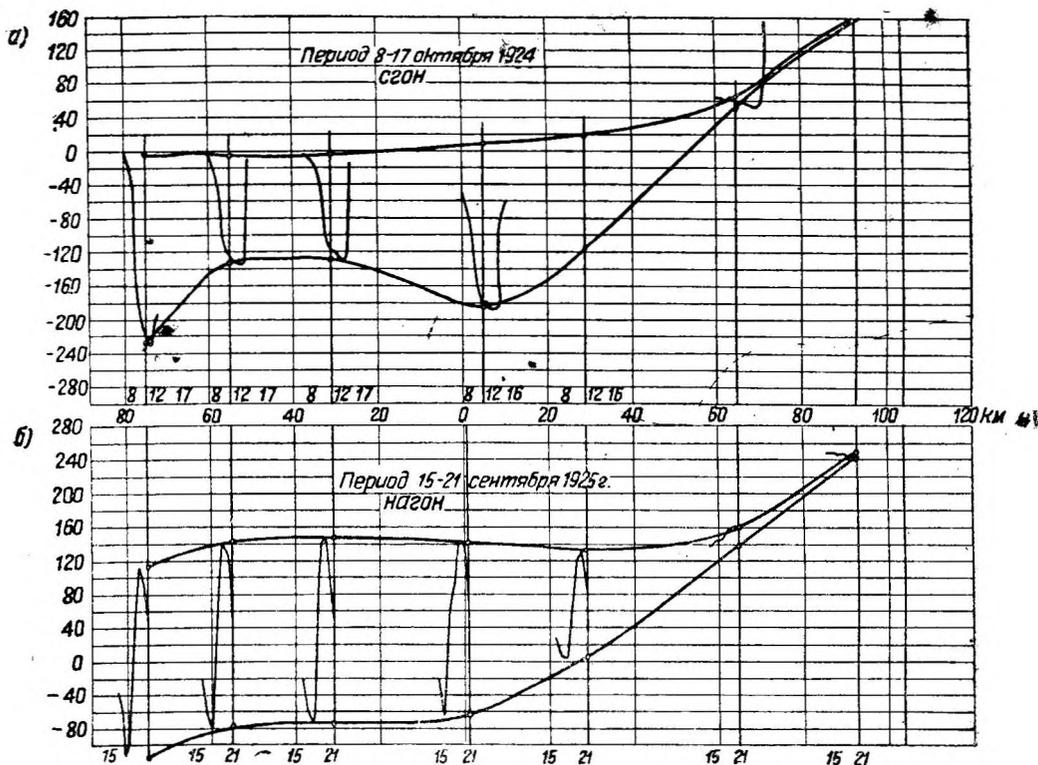
На фиг. 78 показаны продольные профили нижнего участка реки при нагонах и сгонах (по Б. В. Полякову), из фиг. 78, б видно, что при нагонах наблюдаются обратные уклоны.



Фиг. 77. Схемы дельт.

<sup>1</sup> Более подробно см. Б. В. Поляков, Гидрология бассейна Дона.

В качестве примера, где играют роль сгоны, можно привести устьевой участок Невы в районе расположения Ленинграда. При действии ветров против-течения образуется подпор, вызывающий большие затопления. Наиболее значительное наводнение наблюдалось в 1824 г. с подъемом 4,2 м выше ординара. Следующее по силе наводнение наблюдалось в 1924 г.



Фиг. 78. Продольные профили реки при огонах и нагонах.

**6. Приливы и отливы.** Приливы и отливы оказывают значительное влияние на устьевые участки рек, впадающих в моря, где наблюдается это явление. Они вызывают периодические, иногда значительные, изменения в высоте уровня воды в реке, являются причиной образования течений разных направлений,

влияют на расходы воды, на режим наносов, словом, действие приливов и отливов многообразно.



Фиг. 79. Характерные горизонты во время приливов и отливов.

Как известно, период колебаний уровня воды при приливах и отливах, так называемые приливные сутки, имеют продолжительность 24 ч. 50 м. и слагаются из двух приливных полусуток или фаз, продолжительностью около 12 ч. 25 м. Во время фазы уровень в течение первых 6 ч. 12 м. от наивысшего положения, полной воды, понижается до наинизшего положения, малой воды. Расстояние между этими двумя положениями уровня называется высотой прилива. Кроме того уровни изменяются в течение месяца (лунного): в сизигии при полнолунии и новолунии уровень воды наивысший, в квадратуре, первой и третьей четверти, — наинизший. На фиг. 79 показано положение крайних уровней при приливах и отливах.

Высота приливов достигает иногда значительной величины: так, в горле Белого моря высота приливов достигает 8,5 м, в Баренцевом море — 6 м, в устье Мевени — 7,3 м, в Охотском море 11 м; в Черном и Балтийском морях

высота приливов ничтожна — 5—12 см. Ясно, что в соответствующих случаях приливы могут распространяться на далекие расстояния вверх по течению реки. Так например, по Амазонке приливы распространяются на 1 400 км, по р. Св. Лаврентия — на 700 км, по р. Мезени — на 64 км.

Движение морской воды во время приливов происходит сначала по дну вследствие большей плотности морской воды, затем она постепенно сливается с речной водой. Скорости течений, вызываемых приливом, достигают 10—11 км/час и более (2,8—3,0 м/сек). Наибольшие скорости наблюдаются до 21 км/час (5,8 м/сек).

Определение расходов воды в устьевых участках, где наблюдаются приливы и отливы, представляет значительные трудности. В этих случаях приходится производить одновременные измерения скорости течения на нескольких вертикалях в живом сечении в продолжение приливных суток. Определив сток воды за сутки по направлению течения реки и против течения, можно вычислить сток за сутки, поступающий из реки в море, и секундный расход реки.

## § 16. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЕЧНЫХ ВОД. ПРОЗРАЧНОСТЬ И ЦВЕТ ВОДЫ. ГИДРОФЛОРА И ГИДРОФАУНА

Вопросы химизма, прозрачности и цвета воды, гидрофлоры и гидрофауны рассматриваются подробно в гл. 7 § 2.

Необходимо дополнительно учесть, что вследствие изменения расходов воды в реке и наличия течений в реках происходят изменения перечисленных элементов в более резкой форме, чем в озерах. Так, обычно минерализация речных вод увеличивается с уменьшением расходов, прозрачность же воды уменьшается с увеличением расходов воды.

### ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 4

#### А. На русском языке

По общему описку — весь список.

1. В. Я. Алътберг, Донный лед, Л. 1931.
2. Барнес, Ледотехника, Л. 1934.
3. П. Н. Белоконь, Инженерная гидравлика потока под ледяным покровом, М. 1939.
4. Е. В. Близняк, Исследования Енисея от Красноярска до Енисейска, ч. II, Зимний режим. Затоны. Зимовки, П. 1917.
5. Е. В. Близняк, Исследования В. Г. Гойта относительно влияния ледяного покрова на расход воды в реках, П. 1917.
6. Б. Валединский и Б. Аполлов, Устье р. Волги, Тифлис 1930.
7. Государственный гидрологический институт, Исследования рек СССР (выходит выпусками), Ленинград.
8. В. Н. Жохтин, Ледяной нанос и зимние затоны на р. Неве, СПб 1906.
9. Б. В. Поляков, Гидрология бассейна р. Дона, Ростов-на-Дону 1930.
10. Н. А. Ржаницын, Речная гидравлика, ч. I, М. 1934.
11. В. М. Родевич (редактор), Материалы по исследованиям р. Волхова и его бассейна, Л. 1924—1928.

#### Б. Иностранная

1. Gravelius, Flusskunde, В. 1914.
2. V. Koechlin, Mecanisme de l'eau, Paris T. I, 1924, T. II, 1926.
3. M. Parde, Fleuves et rivieres, Paris, 1933.

## Глава 5

### ПОВЕРХНОСТНЫЙ СТОК

#### § 1. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА СТОК

1. **Общие данные.** В связи с тем, что некоторые районы в гидрологическом отношении еще недостаточно изучены и по ним нет исчерпывающих для проектировки данных, иногда приходится составлять приближенные характеристики (для первоначальных стадий проектирования), основываясь на изучении физико-географических условий района.

Основным фактором, влияющим на сток, является климат. Прочие физико-географические факторы: уклон местности, растительность, почвенно-геологические условия и др., имеют уже второстепенную роль, притом тем меньшую, чем. значительнее водосбор, так как в последнем случае вероятность взаимной компенсации влияния местных особенностей на сток будет больше, чем на малом водосборе. Таким образом для малых бассейнов указанные выше дополнительные факторы играют существенную роль.

2. Влияние климата. Основные черты климата каждого района характеризуются рядом величин, поэтому оценка влияния климатических факторов на сток представляется менее затруднительной, чем влияние прочих элементов.

Самой существенной составляющей приходной статьи баланса влаги являются осадки. Они не являются единственной составляющей, так как имеется еще одна, составляющая — конденсация водяных паров воздуха, но для большинства районов величина конденсации не очень значительна (5—10% от осадков). К тому же конденсация еще очень мало изучена. Однако необходимо помнить, что в некоторых районах конденсация является очень существенной (например в областях с большими песчаными массивами) и играет серьезную роль в водном балансе.

Вообще говоря, чем значительнее количество осадков, тем больше сток. Однако связь  $Y = f(X)$  не очень тесна, и имеется целый ряд исключений, так, как величина стока зависит не только от осадков, но и от ряда других факторов.

Особенно сложна эта зависимость в областях с высокими летними температурами. Здесь непосредственная связь годовых осадков со стоком обычно отсутствует.

Наибольшую роль в формировании стока играют зимние снеговые осадки. Хорошая зависимость между осадками холодного периода и стоком установлена в ряде различных районов не только северной, но и в некоторых частях южной части СССР (например Крым, Армения).

Осадки теплого периода для большинства районов в значительной своей части расходуются на испарение с почвы и транспирацию, поэтому мало отражаются на стоке, а в некоторых районах (например Казахстан, Башкирия, Заволжье, Сталинградская, Ростовская области и Орджоникидзевский край) летние осадки очень редко дают сток.

Возможны случаи, когда в данном районе нет сведений об осадках, а для предварительных соображений необходимо дать ориентировочную оценку водности данного района, который по климатическим особенностям резко отличается от соседних районов. Такой случай может представиться например при расчете стока высокогорных бассейнов, которые обычно представляют большой интерес для устройства гидростанций вследствие большого удельного стока и выровненного режима его колебаний.

В этом случае необходимо учитывать влияние рельефа на осадки. Однако это влияние сказывается не только в горных, но и в равнинных условиях.

На влияние рельефа на увеличение осадков небольших возвышенностей европейской части СССР (в частности Среднерусской и Приволжской) впервые обратил внимание Э. Ю. Берг. После него такие же указания даны в работах Г. И. Тапфильева и наконец более исчерпывающие выводы даны в 1929 г. А. В. Шипчинским, который указал, что количество влаги, выделяющееся в единицу времени из влагоносной тучи под влиянием наклона местности, пропорционально скорости ветра и наклону местности и зависит от температуры, степени насыщенности воздуха и от высоты его подъема. При этом зимой влияние рельефа сказывается резче, чем летом. Последнее объясняется тем, что летом воздух меньше насыщен водяным паром. Летом облака образуются на значительной высоте, поэтому небольшие возвышенности в этот период мало влияют на осадки.

Для равнинных условий в большинстве случаев западные склоны дают большие осадки, чем восточные: как отмечает А. А. Каминский, в европейской части СССР общее направление воздушного влажного потока происходит преимущественно на восток. Лес подобно возвышенности способствует появлению.

восходящих токов, приводящих к образованию более мощных осадков. Подобно лесу городские постройки должны влиять на увеличение осадков. Поэтому более правильное количество осадков, характеризующее данный бассейн, можно получить по метеорологическим станциям, расположенным вдали от городов, например на опытных полях.

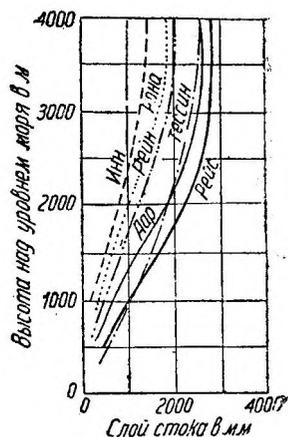
Наиболее резкое увеличение осадков наблюдается при значительном повышении бассейнов, например в горных районах.

Такая зависимость отмечена в Альпах (фиг. 80).

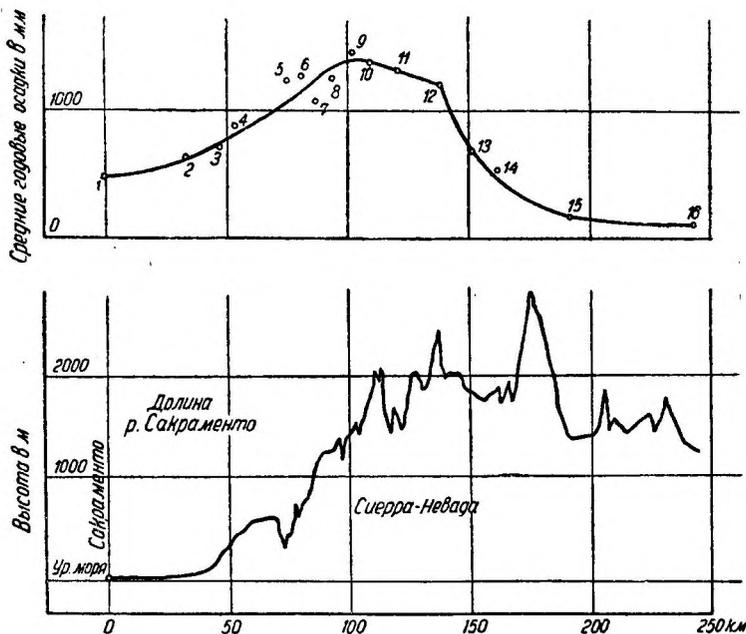
В условиях СССР это явление наблюдается в некоторых районах Средней Азии и Кавказа. Подобная зависимость получена для р. Чу в части бассейна, расположенного в западном склоне Киргизского хребта.

Однако возможны и исключения. Так, для южного склона Кавказских гор по направлению Военногрузинской дороги такая зависимость имеется, а для северного — отсутствует. Здесь на северном склоне наблюдается даже обратная зависимость. Так, если подняться от г. Орджоникидзе к Ларсу и Гвилетам, то наблюдается значительное уменьшение осадков, и только в Коби больше осадков, чем в г. Орджоникидзе. Такая же зависимость получена для гор Сиера Невада. Здесь установлено, что с подветренного склона количество осадков резко уменьшается, поэтому кривая осадков имеет изгиб в обратную сторону. Здесь также отмечено влияние крутизны уклона (фиг. 81). Довольно сложная зависимость, видимо, наблюдается в горах Армении.

Наиболее интенсивное нарастание осадков происходит примерно до высоты 2 500 м над уровнем моря. Выше этого предела наблюдается незначительное



Фиг. 80. Увеличение стока горных бассейнов Альп с увеличением высоты над уровнем моря.

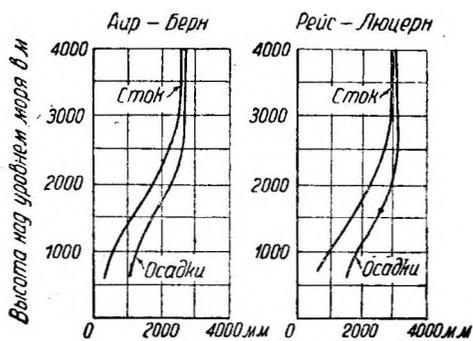


Фиг. 81. Зависимость количества осадков от высоты бассейна (горы Сиера-Невада).

нарастание, а иногда оно совершенно отсутствует. Последнее имеет место в бассейне р. Рейса и отчасти р. Аара (фиг. 80). В бассейне р. М. Алматинки количество осадков растет до высоты 1 500 м, а затем постепенно уменьшается.

Вследствие значительного нарастания осадков и увеличения коэффициента стока по мере увеличения высоты бассейнов увеличение стока происходит еще интенсивнее, чем рост количества осадков. Это хорошо видно на фиг. 82, где приводятся данные для некоторых горных рек небольших бассейнов Западной Европы.

Из кривых, построенных для рек Аар и Рейс (фиг. 82), видно также, как постепенно уменьшается разница между осадками и стоком, т. е. увеличивается



Фиг. 82. Зависимость количества осадков и стока от высоты бассейна.

почти до единицы коэффициент стока с повышением местности до 4 000 м над уровнем моря.

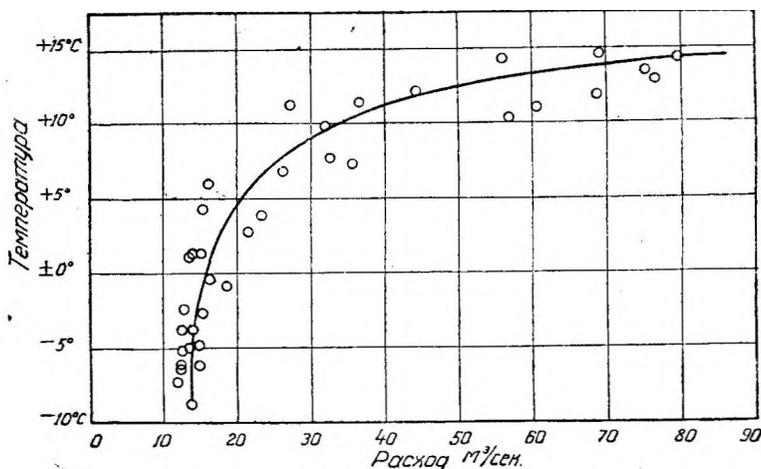
Обычно во внутренних горных областях выпадает меньше осадков, чем на склонах гор, обращенных наружу. Подтверждение этому находим также в бассейне верхней части р. Чу. Еще более резко это выражено во внутренней части Памира, где на Памирском посту выпадает осадков только 59 мм в год, несмотря на то, что эта территория находится на высоте 3 500 м.

Приводимые выше данные заставляют очень осторожно относиться к экстраполяции осадков в высокогорных районах, в которых нет непосредственных метеорологических данных. В этом случае единственно надежной представляется организация гидрометрических наблюдений.

Следующим после осадков основным элементом климата является температура. Термическим режимом обуславливается один из основных элементов водного баланса — испарение с водосбора.

Следующим после осадков основным элементом климата является температура. Термическим режимом обуславливается один из основных элементов водного баланса — испарение с водосбора.

Следующим после осадков основным элементом климата является температура. Термическим режимом обуславливается один из основных элементов водного баланса — испарение с водосбора.



Фиг. 83. Связь между декадными расходами верховья Терека и температурой воздуха в районе ледников.

Для гор с ледниковым питанием при исследовании величины годового стока надо обратить внимание на температуру. Повышение температуры вызывает пропорциональное увеличение стока (гл. 8).

На фиг. 83 показана связь, которая существует между декадными температурами у ст. Коби (Кавказ) и декадными расходами р. Терек у г. Орджоникидзе, полученная по данным за 1912, 1913 и 1914 гг.

Установлена приближенная связь между коэффициентом стока и дефицитом влажности воздуха для различных районов СССР (фиг. 84).

С термическим режимом связана влажность почвы, которая существенно влияет на сток. Сильно увлажненная почва задерживает меньшее количество

атмосферных осадков, чем сухая почва, и тем увеличивает поверхностный сток. Поэтому в засушливых районах часть осадков, идущая на сток, незначительна, а в летнее время сток составляет исключительно редкое явление. Вследствие большей влажности почв, на севере на инфильтрацию расходуется меньшая часть осадков, чем на юге, где сильное испарение приводит к тому, что почвы всегда готовы поглотить значительную часть выпадающей влаги.

Для Заволжья установлена зависимость между увлажнением почвы и коэффициентом весеннего стока.

Из остальных климатических факторов в некоторых случаях существенную роль может играть ветер. Направление господствующего ветра обуславливает «собой» направление воздушного потока, которое при резко выраженном рельефе существенно воздействует на климат.

**3. Геологические условия.** Геологическое строение бассейна оказывает значительное влияние на величину поверхностного стока и грунтового питания реки. Сильно проницаемые породы благоприятствуют просачиванию осадков в грунт и, уменьшая поверхностный сток, увеличивают грунтовое питание. Водопроницаемые породы при наличии под ними мощных непроницаемых пород способствуют более равномерному стоку и увеличению грунтового и межвенного питания. Некоторая внутригодовая зарегулированность стока, ощущается в реках с водосборами карстового ландшафта (например на р. Уфе, Верхнем Урале и т. п.).

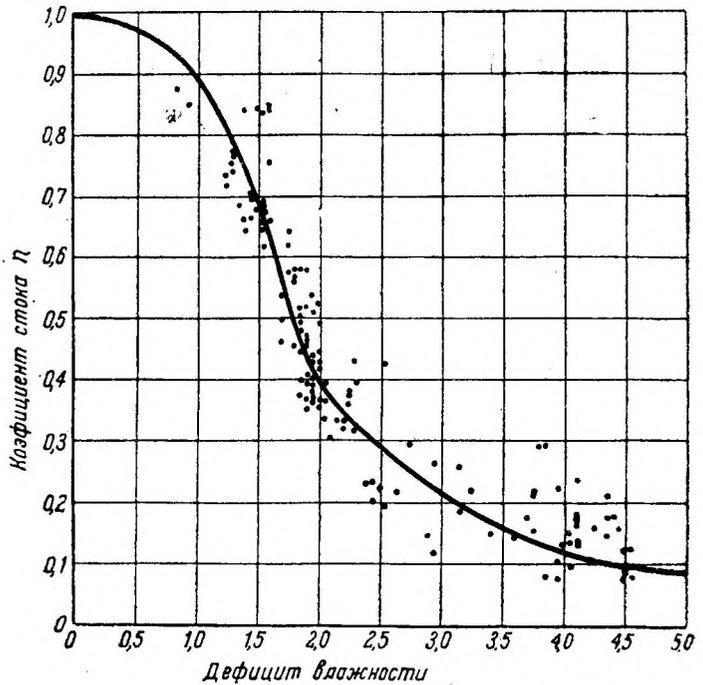
**4. Почвенные условия.** Величина инфильтрации зависит от физических свойств почв, поэтому способность почвы поглощать то или иное количество влаги существенно сказывается на величине стока. Совершенно очевидно, что песчаные почвы поглощают значительно больше выпавших осадков, чем глинистые почвы. Но и одна и та же почва при различной обработке различно влияет на сток.

Значительное повышение содержания воды в почвогрунтах к моменту стока соответственно повышает сток. Совершенно так же влияет промерзание почв.

Величина коэффициента стока для различных почвогрунтов и понятие об этом коэффициенте приводятся ниже.

**5. Растительность.** Растительный покров воздействует на сток в различных и притом в прямо противоположных направлениях. Особое значение при этом имеют болотная растительность и лес.

Заболоченность является фактором, снижающим годовую сток вследствие того, что испарение с поверхности мохового покрова очень значительно и на 15—20% больше испарения с водной поверхности (по Дубаху). Обилие болот влечет за собой уменьшение среднего годового расхода, так как болото испаряет значительное количество влаги, иссушая тем самым почву и уменьшая сток.



Фиг. 84. Приближенная зависимость коэффициента стока от дефицита влажности воздуха.

Несмотря на снижение нормы годового стока, заболоченность приводит к более равномерному в течение года стоку.

Влияние леса на сток очень сложно. Оно сказывается в изменении количества атмосферных осадков, условий испарения и условий стока (вследствие особых почв и рельефа, создаваемых самих лесом).

Наличие крон деревьев („полог“ леса) связано с уменьшением осадков на землю вследствие того, что часть осадков остается на кронах деревьев и расходуется на испарение, кроме, того наличие лесной растительности связано с большой транспирацией с листы. В то же время сам полог, создавая затенение, уменьшает испарение с поверхности земли.

Каждое дерево при своем росте создает около себя бугор, что сильно изменяет рельеф, влияющий на сток, вследствие того, что значительная часть поверхности превращается в котлованно-замкнутую. Корни деревьев производят рыхление на значительную глубину, следствием чего является изменение структуры почв, значительно увеличивающей впитывание осадков. Этому способствует также наличие в лесу рыхлой лесной подстилки, зелено-мохового покрова и дернины, которые влекут за собой небольшое промерзание почв, что еще сильнее сказывается на росте впитывания.

Таким образом влияние леса на сток очень сложно. Оно не изучено окончательно, и выводы основаны главным образом на теоретических умозаключениях. Поэтому мнения различных авторитетов расходятся. Остается невыясненным целый ряд основных вопросов о том, как влияет лесистость бассейна на сток. Однако бесспорны положительная роль леса в снижении максимальных расходов и более выравненное внутригодовое распределение стока (снеговое половодье распластано и более длительно), а также в ряде случаев некоторое увеличение стока в межень.

**6. Густота речной сети.** Для бассейнов, находящихся в однородных физико-географических условиях, но имеющих различно развитую речную сеть, наблюдается увеличение меженного стока вместе с увеличением густоты речной сети. Это явление отмечено в Белоруссии и в Ленинградской области. По исследованиям А. Д. Дубаха для заболоченных районов густота речной сети как естественная, так и искусственная является фактором, способствующим стоку.

**7. Озера.** Если реки имеют на своем пути большее озеровидное расширение или проточное озеро, то последнее служит естественным регулятором стока, способствующим более выровненному внутригодовому распределению стока, допускающему более полное использование водной энергии. Норма стока при наличии озера, как правило, несколько уменьшается вследствие потерь с зеркала озера на испарение с водной поверхности. Однако для северных районов, где потери с водной поверхности незначительны, озера не влияют на уменьшение нормы.

По исследованиям Д. Л. Соколовского процент озерности бассейна значительно влияет на снижение максимальных расходов, в то время как процент заболоченности влияет гораздо слабее. Это можно видеть из формулы для определения основного географического параметра  $A$ , влияющего на величину максимума, для которого Д. Л. Соколовский дает следующее выражение:

$$A_{10\%} = 2,77 - 1,67 \lg^2(0,20\beta + \alpha + 1), \quad (134)$$

где  $\beta$  — процент заболоченности водосбора и  $\alpha$  — процент озерности. Роль параметра  $A_{10\%}$  освещена подробно в § 7.

**8. Влияние агротехнических мероприятий на сток.** Поверхностный сток может существенно изменяться вследствие механического задержания его агротехническими мероприятиями.

Влияние этих мероприятий, вообще говоря, очень сложно. Однако ряд таких мероприятий приводит к явному и бесспорному уменьшению стока. Среди них прежде всего необходимо указать на заблевуую вспашку, пахоту склонов вдоль горизонталей, задержание на полях снега, сдуваемого обычно в балки.

Под влиянием агротехнических мероприятий сильнее всего изменяется сток в бассейнах, значительная часть которых находится в земледельческой зоне.

В европейской части СССР к таковым принадлежит весь бассейн Дона, а также нижние части бассейна Днепра и Волги. В связи с тем, что сток Волги и Днепра в основном формируется в более северных лесных широтах, изменение его для всего бассейна в целом менее значительно. Для некоторых же южных притоков этих двух рек уменьшение стока весьма заметно. Здесь уменьшение поверхностного весеннего стока составляет одну из основных задач сухого земледелия. Сток на юге формируется в основном под влиянием таяния скопившихся в ложбинах, балках и речных долинах запасов снега, согнанного сюда ветром. На открытых местах снежный покров ничтожен, и вследствие того, что уклон бассейнов крайне мал, сток весной с равнинных площадей при средних и малых зимних осадках почти отсутствует. Снегозадержание и зяблевая вспашка приводят к более равномерному распределению снежного покрова по территории и уменьшению запасов снега в балках и речных долинах, а отсюда и к уменьшению стока.

Таблица 25

**Влияние агротехнических мероприятий на коэффициент стока**

Состояние поверхности	Коэффициент стока при количестве осадков		
	10 мм	30 мм	50 мм
Поперечная пахота	0,006	0,008	0,018
Продольная „	0,056	0,115	0,201
Жнивье овса . . .	0,250	0,450	0,565

По исследованиям Нижневолгопроекта весной 1937 г. сток с целины был на 20 мм больше, чем с пашни.

Влияние метода обработки почвы и состояния ее поверхности на коэффициент стока видно также из табл. 25, полученной Поволжской агрометеорологической опытной станцией при искусственном дождевании площадки размером 1,6 X 2,5 м, с уклоном 0,01, имеющей тяжело-суглинистый выщелоченный чернозем в состоянии максимальной влагоемкости.

Отсюда видно, что при поперечной пахоте (по горизонталям) сток практически прекращается, в то время как при продольной пахоте (перпендикулярно горизонталям) он составляет от 5 до 20% осадков, а при жнивье от 25 до 56% осадков.

**§ 2. ФОРМУЛЫ, СВЯЗЫВАЮЩИЕ ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА СТОК**

Сток с данной местности в различные годы зависит в основном только от климатических факторов данного года вследствие того, что прочие факторы (рельеф, почвы, геология и пр.) остаются без изменения. На этом основан ряд экспериментальных формул, связывающих сток данного года с различными климатическими элементами. В качестве примера укажем на подобные зависимости, полученные А. В. Огиевским и В. П. Пиварелис.

Формулы подобного типа определяют величину стока за отдельные годы (в отличие от формул, определяющих сток за средний год). Они представляют в настоящее время большой интерес в связи с значительной потребностью в предсказании будущих условий стока (гидропрогнозы).

Принимаемое иногда в расчетах нахождение крайних значений годового стока по формуле Ишковского путем подстановки в его формулу значений осадков самого многоводного и маловодного годов приводит к громадным ошибкам, достигающим 300%.

Формула А. В. Огневого для бассейна Днепра позволяет вычислить колебания речного стока на основании метеорологических данных. Формула получена на основе материалов по стоку за 33 года.

$$Y = 0,11 N_{год} + 0,5 N_{XII-III} + 0,22 N'_{меся} - 2,5 t_{XII-III} + [(2 + t_{III})(\Sigma t_{XII-III} + 17)] - 133,$$

где Y — годовой сток в мм;

$N_{год}$  — годовая сумма осадков;

$N_{\text{XII-III}}$  — сумма осадков за декабрь — март;

$N_{\text{меж}}$  — сумма осадков за предыдущий гидрологический год, включая осадки этого года за период декабрь — март;

$t_{\text{XII-III}}$  — сумма температур за соответствующие месяцы;

$t_{\text{III}}$  — сумма температур за март.

По данным А. В. Огиевского в огромном большинстве случаев (94%) ошибки при вычислении по этой формуле получаются меньше 15%. Средняя ошибка составляет 8%.

Для бассейна р. Ветлуги у г. Ветлуги В. П. Пиварелис дает зависимость:

$$h = 0,5x + y + 13 - f(z), \quad (136)$$

где  $h = (H_{\text{max}} - H_0)$  — превышение максимального уровня над устойчивыми предполоводным уровнем;

$x$  — запас снега за третью декаду марта;

$y$  — сумма осадков за апрель;

$$f(z) = 0,9z + 7 \text{ при } z > 0 \text{ и } f(z) = 0 \text{ при } z \leq 0;$$

$z$  — количество дней с морозами за период подъема паводка.

### § 3. РАЗЛИЧНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТОКА

Практикой гидрологических расчетов выработаны особые характеристики речного стока. Наиболее распространенные из них получили уже установившиеся названия, которые приводятся ниже.

Нормой стока называется среднеарифметическая величина стока за очень продолжительный период времени. Обычно период принимается в 40—50 лет. Эта величина стока выражается в гидрологической практике следующим образом:

1) В виде среднего многолетнего расхода  $Q_0$ , выраженного в м<sup>3</sup>/сек.

2) В виде объема среднего многолетнего стока  $W_0$ , выраженного в кубических метрах. Но есть и другое выражение для объема стока, которое более наглядно выражает его величину и подчеркивает родство стока с осадками, это — выражение в виде высоты слоя стока, измеряющейся в мм/год.

3) В виде среднего многолетнего модуля  $M_0$  (иди нормального модуля), т. е. среднего многолетнего расхода, стекающего с единицы поверхности водосборного бассейна в реку. В практике инженерных расчетов модуль стока выражается в секундолитрах с 1 км<sup>2</sup> и получается как частное от деления среднего многолетнего расхода  $Q_0$  на водосборную площадь  $F$ . Так как  $Q_0$  выражено в м<sup>3</sup>/сек, а  $F$  в квадратных метрах, то для получения  $M_0$ , выраженного в л/сек с 1 км<sup>2</sup>, необходимо полученное частное умножить на 10<sup>3</sup>:

$$M_0 = \frac{Q_0}{F} \cdot 10^3. \quad (137)$$

4) В виде высоты слоя стока  $h$ , измеряющейся в мм/год. В связи с тем, что величина среднего многолетнего стока  $W_0$  выражена в кубических метрах, при делении  $W_0$  на водосборную площадь  $F$  нужно последнюю привести к площади, выраженной в квадратных метрах, т. е. умножить  $F$  на 10<sup>6</sup>; при этом получится слой, выраженный в метрах; для перевода последнего в миллиметры нужно полученный результат умножить на 10<sup>3</sup>, тогда

$$h_0 = \frac{W_0}{F \cdot 10^6} \cdot 10^3 = \frac{W_0}{F \cdot 10^3}. \quad (138)$$

Выражение стока в виде высоты слоя особенно удобно для расчетов, в которых приходится вычислять сток по связи с метеорологическими факторами. В последнее время выражение стока в виде высоты слоя начинает получать среди гидрологов большое распространение.

Связь между модулем, выраженным в секундолитрах, и высотой слоя стока. Если выразить высоту слоя  $h$  в мм/год, а площадь  $F$  в квадратных километрах, то объем воды, стекающей с этой площади, будет:

$$W = hF \cdot 10^3 \text{ м}^3. \quad (139)$$

Это количество воды должно стечь в продолжение года, т. е. в  $31,5 \cdot 10^6$  сек. При расходе с  $1 \text{ км}^2$   $M$  секундолитров имеем уравнение:

$$\frac{MF \cdot 31,5 \cdot 10^6}{10^3} \text{ м}^3/200 \text{ д} = hF \cdot 10^3 \text{ м}^3/200 \text{ д}, \quad (140)$$

или

$$M = \frac{h}{31,5}, \quad (141)$$

где  $h$  выражено в миллиметрах, а  $M$  — в секундолитрах с  $1 \text{ км}^2$ .

Эта связь представлена табл. 26 и 27,

Таблица 26

Модуль стока $M$ в л/сек	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Высота слоя стока $h$ в мм	81,5	63	94,5	126	158	189	220	252	284	315

Таблица 27

Высота слоя стока $h$ в мм	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Модуль стока $M$ в л/сек	0,317	0,634	0,951	1,27	1,58	1,90	2,22	2,54	2,85	3,17

Модульными, коэффициентами —  $K$  называется отвлеченное число, представляющее отношение величины стока за какой-нибудь период (в любых единицах) к среднему многолетнему значению стока за тот же период (выраженному в тех же единицах). Таким образом:

$$K_i = \frac{M_i}{M_0} = \frac{Q_i}{Q_0} = \frac{W_i}{W_0} = \frac{h_i}{h_0}, \quad (142)$$

где индексами  $i$  обозначены величины стока за данный период (например за какой-нибудь год), а индексами  $0$  — среднее значение стока. Очевидно, что величина  $K$  для годов, имеющих сток выше нормы, будет больше единицы, а для годов, имеющих сток ниже нормы, — меньше единицы; в некоторых засушливых районах в некоторые годы величина  $K$  может достигать даже нуля.

Модульные коэффициенты могут характеризовать однако не только годовой сток, но и сезонный, месячный и т. п.

Коэффициентом стока называется отношение высоты слоя стока  $h$  (в миллиметрах) за данный период к количеству выпавших в бассейне осадков  $x$  (в миллиметрах) за тот же период:

$$\eta = \frac{h}{x}. \quad (143)$$

Коэффициент стока является таким образом величиной отвлеченной.

Различают следующие периоды: 1) годовой, 2) многолетний и 3) период холодного времени. В последнем случае осадки  $x_1$  принимаются за период холодного времени, а слой стока  $h_0$  — за весенний период половодья.

Величина, которая получается при этом, называется коэффициентом весеннего стока

$$\eta_0 = \frac{h_0}{x_1} \quad (144)$$

в отличие от величины  $\eta$ , которая называется годовым коэффициентом стока, и  $\eta_0$  — среднего многолетнего коэффициента стока.

#### § 4. КАРТА ИЗОЛИНИЙ МОДУЛЕЙ СТОКА

Выражение стока посредством модуля несколько условно: сток водосборной площади с замыкающим пунктом в данном створе реки совершенно условно распределяется равномерным слоем по всей площади путем деления годового стока на площадь водосбора. В случае если выше данного створа имеется еще несколько створов с гидрометрическими измерениями, позволяющими определить сток на отдельных частях всей рассматриваемой площади, является возможным учесть особенности стока в отдельных частях бассейна. Путем отнесения многолетних модулей к центрам тяжести соответствующих водосборов можно построить карту изолиний многолетних модулей стока.

Изолинии модулей для какой-нибудь территории характеризуют ее по состоянию изученности только на данное время. Всякое последующее более детальное изучение распределения стока по территории путем учета стока на дополнительных пунктах всегда меняет направление изолиний. При этом появляются иногда системы местных замкнутых изолиний как с повышенным, так и с пониженным стоком. Изолинии стока наносятся на основании опорных многолетних пунктов, каковыми в СССР являются преимущественно бассейны больших рек. Поэтому сток малых бассейнов в них почти не получает отражения. Правда, в равнинных условиях сток малых бассейнов в большинстве случаев не отличается от стока больших рек, т. е. в условиях равнинной территории обычно имеет место /сравнительно плавное распределение стока. Нанесение изолиний модулей для горных районов встречает еще большие затруднения из-за большой неравномерности распределения стока. Но и в условиях равнинных рек (но исследованиям автора в бассейне Дона) может наблюдаться неравномерное распределение стока.

Подобная же неравномерность стока и тоже меньший сток для малых бассейнов наблюдались Б. Д. Зайковым в горных реках бассейна озера Севан. Здесь, как и для бассейна Дона, имели место причины геологического характера: поверхностный сток малых бассейнов вследствие трещиноватости андезито-базальтовых лав переходил частично в подземный, создавая для рек большого бассейна настолько значительное грунтовое питание, что последние получали таким образом хорошо зарегулированный сток.

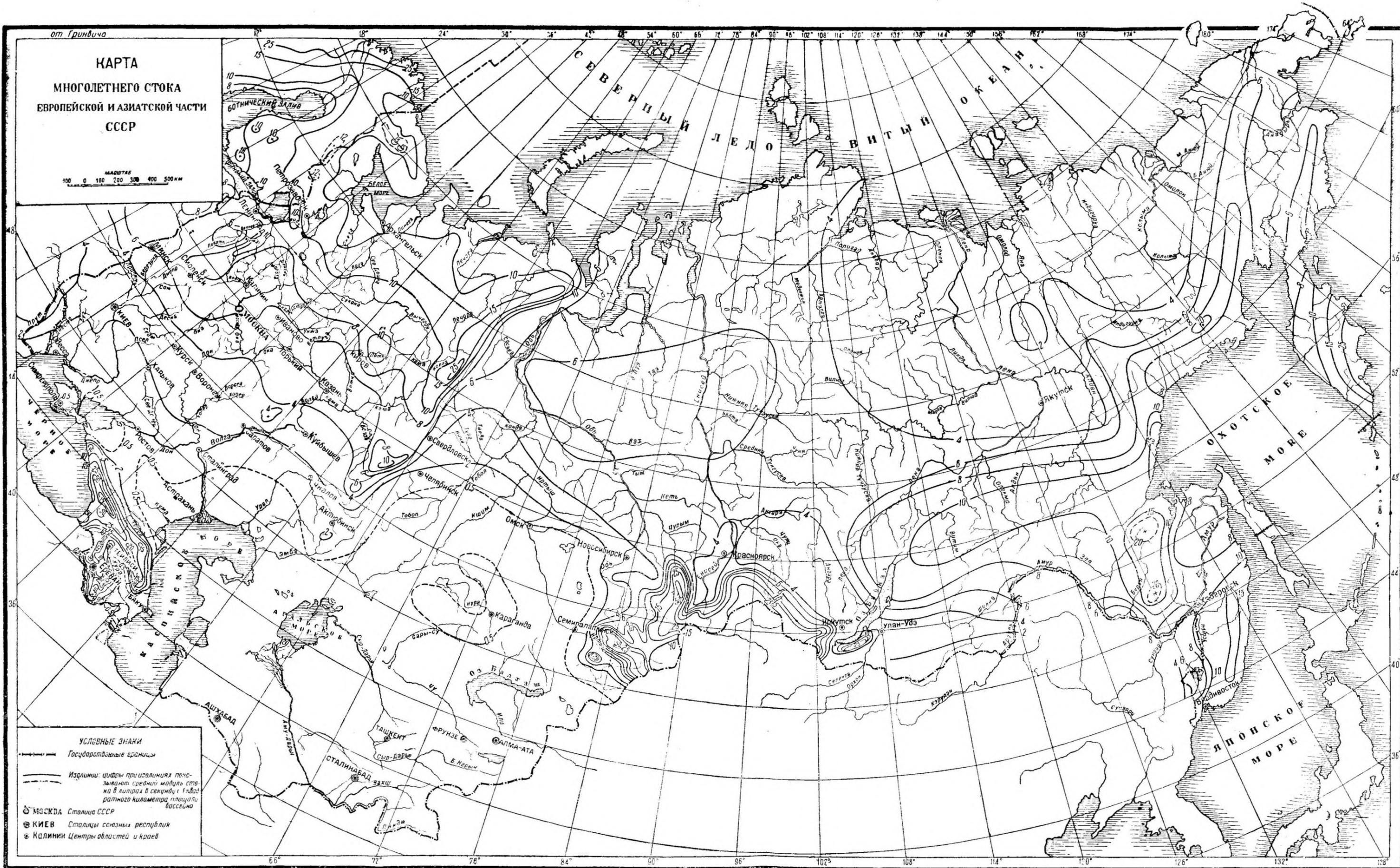
Однако эти исключения, справедливые в отношении некоторых рек, не являются общими по всем малым бассейнам, где одинаково вероятными следует считать и противоположные гидрологические условия, т. е. такие, когда модули стока малых бассейнов могут оказаться больше модулей стока больших бассейнов. Таким образом могут встречаться в виде исключения случаи как в сторону значительного уменьшения модуля — при потере части стока на фильтрацию, так и в сторону увеличения его — при местном увеличении грунтового питания.

Вообще же величину модуля стока или величину удельного стока принято считать (несколько условно) не зависящей от водосбора (за исключением особых резко выраженных случаев).

Обычно вследствие малого числа опорных пунктов нанесение изолиний модулей стока производится, как правило, по карте сравнительно небольшого масштаба, при этом иногда для получения большей плавности очертания выбрасываются некоторые точки, не характерные для значительных бассейнов, но очень характерные для изображения местных особенностей стока в отдельных малых бассейнах. Однако изолинии отнюдь не должны быть непременно плавными и при резком изменении климатических и физико-географических условий могут давать крутые изгибы и даже разрывы. Это может иметь место в горных бассейнах.

Проверка правильности построения изолиний модулей стока производится планиметрированием площадей между изолиниями и определением стока по частным водосборам. Надежность построения картограммы зависит от густоты опорной сети и достоверности исходного материала.

Достоинство метода изолиний заключается в возможности более правильной оценки общих условий распределения стока по территории путем генетического изучения всех особенностей местности при нанесении изолиний: климата, рельефа, геологии и растительности.



Изолинии дают возможность оценить не только общие условия распределения стока: изолинии способствуют также лучшему усвоению гидрологических особенностей района и облегчают изучение водоносности его.

Это преимущество учитывал Д. И. Кочерин, давший в 1927 г. впервые географическую интерполяцию нормы стока в виде карты изолиний норм стока, которая вместе с другими данными им обобщениями легла в основу первых гидрологических расчетов стока на территории европейской части СССР. В настоящее время эта карта изолиний, имеющаяся во всех курсах гидрологии и многих пособиях по гидротехническим расчетам, не может применяться для гидрологических расчетов, так как она уже значительно устарела.

С течением времени карта изолиний Д. И. Кочерина по мере получения новых данных о стоке подвергалась уточнениям.

В этой работе приняло участие большое количество советских гидрологов. Эти данные, вместе с позднейшими исследованиями и материалами Государственного гидрологического института, Гидроэнергопроекта, Нижневолгопроекта, НКПС и ряда других организаций послужили для составления объединенной карты изолиний модулей для территории всего СССР. Работа эта выполнена Б. Д. Зайковым и С. Ю. Белинковым (фиг. 85) как для европейской, так и для азиатской территории СССР<sup>1</sup>.

Эта карта показывает, что на территории СССР изолинии изменяются от 0,5 до 75 л/сек с 1 км<sup>2</sup>. Наинизшее значение имеет сток в Арало-Каспии и наибольший — в высокогорной части западного склона Кавказа (верховья р. Ингур). В равнинной части европейской территории СССР значение изолиний модулей возрастает с юга на север, при этом возрастание это не находится в соответствии с годовыми осадками, которые здесь распределены значительно равномернее модулей.

Средние модули для Западной Европы имеют более высокое значение, чем для СССР, и согласно исследованиям Б. Д. Зайкова изменяются от 1,3 до 200 л/сек. Наивысшее значение имеют модули на западных склонах Скандинавского полуострова.

Значительным стоком отличаются также Альпы и Пиренеи (до 75 л/сек). Наименьший сток на территории Западной Европы наблюдается в некоторых внутренних бассейнах Испании (р. Гвадиана—1,3 л/сек); средний модуль Европы — около 7,4 л/сек.

При пользовании картой изолиний необходимо иметь в виду, что изолинии модулей стока получены путем отнесения многолетнего модуля стока к центру тяжести соответствующей водосборной площади. Изолинии эти вовсе не представляют собой значения модулей стока рек в местах пересечения изолиний с реками, как принимают их иногда неопытные проектировщики.

Пример. Допустим, необходимо определить сток с некоторой водосборной площади F с замыкающим створом в пункте А (фиг. 86). Центр тяжести этой фигуры находится между значениями изолиний модулей стока 8 и 4 л; интерполируя, определяем, что для всей площади можно принять значение модуля равным 4,6 л/сек, хотя замыкающий створ А находится на изолинии, соответствующей стоку 8,9 л/сек с 1 км<sup>2</sup>.

Умножая 4,6 л/сек на величину водосборной площади, выраженной в квадратных километрах, получим средний годовой расход в л/сек; деля его на 1000, получим необходимый для расчета средний годовой расход, выраженный в м<sup>3</sup>/сек.



Фиг. 86. Пример определения среднего многолетнего модуля стока для данного бассейна по карте изолиний.

## § 5 НЕПОСТОЯНСТВО НОРМЫ СТОКА

В настоящее время норма стока рассчитывается на основании ряда годовых значений стока за прошлые годы. Однако значение среднего многолетнего стока (даже для очень большого периода, обеспечивающего достаточную точность при резких колебаниях годового объема стока) в некоторых случаях может отличаться

<sup>1</sup> „Труды Государственного гидрологического института“, вып. 2, „Средний многолетний сток рек СССР“, 1936.

от того среднего многолетнего стока, который будет впоследствии, т. е. норма стока за прошлый период и норма за будущий период не равны между собой. Если определение нормы стока за прошлый период представляет собой в некоторых случаях ряд трудностей, то еще более сложно определение нормы стока для будущего периода. Здесь иногда затруднительно бывает определить, даже в какую сторону можно ожидать изменение нормы.

Изменение нормы стока может происходить от ряда причин. Среди них необходимо отметить прежде всего такие, которые при современном состоянии знаний почти не могут быть учтены. К этой категории относится влияние на сток климата. Климат может меняться как по обстоятельствам, не зависящим от человека, так и вследствие изменения некоторых физико-географических условий, вызванных интересами народного хозяйства. Последнее может иметь место в ряде районов СССР, но в особенности в районах с крупными гидротехническими сооружениями, связанными с переброской воды из одного района в другой, например в связи с постройкой канала Москва — Волга. Еще большие изменения надо ожидать в Заволжье в связи с громадным объемом воды, направляемой сюда из Волги (большое увлажнение полей, подъем уровня грунтовых вод и пр.).

Однако изменение поверхностного стока необязательно связано с устройством столь грандиозных сооружений и переброской воды. Оно может произойти например под влиянием механического задержания стока ирригационной сетью, большим количеством колхозных прудов и агротехническими мероприятиями. Поэтому в связи с тем, что гидрологический расчет должен отразить будущие условия стока и быть как бы прогнозом, а условия стока в некоторых случаях меняются очень резко, необходимо обратить на это самое серьезное внимание при проектировке. Это тем более необходимо, что потепление климата, наблюдаемое последние годы, приводят к некоторому уменьшению поверхностного стока, что особенно ощутимо на юге и юго-востоке европейской территории СССР.

Таким образом гидрология, основанная на закономерностях, полученных путем изучения различных геофизических явлений, при подробном генетическом исследовании их дает возможность учесть, в какой мере зависимости прошлого периода переменны во времени и каким образом по ним могут быть получены будущие закономерности.

## § 6. ПРИМЕНЕНИЕ КРИВЫХ ВЕРОЯТНОСТЕЙ К УСТАНОВЛЕНИЮ ВАРИАЦИИ СТОКА

1. Основные данные. Допустим, у нас имеется  $N$  наблюдений над какой-нибудь переменной величиной  $Y$ , например над годовым стоком. Всю амплитуду колебания значений величины  $Y$  от  $A$  до  $B$  делим на группы, через определенные интервалы значений  $\Delta Y$  (фиг. 87) и для каждого интервала откладываем горизонтально число наблюдений со стоком, лежащим в данном интервале:  $n_1, n_2, n_3$  и т. д. Таким образом получается ступенчатая диаграмма. При постепенном уменьшении интервалов этой диаграммы последняя приближается к кривой, изображенной на фиг. 87 и называемой кривой распределения или кривой вероятностей. В настоящем изложении кривая вероятностей показана вертикально (а не горизонтально, как она обычно показывается), чтобы нагляднее было видно, как получается из кривой вероятности кривая обеспеченности. В большинстве случаев, встречающихся в гидрологических расчетах, приходится иметь дело с кривой, имеющей несимметричное очертание. Практический интерес представляет интегральная кривая распределения, или кривая о б е с п е ч е н н о с т и , которая получается последовательным суммированием числа случаев, начиная от верхней части амплитуды:  $Z_1 = n_1; Z_2 = n_1 + n_2; Z_3 = n_1 + n_2 + n_3$  и т. д.

При ограниченном числе наблюдений ступенчатую диаграмму построить нельзя, это и приводит к необходимости пользоваться кривыми Пирсона.

При построении кривой обеспеченности годового стока обычно откладывают на вертикальной оси значение отношения стока данного года к среднему арифметическому, или так называемые относительные модули или м о д у л ь н ы е к о э ф ф и ц и е н т ы ( $Y = K$ ), а по горизонтальной оси — число лет, которое чаще всего выражают в процентах от всего количества  $N$  рассматриваемых лет ( $N = \sum X$ ).

Однако этот метод одинаково применим для расчета вариации любого ряда

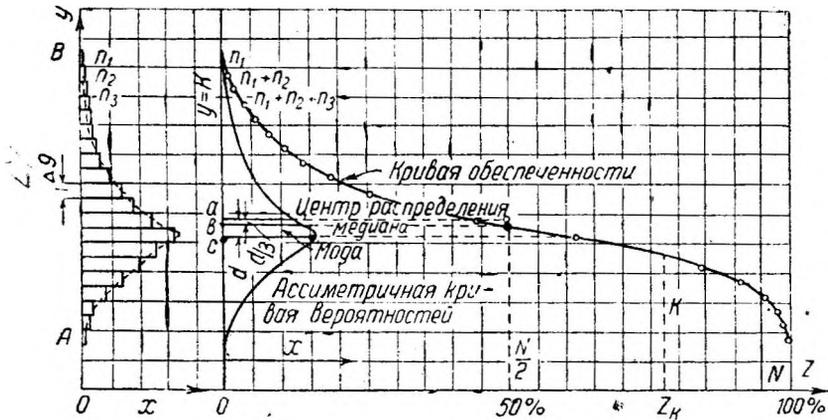
фазово-однородных расходов, т. е. он может применяться не только для расчета среднегодовых расходов, но и максимальных секундных расходов и пр.

При расчете максимальных расходов составляется ряд из максимумов за каждый год.

Очевидно, что  $Z_K$  есть число лет, когда сток был больше  $K$ , т. е.  $N - Z_K$  будет число лет, когда сток был меньше или равен  $K$ . Можно сказать, что сток  $K$  обеспечен  $Z_K$  лет. Таким образом обеспеченность есть процент лишь части времени, соответствующей длительности данной фазы, в течение всего периода  $Z$ , или, иначе говоря, процент числа случаев, каждый из которых повторяется один раз в период  $Z$ . Этот период принимается в 100% ( $Z = 100\%$ ).

Итак, кривая обеспеченности, представляющая наибольший интерес при гидрологических расчетах, строится по кривой вероятности.

Остановимся на общих свойствах кривых вероятности. Изменчивость явлений природы представляется, вообще говоря, асимметричными кривыми вероятностей (фиг. 87).



Фиг. 87. Асимметричная кривая вероятностей и кривая обеспеченности.

Наиболее важными являются три характерные точки, определяющие до некоторой степени вид кривой вероятностей. Первая точка  $a$  есть центр распределения, он соответствует среднеарифметическому значению стока  $X_0$  исследуемого ряда. При выражении всех членов ряда в долях среднего (в модульных коэффициентах), что чаще всего принимается при построении кривых обеспеченности, ордината центра кривой распределения равна единице. Центр представляет собой также среднюю ординату площади кривой обеспеченности.

Вторая точка  $b$  есть медиана. Медианный сток лежит точно по середине интервала величин годового стока и соответствует обеспеченности 50%.

Третья точка  $c$  — мода кривой — соответствует наибольшей частоте или наиболее вероятному стоку за данный период; на кривой обеспеченности она соответствует точке перегиба. В несимметричных кривых показателем асимметрии служит величина  $d$ , называемая радиусом асимметрии, представляющая собой, расстояние, между модой и центром распределения. Расстояние между медианой

и центром равно примерно  $\frac{d}{3}$ .

В случае если сток для всех трех характерных указанных выше значений ( $a$ ,  $b$  и  $c$ ) имеет одну и ту же величину, мы имеем дело с симметричной кривой распределения (нормальная кривая Гаусса). На практике при расчете стока этот вид кривых встречается реже, чем асимметричные кривые. С применением кривых распределения в математической статистике связано имя Пирсона, который установил 14 типов кривых. Все эти уравнения в общем случае не интегрируются. Самое простое из них — уравнение третьего типа, которое обычно применяется в гидрологических расчетах и интегрируется при некоторых упрощениях.

## 2. Общий вид уравнения кривой распределения. Кривые Пирсона.

Кривые распределения или кривые частоты, употребляемые в гидрологии, обычно начинаются от нуля, поднимаются до максимума и затем более плавно опускаются до нуля. Поэтому, если начало координат находится в точке  $a$  и оси расположить, как показано на фиг. 88, то уравнение кривой распределения должно удовле-

творить следующему условию:  $\frac{dy}{dx}$  должно равняться нулю в точке максимума и тогда, когда  $y = 0$ . Этому условию удовлетворяет уравнение:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{y(x+d)}{F(x)}, \quad (145)$$

где  $d$  — радиус асимметрии;

$$F(x) = b_0 + b_1x + b_2x^2 + \dots$$

Параметры  $b_0$ ,  $b_1$ ,  $b_2$  выражаются через моменты площадей теоретической кривой. Подсчет остальных членов ряда является практически излишним, так как даже для подсчета параметра  $b_2$  нужно знать четыре момента, а вероятные ошибки моментов выше четвертого, как показал Пирсон, очень велики, и их подсчет практически бесполезен даже при большом числе наблюдений. В кривых распределения Пирсона третьего типа, который применен Фостером для построения кривых обеспеченности стока, параметр  $b_2 = 0$ . Следовательно:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{y(x+d)}{b_0 + b_1x}. \quad (146)$$

В этом случае:

$$b_0 = -m_2. \quad (147)$$

Величина  $m_2$  представляет собой так называемый второй момент:

$$m_2 = \frac{\int x^2 y dx}{N}, \quad (148);$$

где  $N = \sum y$ .

Параметр  $b_1 = d$ .

При принятой системе координат, если  $x = -d$  и  $y = 0$ , то

$$\frac{dy}{dx} = 0, \text{ т. е.}$$

касательная в этой точке параллельна оси абсцисс и величина  $y$  достигает своего максимума.

При  $x = -(a+d)$  и при  $x = +\infty$  ордината  $y = 0$ ,

Дифференциальное уравнение может быть представлено в следующем виде:

$$\frac{1}{y} \cdot \frac{dy}{dx} = \frac{x+d}{b_0-dx}, \quad (149)$$

Интегрируя это выражение, получаем:

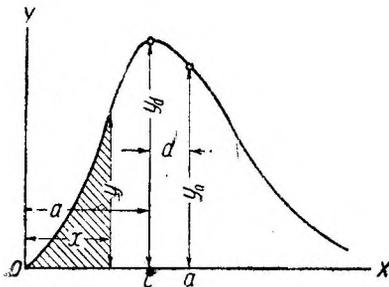
$$\lg y = \int \frac{x+d}{b_0-dx} dx. \quad (150)$$

Раскрывая интеграл правой части уравнения и перенося начало координат в точку  $c$ , окончательно получим:

$$y = y_0 e^{-\gamma x} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\gamma a}, \quad (151)$$

где  $\gamma = \frac{1}{d}$  ( $d$  — радиус асимметрии, равный расстоянию между центром распределения и модой);

$$d = \frac{m_3}{2m_2} \text{ и } m_3 = \frac{1}{N} \int x^3 y dx, \quad (152)$$



Фиг. 88. Общий вид кривой Пирсона третьего типа.

$y_d$  — наибольшая или модальная ордината;

$a$  — расстояние от модальной ординаты до левого конца кривой, равное

$$\frac{m_3}{d}$$

$e$  — основание неперовых логарифмов.

Заметим, что наибольшая ордината  $y_d$  также выражается через второй и третий моменты площади кривой частоты.

Конечной целью является получение уравнения кривой обеспеченности. Каждая ордината кривой обеспеченности, как мы видели раньше, представляет собой сумму всех ординат кривой частоты от нуля до соответствующего значения абсциссы. Следовательно кривая обеспеченности представляет собой интеграл кривой частоты, и ее уравнение будет:

$$y = \int y_d e^{-\gamma x} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\gamma a} dx, \quad (153)$$

т. е. для определения значения любой ординаты кривой обеспеченности необходимо вычислить площадь, ограниченную кривой частоты, данной ординатой  $y$  и соответствующей абсциссой  $x$  (площадь эта заштрихована на фиг. 88).

Написанное выше уравнение интегрируется только при некоторых определенных значениях, входящих в него параметров, что и сделано американским ученым Фостером. Результаты этих подсчетов собраны в таблицу, которая получила в практике гидрологических расчетов большое распространение. Подробнее о таблице Фостера будет сказано ниже.

**3. Другие методы расчета вариации стока.** Кроме метода Пирсона-Фостера существуют и другие, краткие сведения о которых приводятся ниже.

Скандинавский математик Шарлье дал более общий вид уравнения кривой распределения, которое по своей идее должно охватывать различные виды кривых распределения, встречающиеся на практике. В практике гидрологических расчетов уравнение Шарлье распространения не получило в связи с большей сложностью его применения. Для определения значений переменной различной обеспеченности здесь приходится иметь дело с четырьмя параметрами, в то время как при методе Пирсона — с тремя.

Если не задаваться целью теоретического обоснования уравнения кривых распределений, а только стремиться к получению эмпирической кривой распределения ряда, то можно подобрать искомое уравнение непосредственно.

Такую попытку сделал в 1926 г. Гудрич (K. D. Goodrich), который нашел эмпирическое уравнение кривой обеспеченности следующего вида:

$$p = 10^{3-h} \left(\frac{K-a}{b-K}\right)^C, \quad (154)$$

где  $p$  — обеспеченность в %;

$K$  — модульный коэффициент;

$a$  — нижний предел величины  $K$ ;

$b$  — верхний предел величины  $K$ ;

$h$  и  $C$  — параметры.

Простейший вид этого уравнения:

$$p = 10^{2-hK^C}. \quad (155)$$

Аналогичная попытка сделана была в 1931 г. М. В. Потаповым. Последний, не предлагая общего исследования вида искомого уравнения, дал частный случай его, отвечающий вариации рассматриваемой величины от нуля до бесконечности, что имеет место для значительного числа гидрологических и метеорологических факторов, в виде уравнения:

$$Y = Y_0 X^{p-1} (1 - X)^{q-1}, \quad (156)$$

тождественного по форме с уравнением Пирсона шестого типа. Параметры этого уравнения могут быть вычислены как по способу моментов, так и по способу наименьших квадратов. Вычислений, сделанное М. В. Потаповым для нескольких примеров, дает вполне удовлетворительное совпадение с эмпирическими кривыми

распределения; в большинстве случаев совпадение получилось лучше, чем по методу Фостера, однако вычислительный процесс при методе М. В. Потапова несколько более сложен.

По этой причине расчет ординат кривой обеспеченности производится в настоящее время почти исключительно по методу Фостера, хотя этот метод при расчете колебаний годового стока в некоторых случаях не дает хороших результатов.

Для рек малых бассейнов колебания годовых объемов стока более сложны, чем колебания стока больших рек. Сток малых бассейнов находится в тесной связи с целым комплексом метеорологических факторов. Поэтому для этих расчетов должен быть разработан особый метод — без применения математической статистики, но учитывающий изменение климатических факторов, влияющих на сток. В настоящее же время расчет производят преимущественно по методу Фостера.

4. Коэффициент вариации и коэффициент асимметрии. Для определения ординат кривой вероятности по методу Фостера необходимо звать три числовых параметра, полностью определяющих вид кривой в каждом частном случае. Параметры эти следующие: 1) среднее арифметическое ряда  $Y_0$ ; 2) коэффициент изменчивости или вариации  $C_v$  и 3) коэффициент асимметрии или несимметрии  $C_s$ .

Коэффициентом вариации (изменчивости) называется отношение  $\sigma$  — средне-квадратичного отклонения к среднеарифметическому значению. Так например, если речь идет о расчете колебания годовых объемов стока, то необходимо найти отношение:

$$C_v = \frac{\sigma}{Y_0}, \tag{157}$$

в котором величина  $\sigma$  находится следующим образом: берется имеющийся ряд значений годового стока  $Y_1, Y_2, Y_3, \dots, Y_N$ . Далее определяют отклонения членов ряда от среднеарифметического (нормы):

$$(Y_1 - Y_0); (Y_2 - Y_0); (Y_3 - Y_0), \dots, (Y_N - Y_0). \tag{158}$$

Эти отклонения возводят в квадрат (чтобы исключить влияние знака отклонения), складывают и делят на  $(N-1)$ . Извлекая из полученной величины корень, получим:

$$\left| \sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum (Y_i - Y_0)^2}{N-1}} \right| \tag{159}$$

На этом основании коэффициент вариации  $C_v$  равен:

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum \left(\frac{Y}{Y_0} - 1\right)^2}{N-1}}. \tag{160}$$

Отношение  $\frac{Y}{Y_0}$  называется модульным коэффициентом и обозначается  $K$ . Заменив  $\frac{Y}{Y_0} = K$ , имеем:

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (K-1)^2}{N-1}}. \tag{161}$$

Коэффициент асимметрии характеризует собой несимметрию кривой частоты: чем больше  $d$  — расстояние от центра распределения до моды, тем больше значение этого коэффициента. Он обозначается обычно через  $C_s$  и выражается через  $d$  или через  $m_3$  — третий момент, значение которого указывалось выше:

$$C_s = 2 \frac{d}{C_v} = \frac{m_3}{C_v^3}. \tag{162}$$

Для расчета пользуются обыкновенно следующим выражением:

$$C_s = \frac{\sum (K-1)^3}{(N-1) C_v^3}. \tag{163}$$

Для рек, по которым имеются данные о годовом стоке за ряд лет, коэффициент вариации и коэффициент асимметрии вычисляются весьма просто.

Данные по стоку для удобства располагаются в убывающем порядке. Вначале вычисляется среднеарифметическое ряда (норма). Затем вычисляется для каждого члена значение модульного коэффициента  $K$ , равное отношению величины дан-

ного  $Y$  к норме  $Y_0$ , т. е.

$$K = \frac{Y}{Y_0}.$$

Далее вычисляется  $(K-1)$ ,  $(K-1)^2$  и  $(K-1)^3$ . Для получения более точных результатов при вычислении  $C_v$  и  $C_s$  можно рекомендовать: 1) определение модульных коэффициентов производить до третьего десятичного знака; 2) проверку правильности значений  $K$  производить путем определения  $\Sigma K$ , которая должна равняться числу членов ряда<sup>1</sup>; сумма значений  $(K-1)$  должна быть равна нулю и 3) значения  $(K-1)^2$  и  $(K-1)^3$  лучше всего вычислять по разным таблицам, например, Hütte, O'Рурк, Барлоу и др.

Пользуясь коэффициентами  $C_v$  и  $C_s$ , можно построить математическую кривую продолжительности. Метод ее построения дается ниже.

Необходимо отметить, что точное вычисление коэффициента асимметрии требует длинного ряда наблюдений. Согласно выводам математической статистики при  $N = 10$  среднеквадратичная ошибка коэффициента асимметрии составляет 77,5% от самого значения коэффициента. При  $N = 20$  ошибка составляет 55%. Даже при  $N = 100$  ошибка снижается только до 24,5% значения  $C_s$ .

Значение коэффициента вариации является более устойчивым и при обычных значениях  $C_v$  от 0,20 до 0,40 средняя ошибка  $C_v$  при  $N = 5$  составляет 33—36% нормального значения  $C_s$ ; при  $N = 10$  ошибка равняется 23 — 26%<sup>2</sup> а при  $N = 50$  уменьшается до 10—12%.

На этом основании необходимо считать, что  $C_v$  можно вычислить с достаточной практической точностью, если имеется ряд в 10 лет<sup>2</sup>. Что касается  $C_s$ , то вычисление его при наличии короткого ряда затруднительно, а иногда и невозможно. Часто принимают в этом случае довольно распространенное соотношение  $C_s = 2C_v$ . Однако в некоторых случаях такое допущение приводит к неверным результатам, поэтому прибегать к такому приему надо очень осмотрительно.

Между  $C_s$  и  $C_v$  для кривых Пирсона третьего типа должно иметь место следующее соотношение:

$$C_s \geq 2C_v, \quad (165)$$

т. е. удвоенное значение  $C_v$  является теоретически нижним пределом значения  $C_s$ . Однако это соотношение относится только к теоретической кривой Пирсона третьего типа имеющей указанное выше уравнение, но не относится к кривым эмпирического типа, с которыми часто приходится встречаться в гидрологии. На практике довольно часто  $C_s < 2C_v$  и бывает даже  $C_s < 0$ . Поэтому необходимо пользоваться кривыми того типа, которые больше отвечают действительному расположению точек, полученных на основании непосредственных измерений и подсчетов стока. В силу этого часто приходится отказываться от теоретических кривых Пирсона и переходить к эмпирическим кривым, определяемым действительным значением  $C_s$ , полученным на основании непосредственных вычислений. При этом можно пользоваться для расчета кривых теми же фостеровскими таблицами. Соответствие вычисленной кривой обычно проверяется положением точек действительного ряда значений  $K$ .

Поэтому в случае, если имеется возможность вычислить хотя бы по связи с метеорологическими факторами сток за длительный период (25—50 лет), необходимо получить значение  $C_s$  по формуле (163).

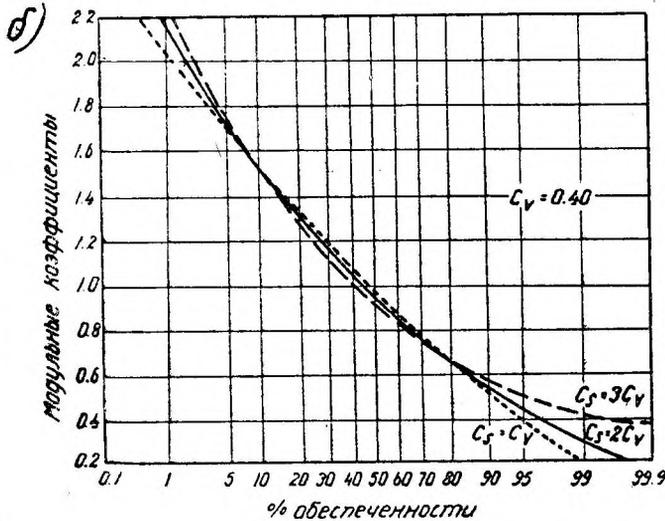
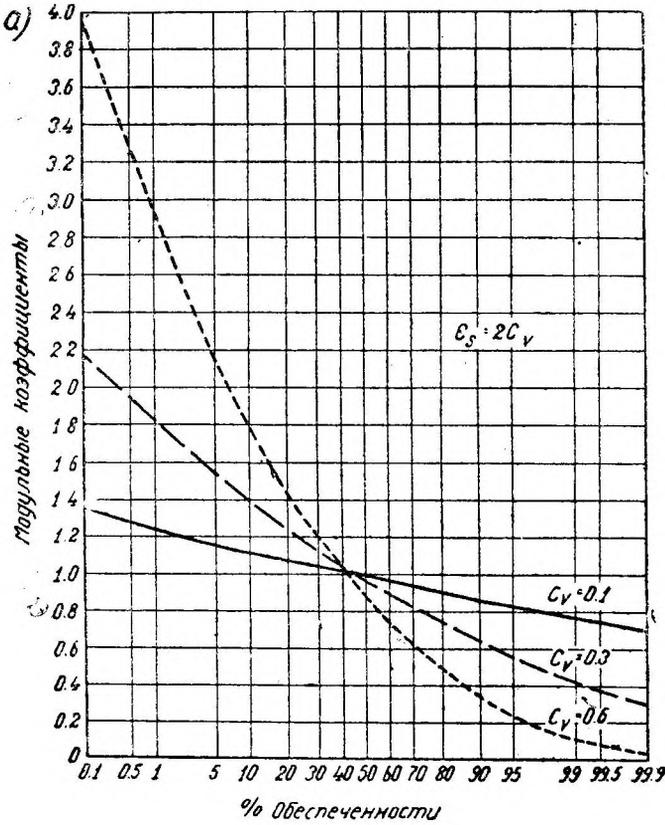
<sup>1</sup> Это следует из того, что

$$Y_0 = \frac{\Sigma Y}{N}; \quad Y_0 N = \Sigma Y; \quad \frac{\Sigma Y}{Y_0} = \Sigma K = \frac{N Y_0}{Y_0} = N. \quad (164)$$

<sup>2</sup> Если значение  $C_v$  не очень велико. Подробнее об этом говорится в пункте „Погрешности при исчислении нормы стока“.

Для того чтобы выяснить, как влияет изменение  $C_v$  и  $C_s$  на кривую обеспеченности, произведем анализ кривых обеспеченности. Предварительно укажем, как строятся эти кривые.

**5. Клетчатка вероятностей.** В последнее время в практику вошло пользование для построения кривых обеспеченности особой клетчаткой с переменным горизонтальным



Фиг. 89. Кривые обеспеченности при разных значениях  $C_v$  (а) и  $C_s$  (б).

Логарифмируя это уравнение, получаем:

$$\lg p = 2 - hK^C \quad \text{или} \quad 2 - \lg p = hK^C. \quad (167)$$

масштабом, называемой клетчаткой вероятностей или клетчаткой Хазена. Преимущество этой клетчатки заключается в следующем: кривая обеспеченности, построенная в обычном масштабе, имеет участок в верхней и нижней частях, настолько крутого подъема и спада, что пользование ею затруднительно. Особенно неудобна экстраполяция кривых. В клетчатке Хазена, концы кривой обеспеченности вследствие особой шкалы горизонтального масштаба (фиг. 89) изображаются очень детально и с небольшим наклоном, что значительно облегчает и уточняет экстраполяцию. Вертикальный масштаб берется чаще всего не логарифмический. Особое значение приобретает клетчатка вероятностей при построении кривых обеспеченности максимальных расходов. В целях уточнения экстраполяции кривых обеспеченности, получающейся обычно и на клетчатке вероятностей криволинейной, В. Д. Зайковым предложено выравнивание кривых при помощи нанесения на вертикальной оси не величины самих модульных коэффициентов  $K$ , а их логарифмов  $e$  соответствующей в некоторых случаях добавкой, определяемой графически путем нескольких прикидок. На фиг. 90 подобное выравнивание достигнуто тем, что на вертикальной оси отложено не  $\lg K$ , а  $\lg(K + 0,60)$ .

Клетчатку Хазена при отсутствии соответствующих напечатанных форм легко изготовить самому. Для этого нужно взять бумагу с горизонтальными линейками и нанести на, оси абсцисс проценты обеспеченности.

**6. Клетчатка асимметричной частоты.** Для построения кривых обеспеченности Гудрич предложил особый вид клетчатки, которую он назвал „клетчаткой асимметричной частоты“. В основу построения этой клетчатки он положил найденное им эмпирическое уравнение кривой обеспеченности:

$$p = 10^{2-hK^C}. \quad (166)$$

Логарифмируя второй раз, имеем:

$$\lg(2 - \lg p) = C \lg K + \lg h. \quad (168)$$

Это уравнение представляет собой уравнение прямой при переменных  $\lg(2 - \lg p)$  и  $\lg K$ .

Величина  $C$  представляет собой угловой коэффициент и  $\lg h$  — свободный член.

Клетчатка асимметричной частоты построена таким образом, что на оси абсцисс отложены величины  $\lg(2 - \lg p)$  для значений  $p$  от 0,1 до 99,9%, а ось ординат представляет собой логарифмическую шкалу, где откладывается логарифм модульных коэффициентов. Построение этой клетчатки возможно также на обыкновенной логарифмической бумаге.

Построение кривой обеспеченности при помощи клетчатки асимметричной частоты более сложно, чем при помощи клетчатки вероятности, поэтому для расчетов проще пользоваться клетчаткой вероятности.

7. Кривые обеспеченности. На фиг. 89, а показаны кривые обеспеченности для различных значений коэффициентов вариации  $C_v$ . Малое значение  $C_v$  получается для рек, имеющих небольшие колебания стока и более зарегулированный и равномерный режим.

Большие значения  $C_v$  получаются для рек с сильно варьирующим годовым стоком.

Обычно неравномерность стока увеличивается с уменьшением водосборной площади, поэтому для малых бассейнов чаще всего получается высокое значение  $C_v$ . Исключение составляют горные реки, которые имеют ледниковое питание или зональное таяние снегов.

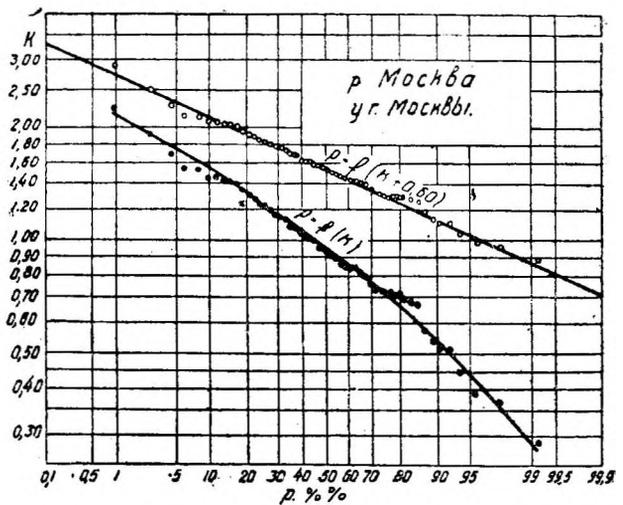
На фиг. 89, б представлены кривые обеспеченности при одном и том же значении  $C_v = 0,40$  и при разных значениях  $C_s$ , применяемых в практических расчетах, например,  $C_s = 3C_v$ ;  $C_s = 2C_v$ ;

$$C_s = C_v.$$

В качестве крайних значений  $C_s$  необходимо указать на значения  $C_s = 0,04$  (р. Волга у г. Куйбышева) и  $C_s = 6C_v$  (р. Свирь). Сопоставляя фиг. 89, а и фиг. 89, б, можно прийти к выводу, что вид кривой обеспеченности в первую очередь зависит от  $C_v$  и далее уже от  $C_s$ . Значения  $C_s$  при одном и том же значении  $C_v$  дают только близкие варианты основной кривой, определяемой значением  $C_v$ , причем эти варианты отличаются преимущественно на концах кривой обеспеченности. Увеличение значения  $C_s$  приводит к увеличению крайних ординат, т. е. увеличению модульных коэффициентов как для маловодных, так и для многоводных лет. При значении, чаще всего применяемом на практике,  $C_s = 2C_v$  предел значения ординаты для нижней части кривой, соответствующей 100%, равен нулю, т. е. при этом значении  $C_s$  теоретическая повторяемость значения стока, равного нулю, бесконечно мала.

Особенность стока малых бассейнов заключается в том, что в некоторые годы (например для степных бассейнов при очень медленном весеннем таянии снежных осадков и малом осеннем увлажнении) годовой сток может оказаться равным нулю, причем это может наблюдаться даже несколько раз в течение 100 лет.

Нулевые значения членов ряда говорят о том, что применяемые обычно в гидрологии методы расчета должны быть по отношению к малым бассейнам пересмотрены. Однако в связи с тем, что при некоторых расчетах колебаний годового стока малых бассейнов самой нижней частью кривой обеспеченности не приходится пользоваться (за пределами 90—99% обеспеченности), в этом



Фиг. 90. Кривые обеспеченности максимальных расходов на клетчатке вероятностей с логарифмической осью ординат. Выравнивание кривой обеспеченности.

случае за неимением лучшего метода и для малых бассейнов приходится применять этот метод. При этом необходимо только отказаться от вошедшего в практику расчетов определения значения  $C_s$  упрощенным способом, заключающимся в том, что принимают  $C_s = 2C_v$ . Это выражение, как показала практика, для рек больших бассейнов довольно часто бывает правильным. Для рек малых бассейнов могут иметь место самые разнообразные соотношения между  $C_s$  и  $C_v$ .

Таким образом нулевые значения стока могут быть не только при 100% обеспеченности, как при  $C_s = 2C_v$ , а значительно чаще. При значениях  $C_s$ , меньших  $2C_v$ , в нижней части кривой обеспеченности получают по теоретическому расчету отрицательные значения стока. Практически необходимо принимать их нулевыми.

Подсчеты значений  $C_s$ , для американских рек показали, что в среднем для 25 рек восточных штатов (со средним периодом наблюдений в 28 лет)  $C_v = 0,23$ , а  $C_s = 0,36$ , т. е.  $C_s = 1,57 C_v$ . Для 25 рек западных штатов (со средним периодом наблюдений в 25 лет)  $C_v = 0,53$ , а  $C_s = 0,63$ , т. е.  $C_s = 1,19 C_v$ . Значения коэффициентов вариации и асимметрии по этим же подсчетам, расположенные в восходящем порядке  $C_v$ , дали в среднем для групп по 10 рек следующее соотношение:

$C_v$	$C_s$	$C_s : C_v$
0,21	0,26	1,24
0,27	0,46	1,70
0,41	0,42	1,03
0,59	0,71	1,20
0,97	1,42	1,46

Таким образом в Америке в большинстве случаев

$$C_v < C_s < 2C_v. \quad (169)$$

Хорошая изученность американских рек дала возможность Фостеру районировать значение  $C_s$  для отдельных бассейнов.

В нашей практике гидрологических расчетов даже в условиях больших рек наблюдается большая пестрота значений  $C_s$ , а редкая сеть опорных гидрометрических створов с многолетним рядом приводит к невозможности в настоящее время районировать  $C_s$  по территории СССР, так как для районирования требуется очень значительный ряд наблюдений — порядка 25 лет.

Значение соотношения между  $C_s$  и  $C_v$  по рекам СССР, так же как и в США, резко отличается от того, которое принимал Фостер в своих выводах. Так, Днепр у Лоцманской Каменки имеет непосредственно вычисленное значение  $C_s = 0,11$ , т. е.  $C_s = 0,44 C_v$ . Дон у Гремячего имеет  $C_s = 0,139$ , т. е.  $C_s = 0,48 C_v$ . В. Узень у Новоузенска имеет  $C_s = 0,5\%$ .

Значение параметра  $C_s$  приходится подбирать, исходя из условия, чтобы кривая обеспеченности наилучшим образом соответствовала эмпирическому материалу. Обычно трудно найти кривую, которая хорошо соответствовала бы и верхней и нижней группам точек. При расчете вариации годовых объемов стока наиболее важно, чтобы кривая обеспеченности соответствовала нижней группе точек, в частности существенную роль играют здесь самые крайние точки, характеризующие сток наблюденных маловодных годов. Для расчета максимальных расходов важны верхние точки. В особо ответственных случаях значение  $C_s$  принимается с некоторым запасом; для этого при расчете максимальных расходов приходится несколько увеличивать  $C_s$ , а для расчета минимальных расходов и годовых объемов стока — уменьшать  $C_s$  против того значения, которое получается на основании вычисления по ряду. Это изменение вычисленного значения  $C_s$  можно произвести путем учета вероятной ошибки.

Если для расчета маловодных годовых объемов обычно имеет место соотношение  $C_s \leq 2C_v$ , то для расчета максимальных расходов  $C_{SI} \leq 2C_{VI}$ . Д. Л. Соколовский на основании данных по 31 пункту с периодом наблюдения от 33 до 55 лет пришел к выводу, что для расчета максимальных расходов обычных равнинных рек может быть принято  $C_{SI} = 3C_{VI}$ , а для лесных и болотных бассейнов  $C_{SI} = 2C_{VI}$ . Для горных рек соотношение это может достигать  $C_{SI} = 4C_{VI}$ .

Если для рек с большими бассейнами, изученных значительно лучше, вели-

чина  $C_s$  представляется несколько неопределенной, то точное определение значений  $C_s$  для малых бассейнов в настоящее время представляется совершенно невозможным. Для практических расчетов малых бассейнов лучше производить вычисления значения  $C_s$ , пользуясь вычисленным (фиктивным) стоком по связи с метеорологическими данными.

Реки, имеющие высокие коэффициенты стока (например горные реки), должны иметь величину  $C_s$  для колебаний стока, близкую соответствующим значениям  $C_s$  для осадков.

По мнению Г. П. Иванова при отсутствии длительного ряда наблюдений определение  $C_s$  можно производить по аналогии с данными по ближайшим и лучше изученным бассейнам.

**8. Расчет изменчивости годового стока.** Для расчета необходимо знать кроме нормы еще величину  $C_v$  и  $C_s$ .

Первый случай — имеются достаточные данные о стоке. Если имеется ряд наблюдений над стоком за достаточно длинный период, то расчет начинается с определения  $C_v$  и  $C_s$ , как указано выше.

Допустим вычислено:  $C_v = 0,42$  и  $C_s = 0,70$ . По таблице Фостера (табл. 28), посредством интерполяции находим значения отклонений, соответствующих значению  $C_s = 0,1$  и  $C_v = 1$ . Для этого производим интерполяцию между 4-й и 5-й строками таблицы.

Имеем:

Обеспеченность в %	0,1	1,0	3,0	5,0	и т. д.
отклонения ординат при $C_v = 1$ (по Фостеру).....	4,10	2,84	2,09	1,81	и т. д.

Эти отклонения соответствуют  $C_v = 1$ . Так как отклонения кривой обеспеченности от середины пропорциональны  $C_v$ , то для значения  $C_v = 0,42$  их нужно умножить на 0,42:

Обеспеченность в %	0,1	1,0	3,0	6,0	и т. д.
$\Phi_i C_v$ отклонения ординат при $C_v = 0,42$ .....	1,72	1,19	0,88	0,78	и т. д.

Эти цифры указывают отклонение ординат кривой от среднего значения ряда, которое в таблице Фостера принято равным нулю. Для получения модульных коэффициентов необходимо к цифрам предыдущего ряда прибавить единицу:

Обеспеченность в %	0,1	1,0	3,0	5,0	и т. д.
$K_i = (\Phi_i C_v + 1)$ — модульный коэффициент при $C_v = 0,42$ .....	2,72	2,19	1,88	3,76	и т. д.

Умножая среднеарифметическое данного ряда на модульные коэффициенты, получим значение величин ряда (годовых объемов стока, максимальных расходов и пр.) разной обеспеченности:

$$Y_i = Y_{cp} \cdot K_i = Y_{cp} (\Phi_i C_v + 1). \quad (170)$$

Для более точного вычисления  $C_s$  можно рекомендовать такой графический прием: сначала вычисляется  $C_v$ , затем действительные данные по стоку наносятся на чертеж и на тот же чертеж наносят несколько вариантов кривых,

Отклонения ординат кривых обеспеченности от середины в зависимости от значения коэффициента несимметрии  $C_s$  при коэффициенте вариации  $C_v = 1,0$  (по Фостеру)

Коэф- циент не- симметрии	Обеспеченность в %																		
	0,1	1,0	3	5	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	97	99,0	99,9
0,0	+ 3,09	+ 2,33	+ 1,88	+ 1,64	+ 1,28	+ 0,84	+ 0,68	+ 0,52	+ 0,25	0,00	- 0,25	- 0,52	- 0,68	- 0,84	- 1,26	- 1,64	- 1,88	- 2,32	- 3,09
0,2	3,38	2,48	1,93	1,69	1,30	0,83	0,67	0,51	0,22	- 0,03	0,28	0,55	0,70	0,85	1,25	1,58	1,79	2,18	2,81
0,4	3,67	2,62	2,00	1,74	1,32	0,82	0,65	0,43	0,19	0,06	0,31	0,57	0,71	0,85	1,22	1,51	1,69	2,03	2,54
0,6	3,96	2,77	2,06	1,79	1,33	0,80	0,62	0,45	0,15	0,09	0,34	0,58	0,72	0,86	1,19	1,45	1,59	1,88	2,28
0,8	4,25	2,90	2,12	1,83	1,34	0,78	0,60	0,42	0,12	0,13	0,37	0,60	0,73	0,86	1,16	1,38	1,49	1,74	2,03
1,0	4,54	3,03	2,19	1,87	1,34	0,76	0,57	0,38	0,08	0,16	0,40	0,61	0,73	0,86	1,12	1,31	1,59	1,59	1,80
1,2	4,82	3,15	2,25	1,90	1,35	0,74	0,54	0,35	0,05	0,19	0,42	0,62	0,73	0,85	1,08	1,25	1,30	1,45	1,59
1,4	5,11	3,28	2,31	1,93	1,34	0,71	0,51	0,32	+ 0,02	0,22	0,44	0,63	0,73	0,84	1,05	1,18	1,21	1,32	1,40
1,6	5,39	3,40	2,35	1,96	1,33	0,68	0,48	0,28	- 0,01	0,25	0,46	0,64	0,73	0,82	1,00	1,11	1,13	1,19	1,24
1,8	5,66	3,50	2,41	1,98	1,32	0,64	0,44	0,24	0,05	0,28	0,48	0,64	0,72	0,80	0,95	1,03	1,06	1,08	1,11
2,0	5,91	3,60	2,46	2,00	1,30	0,61	0,41	0,20	0,08	0,30	0,49	0,64	0,71	0,78	0,90	0,95	0,98	0,99	1,00
2,2	6,20	3,70	2,48	2,01	1,28	0,58	0,37	0,17	0,11	0,33	0,49	0,63	0,69	0,75	0,85	0,90	0,90	0,90	0,91
2,4	6,47	3,78	2,49	2,01	1,25	0,54	0,33	0,13	0,14	0,35	0,50	0,62	0,66	0,71	0,79	0,82	0,82	0,83	0,83
2,6	6,73	3,87	2,50	2,01	1,23	0,51	0,31	0,10	0,17	0,37	0,50	0,60	0,64	0,68	0,74	0,76	0,76	0,77	0,77
2,8	6,99	3,95	2,51	2,02	1,20	0,47	0,26	0,06	0,20	0,38	0,50	0,59	0,62	0,65	0,70	0,71	0,71	0,71	0,71
3,0	+ 7,25	+ 4,02	+ 2,52	+ 2,02	+ 1,18	+ 0,42	+ 0,25	+ 0,03	- 0,23	- 0,40	- 0,50	- 0,57	- 0,60	- 0,62	- 0,65	- 0,66	- 0,66	- 0,67	- 0,67

имеющих постоянное значение  $C_v$ , равное данному, вычисленному, и несколько значений  $C_s$  ( $C_s = 0,5C_v$  и т. д.). Далее, путем графического подбора определяется, какому значению  $C_{н}$  соответствуют действительные точки.

Вообще при небольшом числе членов ряда и при определении  $C_v$  с большой ошибкой вычисление  $C_s$  представляется весьма затруднительным, поэтому и ограничиваются часто принятием определенного значения  $C_s$  кратного  $C_v$ , в соответствии с типом реки, хотя такое решение представляет конечно большой произвол.

С. И. Рыбкин пересчитал таблицу Фостера и дополнил ее значениями отклонений для значений  $C_s$  кратным 0,1 (у Фостера интервал этот равен 0,2), облегчающими интерполяцию, а также дал значения для обеспеченности меньше 0,1% (0,05, 0,03 и 0,01%). При этом он получил в некоторых случаях иное значение  $\Phi$  — отклонений от середины. Однако это расхождение находится в пределах точности расчета.

Построенная математическая кривая обеспеченности может быть проверена в смысле своего соответствия наблюдаемым значением. Для этого необходимо построить действительную кривую обеспеченности или нанести только действительные точки. Подсчет процента обеспеченности каждого наблюдаемого значения годового стока, выраженного в долях от среднего, производится по формуле:

$$p = \left( \frac{m - 0,5}{n} \right) \cdot 100, \quad (171)$$

где  $p$  — процент значения обеспеченности каждого измеренного годового стока;  
 $m$  — порядковый номер члена при расположении в убывающем порядке или число лет, имеющих сток, больший или равный данному;  
 $n$  — число членов ряда.

Теоретическая кривая должна проходить примерно по середине между этими вычисленными и нанесенными на график точками (фиг. 90).

Вычисление стока производится для характерных годов, приведенных в табл. 29.

Таблица 29

Обеспеченность в %	Характеристика года
0,1	Катастрофически многоводный (1 раз в 1000 лет)
1	Очень многоводный (1 раз в 100 лет)
3	Многоводный (1 раз в 33 года)
5	Многоводный (1 раз в 20 лет)
10	Средний многоводный (1 раз в 10 лет)
25	Верхнеквартильный (1 раз в 4 года)
50	Медианный
75	Нижнеквартильный (1 маловодный год в 4 года)
90	Средний маловодный (1 маловодный год в 10 лет)
55	Маловодный (1 маловодный год в 20 лет)
97	Маловодный (1 маловодный год в 33 года)
99	Очень маловодный (1 маловодный год в 100 лет)
99,9	Катастрофически маловодный (1 маловодный год в 1000 лет)

Второй случай — имеются данные по стоку за несколько лет. Если непосредственно измеренные данные по стоку имеются за очень короткий период, то можно расширить этот ряд данными, вычисленными по связи стока с метеорологическими данными.

Обычно метеорологические наблюдения имеются не только за период гидрометрических наблюдений, но и за более длительный предшествующий период.

Для вычисления связи составляются особые уравнения по имеющемуся периоду гидрометрических наблюдений.

Этот случай будет встречаться чаще всех в практике расчетов малых бассейнов. Он является в то же время самым сложным, требующим большой вдумчивости, индивидуальных подходов. При умелом выборе уравнений связи способ этот может дать вполне удовлетворительные результаты, однако последние будут иметь все же более пониженную точность, чем в предыдущем случае.

Здесь какое-нибудь графическое решение рекомендовать нельзя. Решение получается в результате ряда попыток. Необходимо сток за время наблюдений сравнить с соседними реками, более изученными, сравнить осадки (летние и зимние), дефициты влажности, температуру, условия половодья и яр. Таким образом можно определить ориентировочно водность годов, но которым не имеется наблюдений.

Если все попытки не приведут ни к каким результатам, то расчет  $C_v$  необходимо сделать по формулам, о которых говорится ниже. Однако такие попытки сделать нужно, так как они в то же время помогают расширить ряд и более точно подойти к определению не только  $C_v$ , но и нормы стока.

Третий случай — данные о стоке отсутствуют. В случае отсутствия данных о стоке величина  $C_v$  может быть вычислена только приближенно по формулам.

Формула Д. Л. Соколовского для определения  $C_v$  получена была в 1929 г. на основании данных по 24 рекам европейской части СССР. Но этим данным величина  $C_v$  зависит от географического положения данного бассейна и от площади водосбора:

$$C_v = a - 0,063 \lg (F + 1), \quad (172)$$

где  $a$  — географический коэффициент, значение которого для европейской части СССР дается на прилагаемой карте изолиний (фиг. 91), а  $F$  — площадь водосбора в км<sup>2</sup>.

Средняя ошибка значения  $C_v$ , вычисленного по этой формуле для 24 рек, получилась  $\pm 6\%$ . Наибольшая ошибка составляет  $+ 24\%$ . Для Северного края В. И. Скачковым внесены уточнения изолиний коэффициента  $a$ . Для Заволжья такие же уточнения внесены Б. Д. Зайковым, а для Урала — П. Н. Кокиным. Эти уточнения внесены в карту, данную на фиг. 91.

В сущности основным фактором, влияющим на изменение  $C_v$ , являются общие физико-географические условия. В некоторых случаях для малых бассейнов величина водосборной площади в отношении колебаний стока может играть подчиненную роль. Так, в Южном Заволжье наблюдаются годы, в которые на малых площадях имеется небольшой сток, но этот сток идет на наполнение плесов пересыхающих рек. Это приводит к тому, что в маловодные годы сток с больших площадей или очень ничтожен или вовсе отсутствует, в то время как на малых площадях модули стока более значительны. Таким образом в подобных случаях колебания стока на малых площадях могут быть менее резкими, чем на больших площадях. Подобный случай является исключением из общего правила, по которому  $C_v$  увеличивается при уменьшении  $F$ .

Формула С. И. Крицкого и М. Ф. Менкеля устанавливает связи величины  $C_v$  с нормой стока  $M_0$  (л/сек) и водосборной площадью  $F$  (км<sup>2</sup>)

$$C_v = \frac{0,83}{F^{0,06} M_0^{0,27}}. \quad (173)$$

Этой формулой можно пользоваться для неисследованных бассейнов (но которым имеются изолинии значений нормы стока).

При выводе этой формулы авторы исключили водосборы Северо-Западной области, обладающие большой зарегулированностью стока, вследствие значительной озерности этой области.

Формула Н. Д. Антонова связывает величину  $C_v$  с площадью водосбора  $F$  и дефицитом влажности  $d$ . Она имеет следующий вид:

$$C_v = \frac{0,295 d^{0,89}}{(F + 1)^{0,078}}. \quad (174)$$

Формула получена на основании материалов по 72 бассейнам. Среднее квадратическое отклонение составляет  $t 6,6\%$ .

Формулы М. Э. Шевелева основаны на связи колебаний речного стока с некоторыми гидрологическими и климатическими параметрами.



Фиг. 91. Карта изолиний географического коэффициента в формуле Д. Л. Соколовского для определения  $C_{\text{г}}$ .

Эти формулы дают возможность пользоваться формулой Д. Л. Соколовского в районах, где не проведены изолинии параметров  $a$ . М. Э. Шевелев нашел, что величина параметра  $a$  зависит от дефицита влажности  $d$ :

$$a = 0,654 \lg d + 0,317. \quad (175)$$

Среднее отклонение для 27 бассейнов рек СССР составляет 6,2%. Таким образом получается приближенная формула Д. Л. Соколовского — М. Э. Шевелева, годная для всех районов СССР:

$$C_v = 0,654 \lg d - 0,063 \lg (F + 1) + 0,317. \quad (176)$$

В следующей формуле М. Э. Шевелева величина параметра  $a$  получена в зависимости от модуля стока  $M_0$ :

$$a = 0,723 - 0,213 \lg M_0. \quad (177)$$

Таким образом получается приближенная формула Д. Л. Соколовского — М. Э. Шевелева для всех районов СССР:

$$C_v = 0,723 - 0,213 \lg M_0 - 0,063 \lg (F + 1). \quad (178)$$

Среднее отклонение для 44 бассейнов рек СССР составляет 10,5%. Интересно то, что эта формула проверена была для 20 бассейнов рек Америки и дала среднее отклонение 12,8%. Таким образом эта приближенная формула является универсальной и пригодной для малоисследованных и неисследованных областей.

Вычисленные таким образом по одной из этих формул значения  $C_v$  надо подвергнуть анализу: сравнить с  $C_v$  для других рек малых бассейнов. При этом необходимо учитывая, что фактические значения  $C_v$  для рек, имеющих озерное или ледниковое регулирование, должны быть меньше, чем значения, вычисленные по формулам. Для рек, имеющих повышенную испаряемость и связанную с этим потерю стока, с увеличением бассейна значения  $C_v$ , как и параметра  $a$ , значительно возрастают, приближаясь друг к другу. При этом  $C_v$  может достигать значения в некоторых случаях даже несколько выше единицы<sup>1</sup>. Вообще значение  $C_v$  увеличивается с уменьшением нормы стока.

Общая тенденция к уменьшению  $C_v$  с увеличением нормы имеет место как у больших, так и у малых бассейнов.

При исчислении осадков и дефицита влажности необходимо помнить, что вследствие неточности отдельных станций вычисление нормы осадков и нормы дефицита влажности приходится производить не по одной, а по целому ряду станций. Этот подсчет представляет собой довольно кропотливую работу, исполнение которой затрудняется часто отсутствием напечатанных и обработанных метеорологических данных.

**9. Установление последовательности чередования годового стока неизученных рек. Метод Г. П. Иванова.** При проектировании иногда может потребоваться установление последовательности чередования годовых объемов стока.

Если имеются наблюдения за 5—10 лет, путем установления связи стока данного бассейна со стоком ближайшего родственного и хорошо изученного бассейна можно расширить ряд и определить по этой связи последовательность чередования стока.

При отсутствии гидрометрических данных или при данных за очень короткий период (1—2 года) такой метод не годится. В этом случае удовлетворительные результаты даст приближенный метод, предложенный Г. Ц. Ивановым. Он состоит в следующем: определив тем или иным путем  $C_v$  и  $C_s$  для данного неизученного бассейна, строим теоретическую кривую обеспеченности годовых объемов стока для данной реки; затем строим такую же кривую для соседней изученной реки, имеющей, данные по стоку за длительный ряд лет. Далее вычисляем обеспеченность модульных коэффициентов  $K$  для каждого года по формуле:

$$p = \left( \frac{m - 0,5}{n} \right) 100$$

и по этим данным наносим точки на тот же график. Затем для каждого календарного года, принимая одну и ту же обеспеченность  $p$  как для изученного, так и для неизу-

<sup>1</sup> Подобное значение  $C_v$  имеет для малых площадей засушливого юго-востока. Например р. Калаус у с. Сергиевского имеет  $C_v = 1,27$ , ( $F = 1\ 683$  км<sup>2</sup>).

ченного бассейна, на пересечении вертикали с теоретической кривой обеспеченности голучим  $K'$  — модульный коэффициент данного календарного года для неизученной реки. Подобный расчет производится для каждого года.

Следовательно, построив на одном и том же графике совмещенные две упомянутые выше теоретические кривые обеспеченности и нанеся точки, соответствующие действительной величине модульных коэффициентов каждого года изученной реки, можно на пересечении вертикали, проходящей через точку данного года, с кривой обеспеченности неизученной данной реки определить  $K'$ . Путем умножения  $K'$  на объем стока среднего года вычисляется сток для любого года и следовательно приближенная последовательность чередования стока неизученной реки. Таким образом можно получить достаточно длинный хронологический ряд, характеризующий сток данного бассейна.

**10. Погрешности при исчислении нормы стока.** Вопрос этот в гидрологии был освещен очень недостаточно. Наиболее полные указания имеются в работе В. Д. Зайкова и С. Ю. Белинкова („Нормы стока, их погрешности и проведение коротких рядов наблюдений“), где доказано, что обычно применяемый закон распределения случайных ошибок Гаусса (согласно которому кривая распределения ошибок имеет симметричный вид и обе ветви, уходящие в бесконечность) может применяться в подобных условиях вследствие того, что данные по годовому стоку не обнаружили сильного отклонения от рядов Гаусса и наблюдающаяся несимметрия в распределении годового стока должна в данном случае сказаться на том, что среднее значение ряда будет фактически несколько выше наивероятнейшего.

Теория вероятностей указывает, что  $Y$  — истинное среднее значение наблюдаемой величины — получается только в случае  $N$  — бесконечно большого числа наблюдений, т. е.  $N$ , стремящегося к бесконечности:

$$\frac{Y_1 + Y_2 + Y_3 + \dots + Y_N}{N} = \bar{Y}. \quad (179)$$

При ограниченном же числе наблюдений  $n$ , как это и встречается обычно при гидрологических расчетах, вычисляют только среднеарифметическое:

$$\frac{Y_1 + Y_2 + Y_3 + \dots + Y_n}{n} = Y_0, \quad (180)$$

которое не является истинным значением, а только приближенным, отличающимся от истинного на некоторую величину  $\sigma_0$ :

$$\bar{Y} = Y_0 \pm \sigma_0.$$

Величина  $\sigma_0$  называется ошибкой арифметической середины и выражается формулой:

$$\sigma_0 = \pm \frac{\sigma}{\sqrt{n}}, \quad (181)$$

где  $\sigma$  есть среднеквадратичное отклонение, или средняя ошибка отдельного наблюдения в равна:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum (Y_i - Y_0)^2}{n-1}} \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n).$$

При значительном числе членов  $n$  (больше 30) в знаменателе подкоренного выражения можно брать не  $n-1$ , а просто  $n$ .

Величину  $\sigma_0$  принимаем за отправной пункт наших исследований. Обе упомянутые выше ошибки  $\sigma_0$  и  $\sigma$ , так же как и среднеарифметическое значение  $Y_0$ , являются именованными числами, и потому для сопоставления с другими их обычно выражают в процентах от среднеарифметического  $Y_0$ . Это можно сделать следующим образом:

$$\sigma_0^0/0 = \pm \frac{100 \frac{\sigma}{Y_0}}{\sqrt{n}}.$$

Отношение среднеквадратичной ошибки  $\sigma$  к норме стока  $Y_0$  есть коэффициент вариации годовых объемов стока:

$$C_v = \frac{\sigma}{Y_0},$$

откуда:

$$\sigma_0^0/0 = \frac{100 C_v}{\sqrt{n}}. \quad (182)$$

Из этой формулы получаем:

$$n = \frac{10^4 C_v^2}{(\sigma_0^0/0)^2}. \quad (183)$$

С помощью последней формулы составлена нижеследующая табл. 30, в которой указано максимальное число лет наблюдений, необходимое для вывода нормы с заданной степенью точности при коэффициенте вариации годового стока соответствующем данному пункту.

Таблица 30

$C_v$ \ $\sigma_0$ %	Число лет наблюдений при точности							
	$\pm 4,0\%$	$\pm 5,0\%$	$\pm 6,0\%$	$\pm 7,0\%$	$\pm 8,0\%$	$\pm 9,0\%$	$\pm 10,0\%$	$\pm 20,0\%$
0,15	14	9	6	5	4	3	2	1
0,20	25	16	11	8	6	5	4	1
0,25	39	25	17	18	10	8	6	2
0,30	56	36	25	19	14	11	9	2
0,35	76	49	33	25	19	15	12	3
0,40	100	64	44	33	25	20	16	4
0,45	126	81	55	42	32	25	20	5
0,50	156	100	69	50	39	31	25	6
0,55	189	121	83	62	47	38	30	8
0,60	225	144	99	74	56	45	36	9

Из этой таблицы видно, что при тех больших колебаниях значений  $C_v$ , которые наблюдаются в некоторых реках малых бассейнов, число лет, необходимое для получения надлежащей точности, должно быть велико. Если принять величину  $\sigma_0 = \pm 6\%$ , то при  $C_v = 0,60$  необходимо  $n = 99$  лет наблюдений, а при  $C_v = 0,16$  достаточно только  $n = 6$  лет. С другой стороны, формула (183) указывает на то, что при резких колебаниях горизонта и при небольшом числе лет наблюдений резко уменьшается точность расчетов. Так, при  $C_v = 0,6$  даже при девятилетнем периоде наблюдений точность будет только  $\pm 20\%$ . При расчете мелких гидростанций довольно часто приходится иметь дело с исключительно непродолжительными периодами наблюдений порядка двух-трех лет. Отсюда можно прийти к выводу, что при значительной величине  $C_v$  ошибка в подсчете нормы стока может быть по теории вероятностей очень значительной. Так, даже при  $C_v = 0,35$  и  $n = 2$  (такие значения в практике могут встретиться очень часто) средняя ошибка получается равной:

$$\sigma_0 \% = \pm \frac{100 C_v}{\sqrt{n}} = \pm 49\%$$

Напомним, что  $\sigma_0$  является ошибкой арифметической середины, показывающей величину, на которую  $Y_0$  — арифметическая середина результатов наблюдений — отличается от  $Y$  — истинной величины.

## § 7. РАСЧЕТ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ

1. **Основные данные.** Расчет максимальных расходов представляет громадный практический интерес, так как величиной этого расхода обуславливаются в большинстве случаев основные размеры, а следовательно и стоимость паводкового водосброса, являющегося нередко самой дорогой частью всего узла сооружений.

Большинство заграничных формул и норм максимальных расходов дают величину расхода без учета его происхождения. У нас при расчете максимальных расходов принято считаться с двумя основными типами расходов, происходящих от:

- а) снеговых половодий или от интенсивного притока талых вод,
- б) ливневых паводков.

В некоторых случаях однако абсолютные максимумы расходов могут наблюдаться и не от ливней, а от так называемых обложных дождей, т. е. дождей, небольших по величине, но большой продолжительности. Поэтому последнюю категорию (ливневые паводки) нужно было бы собственно расширить и назвать максимальными расходами от летних паводков. Однако в связи с тем, что ливни в большинстве районов являются более частой причиной летних паводков, сохраняем здесь принятое в гидрологии деление. Особенно большие затруднения вызывает расчет максимумов с малых площадей (в связи с недостатком гидрометрических данных). Поэтому в сущности правильнее было бы установить деление не по генезису максимальных расходов, а по площади бассейнов.

Для малых бассейнов необходимо определить как один, так и другой максимум и принять для расчета тот, который является наибольшим.

**2. Определение максимальных расходов талых вод.** Максимальные расходы снеговых вод определяются главным образом интенсивностью весеннего таяния снега и величиной его зимних запасов. Лесной покров приводит к снижению максимальных расходов.

Влияние рельефа на формирование максимума талых вод в значительной мере сглаживается в силу продолжительности процесса таяния и растянутости стока талых вод по сравнению с кратковременным выпадением сильных ливней.

Интенсивное снеготаяние захватывает обычно большие территории, поэтому величина максимальных расходов снеговых паводков в первую очередь зависит от величины площади водосбора и от его географического положения, а затем уже — в меньшей степени — от лесистости и рельефа бассейна.

Для характеристики максимальных расходов удобно пользоваться их модулями ( $\text{м}^3/\text{сек}$  на  $1 \text{ км}^2$ ), т. е. частным от деления максимальных расходов ( $\text{м}^3/\text{сек}$ ) на площадь бассейна ( $\text{км}^2$ ), в отличие от измерения нормы стока, которое дается в л/сек на  $1 \text{ км}^2$ .

При расчете максимальных расходов талых вод могут представиться два случая, которые разобраны ниже:

1) наличие ряда ежегодных максимумов расхода с достаточным числом лет наблюдений;

2) отсутствие ряда наблюденных максимумов.

а) Расчет максимальных расходов при наличии ряда ежегодных максимумов. При наличии в данном пункте реки длительного ряда наблюдений необходимо (подобно расчету изменчивости годового стока) на основании выводов теории вероятностей изучить закономерную повторяемость максимальных расходов. Для этого существует ряд методов; наиболее распространенным является изложенный выше метод Фостера.

Для бассейнов рек, имеющих длительный ряд ежегодных значений наибольших расходов, выбор значений максимумов разной обеспеченности не представляет особых трудностей. Необходимо только вычислить модульные коэффициенты

$$K = \frac{Q_{\max}}{Q_{\text{ср. max}}}, \quad (184)$$

расположить их в ряд и вычислять значения  $C_v$  и  $C_s$ . Затем наносят на клетчатку вероятностей значения фактических модульных коэффициентов разной обеспеченности и определяют, насколько теоретические кривые обеспеченности при данном  $C_v$  и  $C_s$  отвечают действительно наблюдаемым точкам. Далее экстраполируют кривую обеспеченности по клетчатке вероятностей до значения обеспеченности 0,1% (1 раз в 1 000 лет) и определяют значения модульных коэффициентов  $K$  разной обеспеченности, а по  $K$  определяют  $Q_{\max}$ .

Пример. Волга у Куйбышева. Имеется ряд максимальных расходов за 56 лет. На основании этих данных вычислено: средний максимальный расход  $Q_{\text{ср}} = 37\,470 \text{ м}^3/\text{сек}$ ; коэффициент вариации максимальных расходов  $C_v = 0,25$ ; коэффициент асимметрии  $C_s = 0,18$ .

По таблице Фостера вычисляем:

Обеспеченность в %	0,1	1	8	5	10%
повторяемость 1 раз в ..... лет .....	1000	100	33	20	10
Вычисленный в $\text{м}^3/\text{сек}$ расход, соответствующий данной обеспеченности .....	68 950	60 630	55 570	53 320	49 650

В случае если имеется ряд максимумов с небольшим числом членов, необходимо расширить его, используя для этого связи, которые иногда удается установить. В частности для степных рек с однотактным весенним половодьем получается удовлетворительная корреляция между величиной максимального

расхода и объемом годового стока данного года (или его модулем). Обычно данных об объеме годового стока больше, чем о величине максимума расхода. Эта связь и способствует таким образом расширению ряда.

Если гидрограф данной реки имеет зубчатую форму, т. е. река имеет в году несколько паводков (например горные реки с ледниковым питанием), то можно несколько уточнить расчет максимальных расходов путем удлинения ряда, если брать не один наивысший паводок в году, а несколько. В этом случае ряд максимумов составляется с таким расчетом, чтобы в него вошли паводки, равные и более высокие самого низкого годового максимума, за период наблюдений.

Далее расчет вариации производится обычным способом, после чего вводится поправка на обеспеченность. Например если в результате такого удлинения ряда число членов увеличилось в пять раз (против числа лет наблюдений), то обеспеченность максимумов, полученную таким образом, надо также увеличить в пять раз, т. е. полученная по условному ряду условная обеспеченность 1% будет иметь действительную обеспеченность 5% и т. д.

б) Расчет максимальных расходов талых вод при отсутствии ряда наблюдённых максимумов. Определение модулей максимального стока весенних паводков производится на основании эмпирических формул, поэтому такой метод расчета обладает значительно меньшей точностью. Формулы эти хотя и получены на основании гидрометрических данных, но среди последних обычно имеется некоторый процент данных с ограниченной точностью (например полученных по экстраполированным кривым расхода или вычисленных по опросному<sup>1</sup> горизонту и формуле Шези с неверными коэффициентами шероховатости и т. д.). Кроме того формулы для расчета максимумов получены на основании обобщений, данных для ограниченного числа пунктов, распределенных на значительной территории, а в отдельных случаях нередко наблюдаются условия максимального стока, не поддающиеся географической интерполяции. Последнее особенно относится к рекам малых бассейнов, где могут встречаться самые разнообразнейшие физико-географические условия (почвы, растительность, рельеф, геология, озерная зарегулированность и пр.), а также различные условия, созданные в бассейне данной реки человеком (заторы от льда, сбрасываемого из водохранилищ, ирригационная сеть, агротехнические мероприятия и пр.).

Не приводя здесь ряда имеющихся формул ввиду того, что большая часть из них (формула Зброжека, Карачевского-Волка, Ланге, Спарро, Тарловского, Ишковского и др.) играет лишь историческую роль, остановимся только на последних формулах. Среди них основной является формула Д. И. Кочерина.

Уравнение, связывающее модули талых вод  $q$  с площадями, дано Д. И. Кочериным в виде:

$$q = \frac{A}{F^n} - B, \quad (185)$$

где  $A$ ,  $B$  и  $n$  — постоянные для каждого района физико-географические коэффициенты;

$F$  — водосборная площадь в км<sup>2</sup>.

Для многих бассейнов влияние постоянной  $B$  ничтожно, поэтому более простой является формула:

$$q = \frac{A}{F^n}. \quad (186)$$

Этот вид формулы на основании исследований, произведенных в последнее время, признан более подходящим и для большинства районов, но только для значительных площадей. Значения постоянных  $A$  и  $n$  теперь иные, чем те, которые были даны в свое время Д. И. Кочериным.

В некоторых районах однако влияние коэффициента  $B$  настолько велико, что им пренебречь невозможно. Д числу этих районов относится Якутия, Урал, Ставрополье (Орджоникидзевский край) и др.

Формулы показательного вида не учитывают влияния топографии, почв, растительности и формы бассейна. Влияние этих факторов тем сильнее, чем меньше

<sup>1</sup> По сведениям, полученным от старожилов.

бассейн, поэтому для малых бассейнов (примерно до 60 км<sup>2</sup>) формулы показательного вида дают неудовлетворительные результаты.

Однако влияние указанных выше физико-географических факторов не ограничивается указанной выше площадью (60 км<sup>2</sup>), а распространяется значительно дальше — примерно до 5 000 км<sup>2</sup>. Однако по мере роста бассейна влияние этих факторов сглаживается и может быть учтено по предложению Д. И. Кочерина введением коэффициентов, о которых говорится ниже.

Недостатком формулы (186) является неправильное отражение формулой действительного положения в случае, если река в данном пункте получает относительно большой приток, который мало отличается по водосборной площади от самой реки. Действительно, в этом случае, если река с водосбором  $F$  получается от слияния двух рек с водосбором  $F_1$  и  $F_2$  и максимумы подходят одновременно,

то вследствие того, что  $\frac{1}{F^n}$  не равно  $\frac{1}{F_1^n} + \frac{1}{F_2^n}$ , сток, определенный по фор-

муле для площади  $F$ , будет меньше суммы стока с водосборов  $F_1$  и  $F_2$ . Для этого частного случая в целях осторожности необходимо учитывать возможность одновременного слияния двух паводков и вести расчет на величину:

$$Q = Q_1 + Q_2 = \frac{A}{F_1^n} F_1 + \frac{A}{F_2^n} F_2.$$

Но это допущение приемлемо только в случае, если  $F_1$  и  $F_2$  по площади мало отличаются друг от друга.

При расчетах по формуле (186) для некоторых районов наблюдается замедление роста значения расхода  $q$  при уменьшении  $F$  примерно ниже 10 км<sup>2</sup>. Поэтому для таких районов (например для бассейна Дона, Заволжья и некоторых других районов) теоретически более правильно принимать знаменатель формулы равным не  $F$ , а  $F + C$ , где  $C$  — некоторая постоянная. Иначе получается, что при  $F = 0$  модуль  $q$  равен бесконечности. Величина  $C$ , вообще говоря, очень мала: часто принимают  $C = 1$ . Практически для тех площадей, с которыми обыкновенно приходится иметь дело в инженерных расчетах, совершенно безразлично значение  $C$  тогда принимают  $C = 0$ .

Таким образом более общей является формула:

$$q = \frac{A}{(F + C)^n}. \quad (187)$$

Для очень малых бассейнов приходится искать максимум по формуле ливневого стока (типа НКПС и др.), поэтому для расчета максимальных расходов при площади свыше 60 км<sup>2</sup> практически безразлично, но какой формуле считать (186) или

(187). Числитель формулы  $q = \frac{A}{F^n}$  представляет собой норму максимального

секундного расхода площади водосбора, равной 1 км<sup>2</sup>. Эта норма зависит от коэффициента стока и интенсивности таяния снега и выражается в м/сек.

Наибольшая интенсивность весеннего стока отмечена А. Д. Дубахом около Воронежа в 1917 г., когда максимальная интенсивность равнялась 9,76 мм/час (0,163 мм/мин).

По наблюдениям Т. Н. Преображенского на Валуйской опытно-мелиоративной станции максимальная интенсивность весеннего стока равнялась 4—6 мм/час, а по наблюдениям ГГИ на Валдайской станции в 1934 г. — 6 мм/час и по наблюдениям С. И. Небольсина на Московской опытной станции — 3 мм/час.

Очевидно, что интенсивность таяния снега была соответственно большая, так как часть воды расходовалась на пропитывание почвы.

Знаменатель формулы ( $F^n$ ) представляет собой закон уменьшения нормы максимального расхода с возрастанием площади бассейна, учитывающий несоответствие площади одновременного таяния (а для юга СССР также одновременного ливня) площади водосбора.

Параметр  $B$ , имеющий значительную величину для некоторых районов (Якутия, Урал), характеризует собой значительное уменьшение максимальных модулей расходов при увеличении водосборных площадей. Это особенно заметно,

если посмотреть линию, имеющую уравнение:

$$q = \frac{A}{F^n} - B.$$

Если построить график в логарифмической шкале, на котором нанести значения модуля максимальных расходов для различных районов в зависимости от величины водосбора, то величина  $p$  есть тангенс угла, который составляет прямая с осью абсцисс, а величина  $A$  — отрезок, который отсекает на оси ординат прямая при  $F = 1$ , или  $A$  есть максимальный расход в м<sup>3</sup>/сек при площади  $F = 1$  км<sup>2</sup>.

Это следует из уравнения:

$$q = \frac{A}{F^n}, \text{ или при } F = 1 \lg q = \lg A.$$

Наличие члена  $B$  сказывается на том, что зависимость, выраженная уравнением

$$q = \frac{A}{F^n} - B$$

и в логарифмической шкале, представляет собой не прямую, а кривую линию направленную выпуклостью вверх, при этом кривизна в нижней части (при больших площадях) начинает увеличиваться.

Для физико-географических условий обширной территории СССР значение величины  $A$  колеблется в очень широких пределах. Наименьшее значение  $A$  получено для Мурманской области и составляет  $A = 0,22$ . Наибольшее значение  $A$ , видимо, равно величине порядка 50; исчерпывающих данных по этому вопросу не имеется.

Заметим, что в Германии для расчета максимумов пользуются формулой, близкой к указанной выше:

$$q = \frac{A}{\sqrt{F + 0,5}}, \quad (188)$$

где  $A$  изменяется в пределах от 0,96 до 40; для значений  $A$  построены изолинии.

В США пользуются также формулой вида:

$$q = \frac{A}{F^n},$$

где  $A$  и  $n$  имеют переменное значение, в среднем  $n = 0,5$ .

Для получения расчетного максимального расхода  $Q$  м<sup>3</sup>/сек значение модуля  $q$  м<sup>3</sup>/сек на 1 км<sup>2</sup> необходимо умножить на  $F$  км<sup>2</sup>.

$$Q = qF \cdot A \frac{F}{F^n} = AF^{1-n}. \quad (189)$$

Значения для параметров  $A$ ,  $B$ , и  $n$ , данные Д. И. Кочериным в 1927 г., теперь уточнены в связи с новыми сведениями о максимальных расходах. Уточнения значений  $A$  и  $n$  для разных районов СССР произведены рядом советских гидрологов: Д. Л. Соколовским, А. В. Огиевским, Б. В. Поляковым, Б. Д. Зайковым, Н. П. Чеботаревым, Г. П. Ивановым, П. П. Кокиным, Б. И. Скачковым, П. А. Ефимовичем, В. М. Поповым и др.

Объединение данных по максимумам почти всей территории европейской территории СССР в виде карты изолиний параметра  $A$  произведено Д. Л. Соколовским. Об этой работе говорится подробнее несколько дальше. Здесь приведем некоторые районные формулы для расчета максимумов талых вод — по территориям, которые не охвачены этими изолиниями (табл. 31).

Для южных районов, где абсолютные максимумы имеют место обычно при ливнях, соответствующие формулы показательного вида приведены в разделе о ливневых максимальных расходах.

Район	Уравнение	Автор
Урал (Урал, Сакмара, М. Кизил, Губерля, Б. Ик. Кумак) . . . . .	$q = \frac{3,5}{F^{0,223}} - 0,15$	П. П. Кокни
Алтай и Саяны (Уба, Тургусун, Ульба, Тихая, Громотуха, Левая Громотуха и М. Ульба) .		
Абакан, Томь-Кузнецк, Томь-Крапивино, Туба, Бия, Обь, Енисей—Означенное, Енисей—Красноярск <sup>1</sup> . . . . .	$q = \frac{12,6}{F^{0,4}}$	П. П. Пиварелис
Якутская область (Алдан, Вилюй, Витим, Лена, Яна, Индигирка, Колыма) . . . . .	$q = \frac{2,467}{F^{0,031}} - 1,6$	Б. Д. Зайков

<sup>1</sup> Исключены реки, паводки которых смягчаются озерами, — верховья Бии, Иртыша и Кильджира.

При районной группировке материалов по максимальному стоку в некоторой мере учтено влияние на сток района рельефа и покрова, поскольку последние являются неотъемлемыми элементами, типичными для данного ландшафта. Однако необходимо считаться с значительными, иногда чисто местными, колебаниями этих элементов в пределах данного сравнительно большого района. Считаясь с возможными местными колебаниями максимального стока вследствие местных физико-географических особенностей (рельефа, лесистости, заболоченности и пр.), Д. И. Кочерин для бассейнов не свыше 5 000 км<sup>2</sup> предложил вводить следующие поправки:

В отношении рельефа — уменьшение норм максимального стока путем введения коэффициента:

- а) Болотистая равнина и плоская степь.....  $\delta = 0,70$
- б) Слабо волнистая равнина.....  $\delta = 0,85$
- в) Для всех остальных случаев рельефа.....  $\delta = 1$

Оценка влияния лесного покрова производится путем введения коэффициента

$$\beta = 1 - 0,3\gamma,$$

где  $\gamma$  — относительная лесистость данного бассейна.

Так например, при лесистости данного бассейна 60% имеем:

$$\gamma = 0,6 \text{ и } \beta = 1 - 0,3 \cdot 0,6 = 0,82.$$

Наименьшее значение коэффициента  $\beta = 0,7$  при лесистости 100% ( $\gamma = 1$ ).

В некоторых случаях (например, для лесистых и равнинных бассейнов) уменьшение нормы может достигать 50%.

Однако необходимо помнить, что такое снижение возможно производить только для бассейнов не свыше 5 000 км<sup>2</sup>. При больших площадях коэффициенты  $\delta$  и  $\beta$  принимаются равными единице.

Д. Л. Соколовский считает, что коэффициент  $\beta = 1 - 0,3\gamma$  необходимо принимать в южных районах, где менее густые леса производят меньшее снижение пика паводка.

В северных условиях (Северная область и северная часть бассейна Камы), где леса густые, правильнее будет ввести коэффициент на лесистость в форме

$$\beta' = 1 - 0,6\gamma.$$

Тогда при  $\gamma = 0,50$  величина  $\beta' = 0,70$ , и что дает даже некоторый запас против действительно наблюдавшегося на Ветлуге  $\beta = 0,50$ .

Учет снижения модуля производится путем умножения на коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\alpha \cdot \beta$ .

В 1937 г. Д. Л. Соколовским закончена сводка материалов наблюдений по максимальным расходам талых вод, при этом по европейской территории СССР были использованы данные по 471 максимуму.

В результате своих исследований Д. Л. Соколовский пришел к выводу, что модуль максимальных расходов талых вод для большей части европейской территории СССР может быть получен по указанной выше показательной формуле, в которой  $n = 0,25$ . Переменный параметр в числителе  $A$  в этой формуле представлен в виде:

$$A = 0,278 A',$$

где  $A'$  — модуль, выраженный в мм/час (напомним, что  $A$  имеет измерение  $\text{м}^3/\text{сек}$ ).

Таким образом вид формулы для расчета модуля максимальных расходов в  $\text{м}^3/\text{сек}$ :

$$q = \frac{0,278 A'}{\sqrt[4]{F}}, \quad (190)$$

где  $F$  — водосборная площадь в  $\text{км}^2$ ;

$A$  — величина элементарного максимального стока, значение которой принимается в зависимости от района и обеспеченности, согласно картам изолинии, составленным Д. Л. Соколовским (фиг. 92 и 93).

При пользовании этими картами необходимо помнить, что при нанесении значений максимального стока на карту для проведения изолиний максимумы относились не к створу, а во всему бассейну в целом, т. е. к геометрическому его центру. Поэтому для определения значения параметра  $A'$  необходимо предварительно определить положение центра данного водосборного бассейна. Определение же  $A'$  для крупного водосбора вносит элемент ошибки от неточности и субъективности определения центра водосбора. Вычисленный таким образом максимум является первым приближением и может служить лишь ориентировкой.

Для уточнения необходимо проанализировать имеющийся материал по максимальному стоку данного района и определить местное значение среднего максимума и значение коэффициента вариации.

Подобное уточнение для Украины произведено Н. П. Чеботаревым, который получил зависимость на основании данных по 46 рекам с периодом от 8 до 50 лет:

$$q_{cp} = \frac{A}{F^{0,34}} = 0,01, \quad (191)$$

где  $A$  — географический параметр, изменяющийся от 0,5 до 3,6, для которого Н. П. Чеботаревым построены изолинии по территории УССР.

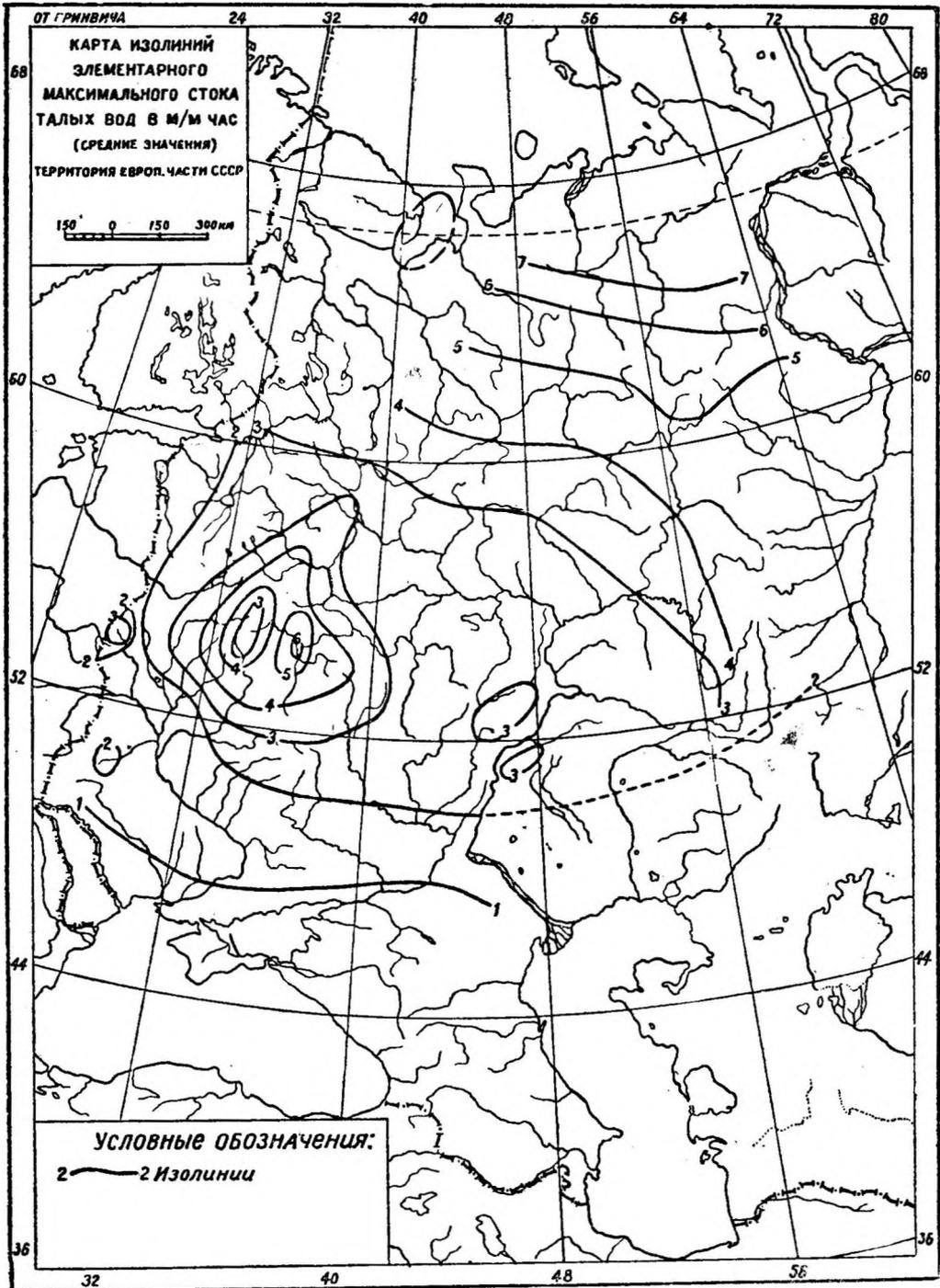
**3. Расчет максимального стока ливневых вод.** Ливнем называется дождь большой интенсивности<sup>1</sup>, а следовательно и относительно краткой продолжительности, так как интенсивность и продолжительность находятся между собой в обратной зависимости. Ливень, выпадающий в пределах бассейна, дает в том тальвеге, над которым он непосредственно выпадает, одиночную паводочную волну, распространяющуюся вниз до слияния данного тальвега с другим и т. д.

Вопрос о ливневом питании представляет интерес главным образом для малых бассейнов, практически этот вопрос важен преимущественно для проектирования плотин, труб и мостов малых отверстий, которые рассчитываются на наибольший возможный расход воды, а этот максимум расхода для малых бассейнов обуславливается исключительно ливнями.

а) Схема образования ливневого стока. На ливневом стоке существенно сказывается прежде всего то обстоятельство, что влагоносная туча, дающая ливневые осадки, покрывает собой обычно только часть бассейна (если он не очень мал) и притом неравномерно. Таким образом здесь сказывается влияние неравномерности распределения ливня по площади данного бассейна. Ливневые осадки, выпавшие на землю, до некоторого момента  $t_1$  (фиг. 94) не дают поверхностного стока, а расходуются на заполнение пор поверхностного слоя земли, задерживаются растительностью и отдельными мелкими впадинами в виде луж; только когда интенсивность впитывания становится меньше интенсивности ливня,

<sup>1</sup> Средней интенсивностью не меньше 0,5 мм/мин.

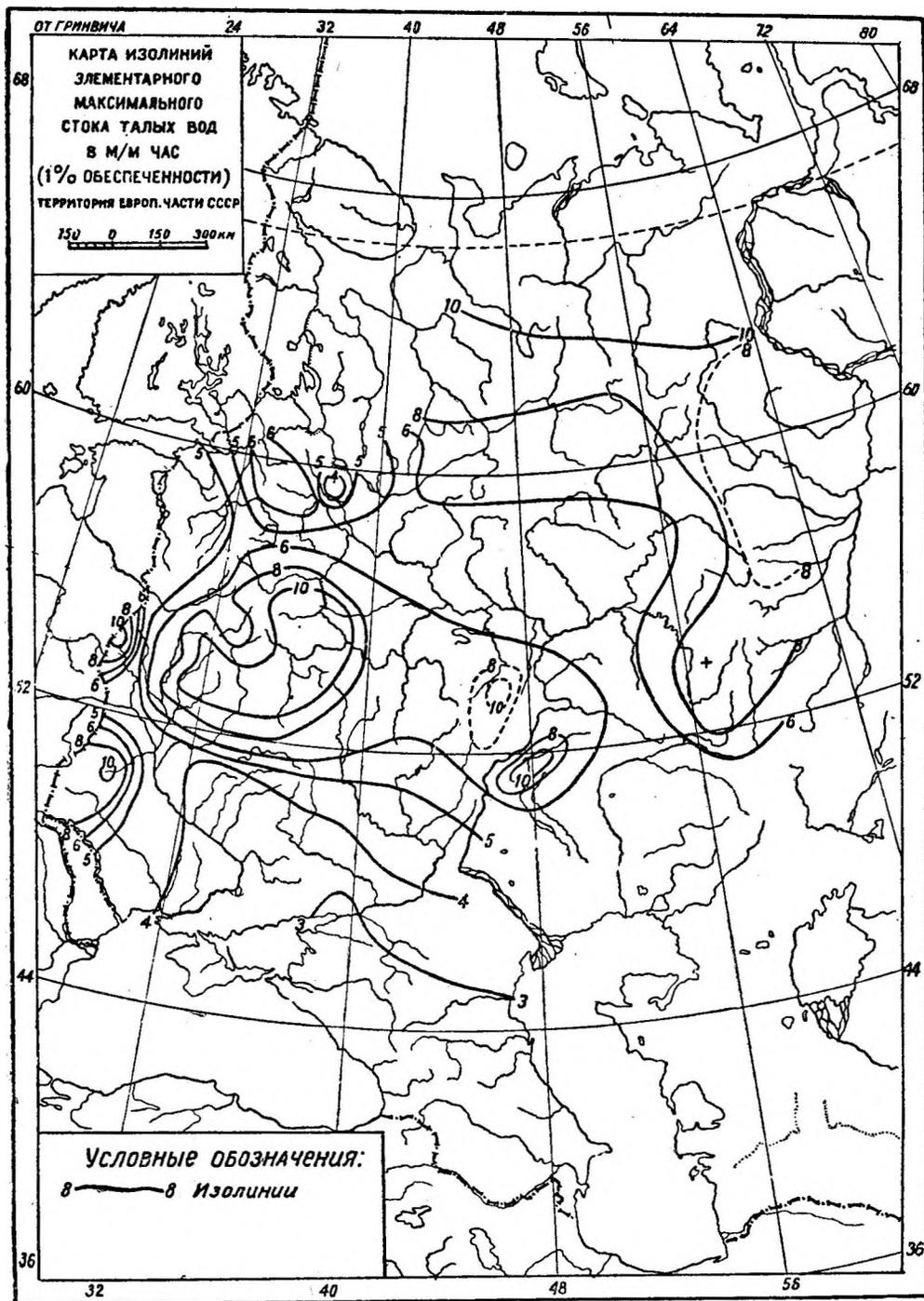
выпавшие осадки начинают стекать с данной поверхности, используя при этом ее естественный уклон. Первое время сток происходит отдельными маленькими струйками, которые соединяются вместе и увеличивают мощность потока. Далее



Фиг. 92. Карта изолиний элементарного максимального стока талых вод в мм/час (среднее значение).

впитывание продолжается, но уже не так энергично и в момент  $t_2$  оно прекращается. В это время ливень еще продолжается, и, несмотря на то, что интенсивность его к концу обычно уменьшается, сток продолжает расти и достигает

своего максимума. Далее прекращается ливень (момент  $t_3$ ), и начинается спад стока; в момент  $t_4$  прекращается и поверхностный сток. Весь график стока сдвинут вправо по отношению в осадкам.



Фиг. 93. Карта изолиний элементарно максимального стока талых вод в мм/час (1% обеспеченности).

Из этой схемы видно, что значительная часть выпавшего ливня расходуется на впитывание в почву, а также, что коэффициент стока ливня претерпевает большие изменения по времени, увеличиваясь от нуля до единицы. В связи

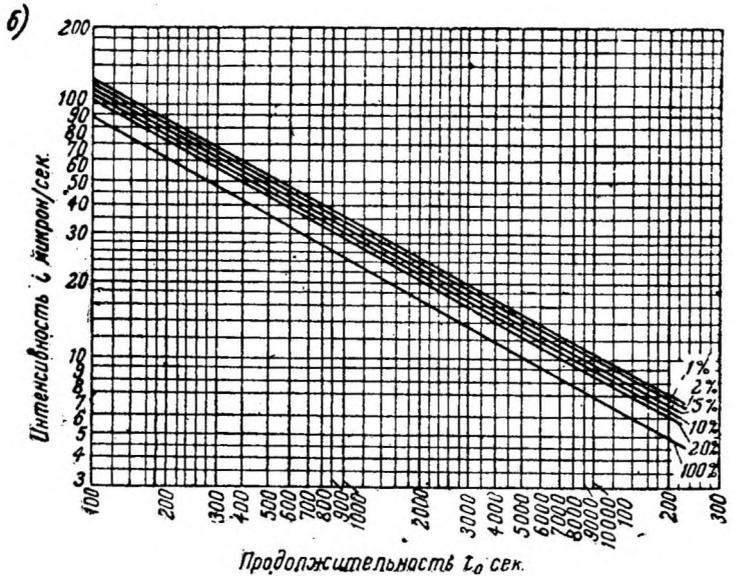
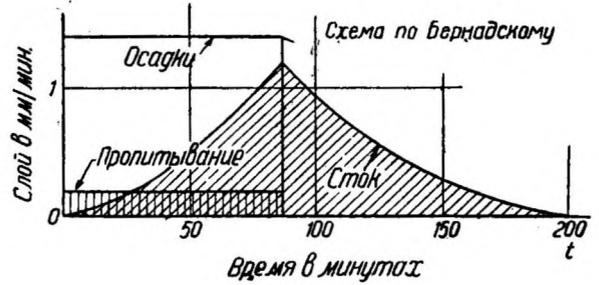
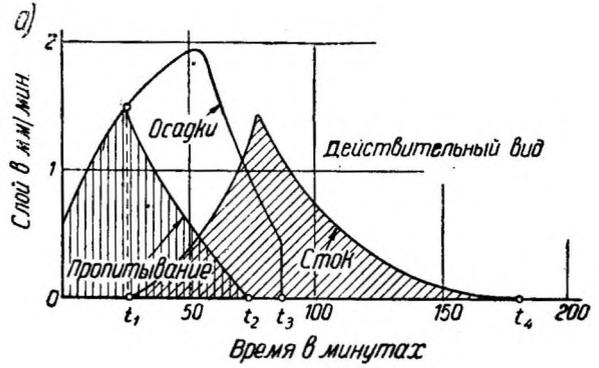
с тем, что данная почва при определенной влажности в состоянии впитать постоянное количество воды, эффект ливня в отношении величины поверхностного стока растет быстрее, чем увеличивается объем ливня; при незначительной величине последнего весь ливень расходуется на впитывание и поверхностного стока нет. Поэтому дожди, выпадающие в теплое время года, когда почва способна поглощать значительное количество влаги, на юге не дают стока. Вместе с тем в первой половине теплого периода, когда влажность почв выше, ливни создают большой сток.

Значительную роль здесь играет соотношение между интенсивностью ливня и интенсивностью впитывания. При высокой интенсивности ливня на инфильтрацию (пропитывание) не может быть израсходовано все количество влаги, при малой интенсивности ливня вся вода расходуется на инфильтрацию.

Значительное влияние оказывает также продолжительность ливня. Время добега частиц воды от места своего выпадения на поверхность до данного замыкающего створа также значительно сказывается на формировании ливневого стока.

На практике приходится встречаться с более сложной схемой выпадения осадков за период ливня, поэтому график ливневого стока значительно сложнее. Однако и представленная здесь упрощенная схема не может быть решена ввиду того, что не имеется данных о форме гидрографа и расходов атмосферы в период ливня.

Поэтому обычно задачу упрощают, что, разумеется, очень сильно оказывается на точности подсчетов: принимают для расчета среднюю интенсивность выпадения ливня, среднюю интенсивность впитывания за период ливня и пр. Задача в таком виде решена в работе Н. М. Вернадского. В его решении (фиг. 94) начало ливневого стока совпадает с началом ливня, а наибольшая ордината Гидрографа совпадает с моментом окончания ливня, что, как было



Фиг. 94. Схемы формирования ливневого паводка (а); пример связи интенсивности и продолжительности ливня равной обеспеченности (б).

указано выше, резко отличается от действительности. Не приводя здесь этого решения ввиду того, что оно допускает еще ряд упрощений (например расчет времени добегания по формуле Шези и пр.), укажем формулы, которыми приходится пользоваться.

б) Общий вид формулы ливневого стока. Формула максимального ливневого расхода в общем виде может быть написана следующим образом:

$$Q_{\max} = 16,67iF\eta\beta, \quad (192)$$

где  $Q_{\max}$  — максимальный секундный расход в м<sup>3</sup>/сек;

$i$  — расчетная интенсивность ливня, которая обычно выражается в мм/мин. и вычисляется как средняя за период выпадения осадков; она равна

$$i = \frac{H}{t} = \frac{\text{количество осадков за данный ливень}^1}{\text{продолжительность ливня}};$$

$F$  — водосборная площадь в км<sup>2</sup>,

$\eta$  — коэффициент ливневого стока (средний за период ливня), изменяющийся в пределах от 0,1 до 0,75;

$\beta$  — коэффициент меньший единицы, характеризующий неравномерность распределения ливня по площади, уменьшающийся с увеличением площади водосбора; коэффициент  $\beta$  принимается средний за период ливня;

16,67 — коэффициент перехода от стока, выраженного в мм/мин, в стоку, выраженному в м<sup>3</sup>/сек. Если интенсивность стока измеряется микронами в 1 сек., то этот коэффициент превращается в единицу.

Сложность решения задачи о максимуме и заключается в затруднительности выбора значения трех переменных  $i$ ,  $\eta$  и  $\beta$ . Задача усложняется еще и тем, что интенсивность ливня  $i$  необходимо выбрать в соответствии с критической продолжительностью ливня, а последствия связаны с продолжительностью добегания частиц воды от самой отдаленной (по времени добегания) точки бассейна до данного створа.

Нахождение величины  $Q_{\max}$ , представляющей в этом случае произведение ряда коэффициентов (из которых каждый определяется в известной мере произвольно), является несколько неопределенным. Например если проектировщик снизит все коэффициенты, то он получит значительно сниженную величину для всего  $Q_{\max}$ . Поэтому в гидрологии существует тенденция к уменьшению этого произвола. Она заключается в том, что все коэффициенты подобно расчету максимальных расходов талых вод сводятся к одному или к двум географическим параметрам, которые допускают интерполяцию их по территории. Однако подсчет расхода по показательной формуле типа  $Q_{\max} = AF^{1-n}$  еще менее обеспечивает надежность расчета максимума для малых бассейнов (примерно для бассейна меньше 60 км<sup>2</sup>), так как значительную роль в стоке с малых бассейнов играют топография, почвы и форма бассейна (длина лога, уклон его и пр.). Поэтому при определении максимумов для бассейнов меньше 60 км<sup>2</sup> необходимо учитывать топографические особенности и форму бассейна, а это можно все же лучше сделать, если определять максимумы по упомянутой выше формуле  $Q_{\max} = 16,67iF\eta\beta$  или по формуле НТК НКПС, о которой будет сказано несколько дальше, хотя и эти методы также очень неточны. Необходимо вдумчиво отнестись к выбору коэффициентов.

Рассмотрим отдельно переменные, входящие в формулу.

Интенсивность ливня. Интенсивность связана с продолжительностью ливня гиперболической зависимостью.

По данным Главной геофизической обсерватории значения интенсивности и продолжительности ливня представляются следующими:

<sup>1</sup> По данным Э. Ю. Берга, произведшего большие исследования по ливням европейской территории СССР, количество ливневых осадков на юге может достигать 208 мм/сутки. Впоследствии зарегистрирован еще больший суточный максимум — 268 мм в Потти (июнь 1931 г.). Такая высота слоя осадков, разумеется, является исключительной, обычно она достигает величины порядка 100 мм/сутки.

Интенсивность ливня в мм/мин.....	6	4	2,5	2	1,5	1	0,8	0,5
Продолжительность ливня в минутах.....	1—5	4—15	16-30	30-45	45-60	60-120	120-180	180-240
Наибольшая высота осадков в мм до.....	30	60	75	90	90	120	140	120

В большинстве случаев самым эффективным в отношении формирования максимума является такой ливень, продолжительность которого  $t$  равна  $t_1$  — продолжительности отекания или времени добегающего до отдаленной точки к створу (т. е.  $t = t_1$ ).

Таким образом вопрос о выборе расчетной интенсивности связан с величиной  $t$ , для получения которой необходимо знание скоростей стекания по поверхности.

Величину продолжительности стекания определяют по скорости отекания по лугу и по склонам.

Расчетная формула для времени стекания  $t$  (в секундах):

$$t = \frac{l_1}{v_1} + \frac{l_2}{v_2}, \quad (193)$$

где  $l_1$  — длина пути стекания по лугу в м;

$l_2$  — длина пути стекания по склонам в м;

$v_1$  — скорость стекания по лугу в м/сек;

$v_2$  — скорость стекания по склонам в м/сек.

Если  $l_1$  и  $l_2$  выражены в километрах, а скорости в м/мин, то в правой части появляется еще коэффициент 16,67.

Интенсивность является функцией не только продолжительности, но и его процента обеспеченности  $p$ :

$$i = f(t, p).$$

Пример подобной зависимости дан на фиг. 94, б, а метод вычисления — ниже.

Величина скорости стекания не поддается теоретическому расчету и получается обыкновенно опытным путем. Для расчета в этом случае не годится формула Шези ввиду того, что сток происходит здесь очень тонким слоем. Показатель степени при  $I$  здесь обычно не равен 0,5. Скорость увеличивается с ростом высоты слоя. Например на основании опытных работ в Колхиде Г. Д. Ростовов получил:

$$\begin{aligned} v_2 &= 0,0062 h I && \text{при поверхности, непокрытой травой;} \\ v_2 &= 0,0018 h I^{0,6} && \text{при поверхности, покрытой травой.} \end{aligned}$$

Здесь  $v_2$  — скорость по склону в м/сек;

$I$  — уклон склона в процентах;

$h$  — средний слой стекающей воды в мм, определяемый по измеренному расходу (измеряется скорость течения окрашенной струи и расход на определенной ширине, а по этим данным и слой, как

$$h = \frac{Q}{vB}).$$

Некоторые цифровые характеристики скорости стекания получены при исследованиях Д. П. Юневича и П. А. Дудкина, а также имеются в литературе, посвященной расчетам канализации. Величина  $v_1$  определяется по формулам гидравлики.

Союзтранспроект определяет для Центральной части СССР — интенсивность дождя, соответствующую его наименее выгоднейшей продолжительности  $t_{\max}$  (в мм/мин), по формуле:

$$i_k = \frac{5}{1 + 0,06 t_{\max}}. \quad (194)$$

Коэффициент стока  $\eta$  зависит от целого ряда факторов, для ливневого стока основными являются влажность и состав почвы, уклон, состояние растительности и пр. В связи с тем, что влажность подвержена значительным колебаниям, в зависимости от степени пропитывания таким же значительным колебаниям подвержена и величина  $\eta$ .

По исследованиям, произведенным на стоковых площадках Нижневолго-проект в Заволжье, коэффициент ливневого стока изменялся от 0,10 до 0,53 при уклонах от 0,03 до 0,06 и интенсивности ливня от 1 до 3 мм/мин. В большинстве случаев при интенсивности 1 мм/мин значение  $\eta$  было в среднем около  $\eta = 0,32$ , а при  $i = 3$  мм/мин  $\eta = 0,48$ . Катастрофический ливень в Камышине, наблюдаемый в 1934 г., дал  $\eta = 0,46$ . В Московской области на площадях, исследованных С. И. Небольсиным, величина  $\eta$  была равна 0,51. При расчете максимального стока в Колхиде было принято  $\eta = 0,65$  (плотная глина).

А. Н. Костяков считает, что в северном и центральном районах европейской территории СССР:

- 1) для водопроницаемых почвогрунтов пологих рельефов:

$$\eta = 0,30 — 0,40;$$

- 2) для почв средней проницаемости, для лесных скатов и лугов:

$$\eta = 0,40 — 0,50;$$

- 3) для почв ниже средней проницаемости:

$$\eta = 0,50 — 0,65;$$

- 4) для тяжелых, малопроницаемых почв и крутых скатов:

$$\eta = 0,65 — 0,80.$$

Величина коэффициента стока колеблется в очень больших пределах, поэтому для надежности расчета необходима опытная проверка. Ниже приводится ряд значений среднего годового коэффициента стока для Северного Кавказа, из которого видно, насколько переменна эта величина:

Терек у г. Орджоникидзе .....	$\eta = 0,87$	Белая у Майкопа .....	$\eta = 0,66$
„ у Чернойрской .....	$\eta = 0,57$	Кума у Буденовска .....	$\eta = 0,05$
„ у Амираджи-Юрта .....	$\eta = 0,48$	Калауо у Петровского .....	$\eta = 0,03$
Сулак у Миатсы.....	$\eta = 0,85$	Егорлык у Шаблиевской .....	$\eta = 0,02$

Заметим, что величина  $\eta$  для максимальных расходов значительно выше и равномернее, чем для среднего годового стока.

Коэффициент неравномерности  $\beta$ .

Интенсивность ливня быстро падает с возрастанием его продолжительности. Равным образом в обратной зависимости с интенсивностью должна находиться и площадь распространения ливня. Действительно, продолжительность ливня в данном пункте наблюдения есть не что иное, как длина ливневой тучи, взятая по направлению ветра и деленная на скорость влагоносного ветра. Поэтому с падением продолжительности ливня уменьшается и линейное измерение площади распространения. Эта зависимость для ливневой полосы юга СССР дается Н. Е. Долговым в следующем виде:

Средняя интенсивность ливня в мм/мин..	2,2—2	2—1	1—0,9	0,9—0,8	0,8—0,5
Площадь распространения в км <sup>2</sup> .....	4—8	8—25	25—50	50—65	65—350

Что касается коэффициента неравномерности  $\beta$ , то для средних условий юга СССР Н. Е. Долгов рекомендует следующие данные:

Площадь бассейна в км <sup>2</sup> .....	0,1	0,25	0,5	1	2	5	15	30	100	300
Коэффициент $\beta$ ..	0,869	0,717	0,680	0,670	0,654	0,640	0,546	0,512	0,227	0,160

На основании этих данных можно принять, что коэффициент неравномерности равен:

$$\beta = 1 — 0,415 \sqrt[8]{F}. \quad (195)$$

Для территории Колхиды Г. Д. Ростововым получено выражение следующего вида:

$$\beta = 1 — 0,147 \sqrt[4]{F} \quad (F — в км<sup>2</sup>). \quad (196)$$

Приведенные данные указывают на трудность определения величин  $Q_{\max}$ , если пользоваться уравнением в общем виде, включающем  $i$ ,  $\eta$  и  $\beta$ . Поэтому на практике стремятся к ряду упрощений и объединений коэффициентов.

в) Расчет максимального стока ливневых вод по формулам типа

$$q = \frac{A}{F^n}$$

Ранее, при недостаточной изученности ливневого стока, было представление, что ливневые максимумы могут дать расходы большие, чем максимумы талых вод только для ограниченных пределов площадей — примерно до 60 км<sup>2</sup>. В дальнейшем оказалось, что это справедливо только для тундры и лесной зоны. Для всей степной и лесостепной зоны найден целый ряд доказательств, указывающих, что ливни могут давать абсолютные максимумы и для больших площадей.

Так, по исследованиям Д. И. Кочерина максимумы талых вод на севере не уступают ливневым максимумам даже на самых малых водосборах площадью 2—5 км<sup>2</sup> (север и северо-восток). В южных водосборах площадь, дающая наибольший максимум от ливня (по сравнению с максимумом от талых вод), непрерывно возрастает. Севернее Москвы отмечены случаи, когда ливневой максимум дал превосходство над снеговым максимумом на площади 15—20 км<sup>2</sup>; на широте Оки (Серпухов — Рязань) — на площади до 50 км<sup>2</sup>, а в южной полосе (Донбасс и Крым) — на площади даже до 1500—2000 км<sup>2</sup>. А. В. Огиевский считает эту площадь преувеличенной и полагает, что для Украины предельные величины площадей с превалирующим максимальным стоком от ливней вряд ли достигают 500—600 км<sup>2</sup>.

В. М. Попов принимает эту площадь для правобережной Украины равной 300 км<sup>2</sup>.

Имеются данные о ливневом максимуме, значительно превышающем максимум талых вод для площади 200 км<sup>2</sup> у Сталинграда.

По данным О. Т. Машкевич на западе СССР в некоторых бассейнах площадью до 2 000 км<sup>2</sup> бывают небольшие паводки от обложных дождей.

Необходимо иметь в виду, что формулами показательного вида можно пользоваться только для площадей больше 60 км<sup>2</sup>.

Для очень малых бассейнов (до 60 км<sup>2</sup>) собран очень большой материал при исследовании мостов малых отверстий и дана формула для расчета максимальных вод (о ней будет сказано ниже).

Для площадей больше 60 км<sup>2</sup> влияние на максимумы расходов ряда физико-географических факторов несколько сглаживается, и в этом случае обыкновенно пользуются эмпирическими формулами типа:

$$q = \frac{A}{F^n}, \quad (197)$$

где  $q$  — максимальный модуль стока в м<sup>3</sup>/сек;

$A$  — величина, зависящая от географического положения района и от обеспеченности данного максимума и равная максимальному стоку в м<sup>3</sup>/сек с 1 км<sup>2</sup>;  $A$  изменяется от 5 до 50 м<sup>3</sup>/сек;

$n$  — величина показателя степени, которая имеет для ливневых вод более высокое значение, чем для формулы, по которым рассчитывается сток талых вод.

Для ливневых вод очень часто  $n = 0,5$ . Это наблюдается не только в СССР, но и в других странах и связано, видимо, с тем, что, как указывалось выше, подобное же значение  $n$  в большинстве случаев имеет место в зависимости

$$i = \frac{\Delta}{F^n} \quad (\text{здесь обычно } n = 0,5-0,6).$$

По данным Д. Л. Соколовского коэффициент корреляции между величиной  $A$  и  $\Delta$  равен  $r = 0,95$ , т. е. наблюдается очень тесная связь между родственными параметрами.

Однако  $n$  вовсе не является постоянным. Так, для максимальных расходов горных штатов США (Колорадо, Виоминг и Аризона) получен показатель степени  $n = 0,31 + 0,70$ .

В некоторых бассейнах отмечается изменяемость  $n$  для одного и того же района при изменении водосборной площади. Это приводит к тому, что логарифмическая зависимость дает кривую с выпуклостью вверх. Поэтому представляется

очень ненадежным экстраполяция зависимости  $q = \frac{A}{F^n}$  за пределы наблюдаемых расходов. В ряде случаев изгиб кривой можно учесть, если пользоваться уравнением для расчета максимумов в виде, данном Д. И. Кочериным;

$$q = \frac{A}{F^n} - B. \quad (198)$$

Так, для ливневого максимального модуля стока Донбасса Д. И. Кочерин дал для площадей до 2 000 км<sup>2</sup> следующее уравнение:

$$q = \frac{35,8}{F^{0,458}} - 0,8. \quad (199)$$

То же для ливневого стока в Крыму:

$$q = \frac{31,53}{F^{0,458}} - 1,53. \quad (200)$$

Д. Л. Соколовский отмечает также, что логарифмическая кривая ливневых модулей Донбасса загибается вниз, отражая резкое уменьшение максимальных модулей стока, в особенности в зоне площадей между 1 000 и 2 000 км<sup>2</sup> (выше 2 000 км<sup>2</sup> расчет должен вестись на снеговой максимум).

Б. В. Поляков отмечает аналогичный изгиб кривой для максимальных расходов Ставрополя и Закавказья, а П. П. Кокин — для бассейна Урала.

В. М. Попов указывает на изгиб кривой для правобережья Южной Украины в обратную сторону, т. е.  $n$  уменьшается здесь с увеличением площади.

Это говорит о том, что в ряде случаев расчет ливневого стока по формуле указанного типа может дать иногда неверные результаты вследствие того, что этот изгиб кривой в формуле не учитывается.

Из других формул можно указать на приведенные Д. Л. Соколовским:

по Таджикистану (по данным 70 максимумов с водосборов до 100 км<sup>2</sup>):

$$q = \frac{17,3}{F^{0,5}}; \quad (201)$$

но Фергане (по 16 максимумам с площадью до 10,32 км<sup>2</sup>):

$$q = \frac{7,2}{F^{0,53}}. \quad (202)$$

П. П. Кокиным на основании обследования 59 максимумов Арало-Каспия с площадью до 500 км<sup>2</sup> дается формула следующего вида:

$$q = \frac{1,80}{F^{0,53}}. \quad (203)$$

Для определения модуля максимального расхода с заболоченных районов (на-пример при расчете каналов осушительных систем) имеются следующие данные:

1. Для Западной области П. А. Дудкин дает:

$$q_{\text{ср}} = \frac{5,52}{F^{0,143}} \text{ л/сек с 1 га}. \quad (204)$$

Переход к  $q$  — модулю любой обеспеченности — можно сделать, как обычно, по формуле:

$$q = (C_{v_1} \Phi + 1) q_{\text{ср}}, \quad (205)$$

где  $\Phi$  — значение отклонений ординат кривой обеспеченности от середины по Фостеру;

$C_{v1}$  — величина коэффициента вариации максимальных расходов, равная для данного района:

$$C_{v1} = \frac{7,164}{F^{0,27}}$$

2. Для других районов П. А. Дудкиным получены формулы<sup>1</sup>, приведенные в табл. 32.

Таблица 32

**Формулы максимальных расходов**

Название областей и краев	Характеристика водосбора	
	водосборы с холмистым рельефом с преобладанием глинистых почв, слабо заболоченные	водосборы с пологими склонами, с преобладанием песчаных и песчано-болотистых почв, заболоченные
Московская, Калининская, западная часть Ивановской . . . . .	$q = p_1 \frac{16,87}{F^{0,14}}$	$q = p_2 \frac{8,23}{F^{0,14}}$
Восточная часть Ивановской, Кировский и Горьковский края . . . . .	$q = p_3 \frac{52,98}{F^{0,26}}$	$q = p_2 \frac{35,0}{F^{0,50}}$

Таблица 33

В этих формулах:  $q$  — максимальный модуль в л/сек с 1 га;

$F$  — площадь водосбора в га;

$p_1, p_2$ , и  $p_3$  — коэффициенты, зависящие от принимаемой повторяемости расчетного расхода и определяемые по табл. 33.

Очень большим разнообразием отличаются формулы для ливневого стока Северного Кавказа и Орджоникидзевского края, и здесь ряд исследователей получили формулы с различными параметрами:

Коэффициенты	Расчетный модуль повторяется один раз в			
	15 лет	10 лет	4 года	2 года
$p_1$ . . . . .	1,0	0,93	0,70	0,44
$p_2$ . . . . .	1,0	0,98	0,87	0,64
$p_3$ . . . . .	1,0	0,94	0,77	0,60

$A$  — от 3,4 до 37,2 и  $n$  — от 0,33 до 0,66.

г) Нормы НКПС 1928 г. Для расчета максимальных расходов небольших площадей (до 60 км<sup>2</sup>) целесообразно пользоваться формулой НКПС, данной в 1928 г.:

$$Q = CaF \text{ м}^3/\text{сек}, \tag{206}$$

где  $Q$  — наибольший расход ливневых вод в м<sup>3</sup>/сек;

$C$  — климатический коэффициент, характеризующий расчетный ливень (м<sup>3</sup>/сек с 1 км<sup>2</sup>);

$\alpha$  — коэффициент, учитывающий замедление стока;

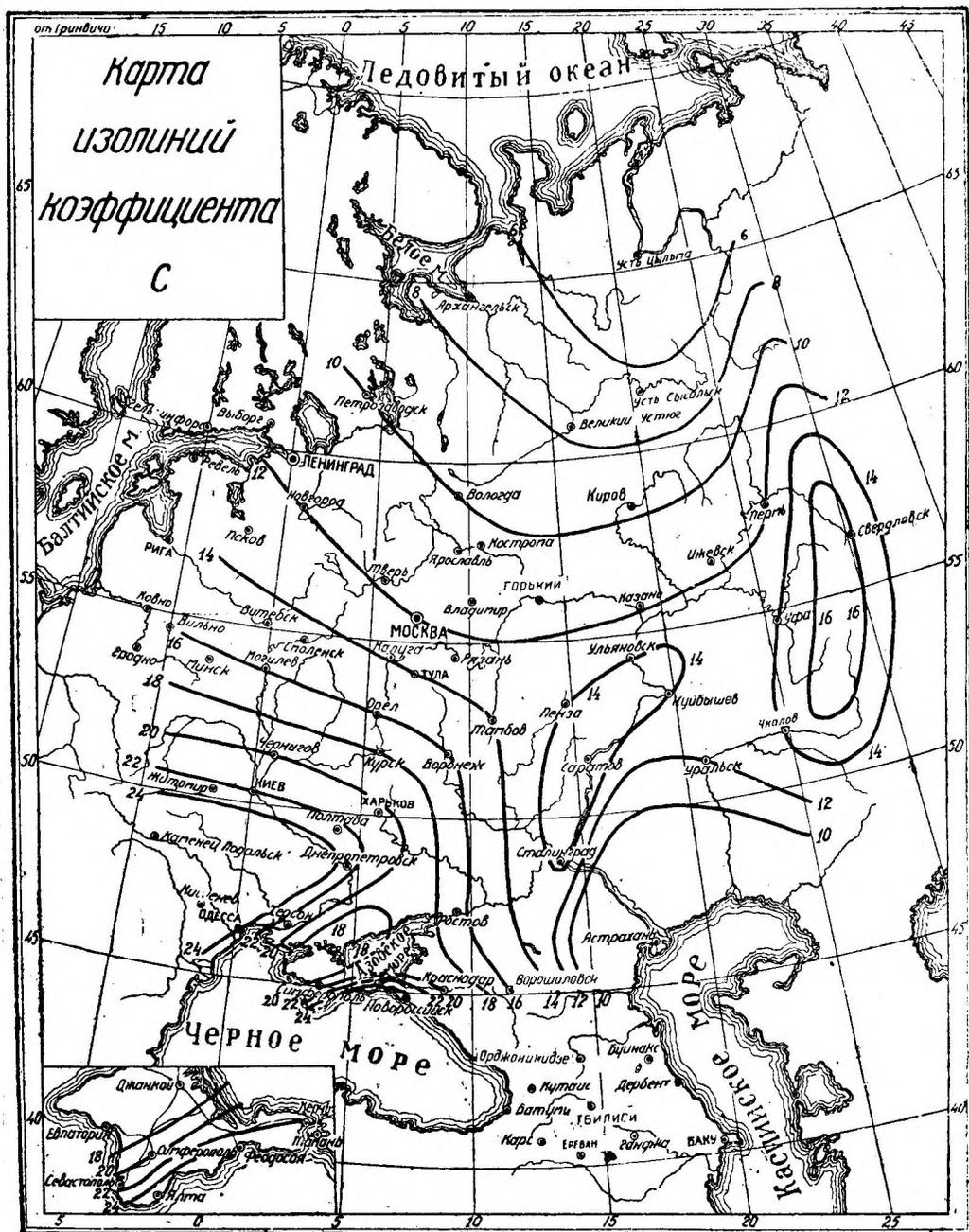
$\alpha$  — учитывает также впитывание воды почвой для обыкновенных грунтов;  $\alpha$  зависит от длины и уклона водосбора и является величиной отвлеченной;

$F$  — водосборная площадь в км<sup>2</sup>.

Величина  $C$  берется по картам изолиний, составленным отдельно для европейской части СССР, Кавказа и азиатской части СССР (фиг. 95, 96), а величина  $\alpha$  берется из табл. 34 и 35.

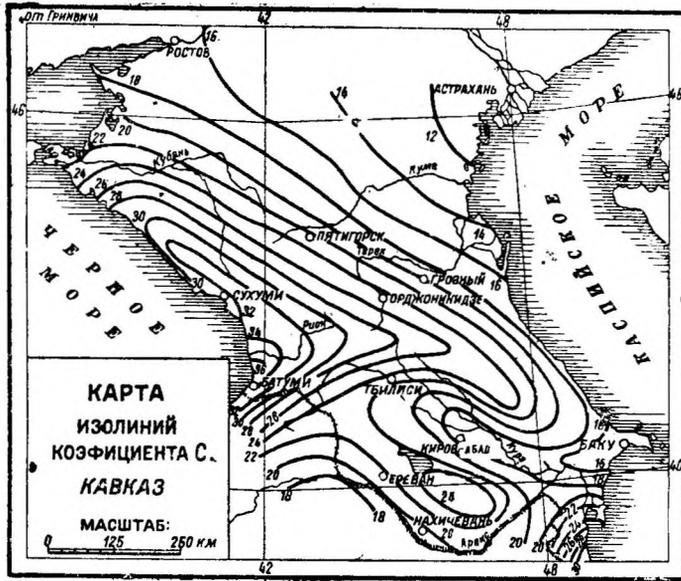
<sup>1</sup> Инструкция по составлению проектов осушения открытыми каналами, составленная ВНИИГМ, 1936.

Формула эта явилась в результате пересмотра и критической оценки прежней формулы Николаи, которая в свою очередь получена на основании переработки формулы Кестлина. Последняя получила применение еще в 1884 г. Формула



Фиг. 95. Карта изолиний параметра С для европейской части СССР.

1928 г. известна также под именем формулы Е. В. Близняка — Г. Д. Дубелира. Значения коэффициента  $\alpha$  при величине  $C$ , меньшей или равной 12, берется по табл. 34, для  $C$  больше 12 — из табл. 35.



Фиг. 96. Карта изолиний параметра С для Кавказа.

Таблица 34

Значения коэффициента  $\alpha$  при величине  $C$ , меньшей или равной 12

Длина бассейна в км	Уклон $I$											
	0,001	0,002	0,003	0,004	0,005	0,006	0,008	0,010	0,015	0,020	0,050	0,100
0	0,2	0,25	0,3	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1	1,15	1,2	1,25
1	0,18	0,225	0,270	0,36	0,450	0,54	0,72	0,80	0,990	1,035	1,08	1,125
2	0,15	0,188	0,225	0,30	0,375	0,45	0,60	0,75	0,825	0,863	0,90	0,938
3	0,11	0,138	0,165	0,22	0,275	0,33	0,44	0,55	0,605	0,633	0,66	0,688
4	0,083	0,104	0,135	0,18	0,225	0,27	0,36	0,45	0,495	0,518	0,54	0,563
5	0,066	0,083	0,108	0,144	0,185	0,222	0,296	0,37	0,407	0,426	0,444	0,463
6	0,055	0,069	0,090	0,120	0,154	0,185	0,254	0,317	0,349	0,365	0,380	0,396
7	0,047	0,059	0,077	0,103	0,132	0,159	0,218	0,272	0,308	0,322	0,336	0,350
8	0,041	0,052	0,068	0,090	0,116	0,139	0,191	0,238	0,270	0,262	0,300	0,313
10	0,033	0,041	0,054	0,072	0,093	0,110	0,152	0,190	0,216	0,225	0,240	0,250
12	0,028	0,035	0,045	0,060	0,077	0,093	0,127	0,159	0,180	0,188	0,200	0,209
14	0,024	0,030	0,039	0,051	0,066	0,079	0,109	0,136	0,154	0,161	0,171	0,179
16	0,021	0,026	0,034	0,045	0,058	0,069	0,095	0,119	0,135	0,141	0,150	0,157
18	0,018	0,023	0,030	0,040	0,051	0,062	0,085	0,106	0,120	0,125	0,133	0,139
20	0,017	0,021	0,027	0,036	0,046	0,056	0,076	0,095	0,108	0,113	0,120	0,125

Значения коэффициента  $\alpha$  при величине  $C$ , большей 12

Таблица 35

Длина бассейна в км	Уклон $I$											
	0,001	0,002	0,003	0,004	0,005	0,006	0,008	0,010	0,015	0,020	0,050	0,100
0	0,20	0,25	0,30	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1	1,15	1,2	1,25
1	0,18	0,225	0,270	0,36	0,45	0,54	0,72	0,90	0,990	1,035	1,08	1,125
2	0,15	0,188	0,225	0,30	0,375	0,45	0,60	0,75	0,825	0,863	0,90	0,938
3	0,11	0,138	0,165	0,22	0,275	0,32	0,44	0,55	0,605	0,633	0,66	0,688
4	0,09	0,118	0,135	0,18	0,225	0,27	0,36	0,45	0,495	0,518	0,54	0,563
5	0,074	0,093	0,111	0,148	0,185	0,222	0,296	0,37	0,407	0,426	0,444	0,463
6	0,063	0,079	0,095	0,127	0,159	0,190	0,254	0,317	0,349	0,365	0,380	0,396
7	0,056	0,070	0,084	0,112	0,140	0,168	0,224	0,280	0,308	0,322	0,336	0,350
8	0,050	0,063	0,075	0,100	0,125	0,150	0,200	0,250	0,275	0,288	0,300	0,313
10	0,042	0,053	0,063	0,084	0,105	0,126	0,168	0,210	0,231	0,242	0,252	0,263
12	0,035	0,046	0,055	0,073	0,092	0,110	0,146	0,183	0,201	0,210	0,220	0,229
14	0,030	0,039	0,049	0,066	0,082	0,098	0,131	0,164	0,180	0,189	0,197	0,205
16	0,026	0,035	0,043	0,060	0,075	0,090	0,120	0,150	0,165	0,173	0,180	0,188
18	0,023	0,031	0,038	0,053	0,068	0,082	0,109	0,136	0,150	0,156	0,163	0,170
20	0,021	0,028	0,034	0,048	0,061	0,075	0,100	0,125	0,138	0,144	0,150	0,156

Эта формула является ценным уточнением расчетных максимумов для малых площадей. Она может применяться для бассейнов площадью не свыше 40 км<sup>2</sup>, если же  $C$  меньше 15, то для бассейнов площадью не более 60 км<sup>2</sup>.

Пример. Участок у г. Камышина имеет водосбор  $F = 0,594$  км<sup>2</sup>, длину бассейна  $L = 1,2$  км и уклон  $I = 0,014$ . По карте изолиний (фиг. 95) находим для этого района значение  $C = 14$ . Величину  $\alpha$  определяем из табл. 35.

Данному значению  $L$  и  $I$  соответствует в таблице  $\alpha = 0,96$ . Подставляя в формулу  $Q = CaF$  полученные выше значения, определяем величину наибольшего расхода:

$$Q = 14 \cdot 0,96 \cdot 0,594 = 8,00 \text{ м}^3/\text{сек.}$$

Как указано выше,  $\alpha$  учитывает какие-то средние условия впитывания, считающиеся постоянными: изменяется же  $\alpha$  в зависимости от топографии бассейна. Между тем по смыслу оно должно было бы зависеть не только от длины и уклона лога, но и от почв бассейна; для учета некоторого разнообразия проницаемости почв пользуются еще дополнительным коэффициентом  $\psi$ , величина которого равна единице для среднего грунта, но может изменяться в пределах от 0,5 до 1,3. Значение этой величины принимается следующее:

А. Не менее чем  $\psi = 0,5$  при исключительных условиях, т. е. при сильно проницаемых почвах, покрывающих большую часть площади бассейна: а) при сыпучих песках с мощностью их залегания не меньше 1 м; б) при рыхлых осыпях из щебня и гальки;

в) при сильно трещиноватых известняках и гипсах.

При этом должна быть учтена возможность влияния промерзания на явления стока в периоды выпадения ливней,

В. Не менее чем  $\psi = 0,70$  для бассейнов площадью свыше 20 км<sup>2</sup>, покрытых на большей части площади лесом.

Надлежит повышать расчетную величину стока ливневых вод путем введения коэффициента  $\psi$ , но не более чем  $\psi = 1,30$  при особо неблагоприятных условиях, способствующих увеличению стока, когда грунт на большей части площади бассейна состоит из непроницаемых пород: а) сплошной скалы из массивных кристаллических пород при отсутствии трещин или при наличии трещин в небольших размерах, не могущих оказать влияния на величину стока; б) жирной глины; в) при наличии вечно мерзлой подпочвы, способствующей увеличению стока при оттаивании верхнего слоя.

Таким образом величина  $CF$  есть расход ливня (по терминологии Н. М. Вернадского — расход атмосферы) на данную площадь; произведение коэффициентов  $\alpha\psi$  должно соответствовать произведению коэффициента стока и коэффициента неравномерности. Однако это условие при высоких значениях уклонов не соблюдено.

Кроме того, необходимо введение еще одного коэффициента  $p$ , определяющего обеспеченность данного максимума. Выбор этого коэффициента связан также со сроком амортизации сооружений: если например проектируется деревянный мост, срок службы которого вообще не больше 10—20 лет, то он должен рассчитываться на более часто встречающийся ливень, чем долговечное каменное сооружение. Подробнее вопрос об обеспеченности максимальных расходов освещается в п. 4. Здесь лишь отметим, что в окончательном виде формула может быть написана так:

$$Q = CF\alpha\psi p.$$

Однако последние два коэффициента в ряде случаев принимаются равными единице.

**4. Расчет обеспеченности максимальных расходов.** При расчете величины максимального расхода необходимо определить повторяемость максимальных расходов в многолетнем периоде, т. е. должна быть оценена вероятная повторяемость их в будущем, иначе самый расчет максимального расхода окажется неопределенным. Недостаточно рассчитать максимальный расход, нужно еще определить, какую он имеет повторяемость или обеспеченность<sup>1</sup>. Между тем большинство формул для расчета максимальных расходов не имеет указания на обеспеченность максимума, который получается при расчете по этим формулам.

Для максимальных расходов неисследованных рек вычислить значения  $C_v$  и  $C_s$  с обычной точностью невозможно, поэтому оценка обеспеченности про-

<sup>1</sup> Необходимо указать, как нужно понимать обеспеченность паводка.

Чем больше паводок, тем реже он случается. Но вследствие того, что нет ясно выраженной периодичности климатических факторов и периодичности стока, значение обеспеченности является средним для очень большого числа лет: например 50-летний паводок (обеспеченностью 2%) при периоде наблюдений в 2000 лет может наблюдаться около 40 раз, однако в некоторые 50-летия паводок данной величины может появляться в этот теоретический 50-летний период несколько раз. Этот вопрос подробно освещен в теории вероятностей.

изводится приближенно. Можно считать условно, что максимальные расходы  $Q$ , вычисленные по приведенным выше формулам типа

$$q = \frac{A}{F^n}; Q = qF = \frac{A}{F^n} F = AF^{1-n} \text{ и } Q = C_{\alpha} F^{\alpha}$$

при значениях  $A$  и  $n$ , приведенных выше, имеют обеспеченность около 2%, т. е. встречаются один раз в 50 лет. К такому выводу можно прийти, исходя из тех соображений, что опорные гидрометрические наблюдения в СССР имеются за 50 лет, хотя такое значение обеспеченности является неточным и в значительной мере условным. Учитывая, что при построении формул берут обычно верхнюю огибающую измеренных точек, в некоторых случаях обеспеченность будет и большая.

Для получения иной обеспеченности можно вычислить переходные коэффициенты. Например, если для данного района коэффициент вариации  $C_v = 0,8$  и коэффициент асимметрии  $C_s = 1,6$  и, если для максимального расхода обеспеченностью 2% принять коэффициент  $p = 1$ , то для обеспеченности других порядков значения  $p$  будут:

$$\begin{array}{cccccc} \text{Обеспеченность равна} & 0,1\% & 1\% & 2\% & 5\% & 10\% \\ p = & 1,63 & 1,15 & 1 & 0,79 & 0,63 \end{array}$$

Если река сильно зарегулирована, например имеет озерное или ледниковое питание, то колебания максимумов меньше: например, при  $C_v = 0,30$  и  $C_s = 0,6$  значения для коэффициента  $p$  будут следующие:

$$\begin{array}{cccccc} \text{Обеспеченность равна} & 0,1\% & 1\% & 2\% & 5\% & 1\% \\ p = & 1,27 & 1,06 & 1 & 0,89 & 0,83 \end{array}$$

Вопрос о принятии того или иного значения коэффициента вариации при расчете максимальных расходов является для неисследованных рек совершенно невыясненным.

В большинстве случаев коэффициент вариации максимумов значительно выше, чем коэффициент вариации годового стока.

По предложению Б. В. Полякова,  $C_{v_1}$  — коэффициент вариации максимальных расходов можно приближенно определить по связи с  $C_v$  — коэффициентом вариации годового стока

$$C_{v_1} = f(C_v). \quad (207)$$

Эта связь основана на том, что для большинства рек СССР, имеющих однокатный паводок, существует очень тесная корреляция между величиной максимального расхода и величиной годового стока

$$Q_{\max} = \varphi(\Sigma Q). \quad (208)$$

Такая связь наблюдается даже на таких больших реках, как Дон и Волга, а на малых степных реках она еще более тесна.

Для приближенного определения  $C_{v_1}$  неисследованных и малоисследованных рек можно пользоваться следующим приближенным соотношением:

$$C_{v_1} \approx 1,5 C_v.$$

Дальнейшее уточнение этой связи, произведенное по 63 рекам СССР, привело к связи:

$$C_{v_1} = 1,97 C_v^{0,73} \quad (209)$$

при коэффициенте корреляции  $r = 0,80$ .

Таким образом, определив по одной из существующих формул  $C_v$ , можно определить и  $C_{v_1}$ , а принимая для максимальных расходов наиболее распространенное соотношение для коэффициента асимметрии  $C_s = 2C_v$ , можно вычислить

величину переходного коэффициента  $p$  для значений разной обеспеченности, как указывалось выше. Значение этого коэффициента следующее (см. табл. 36).

М. Э. Шевелев для расчета  $C_{v1}$  дает зависимость:

$$C_{v1} = \frac{2,77}{F^{0,104} M^{0,542}} \quad (210)$$

которая проверена им для 34 рек и дает для них среднюю ошибку 8,2%. Днепровский бассейн выделен в особую группу, для которой числитель приведенной выше формулы должен иметь вместо 2,77 величину 4,55.

Эта формула указывает, что роль площади бассейна довольно ощутима. Структура этой формулы та же, что и формулы С. Н. Крицкого — М. Ф. Менкеля для определения  $C_v$ , годового стока:

Таблица 36

$C_v$	$C_s$	Обеспеченность в %				
		0,1	1	2	5	10
0,80	1,60	1,63	1,15	1	0,79	0,63
0,70	1,40	1,60	1,14	1	0,82	0,67
0,60	1,20	1,59	1,11	1	0,83	0,69
0,50	1,00	1,46	1,10	1	0,85	0,74
0,40	0,80	1,35	1,08	1	0,86	0,78
0,30	0,60	1,27	1,06	1	0,89	0,83
0,20	0,40	1,19	1,04	1	0,93	0,86

$$C_v = \frac{0,83}{F^{0,06} M^{0,27}}$$

но роль роста площади в уменьшении вариации максимумов здесь еще более значительна, чем в уменьшении вариации годового стока.

Н. П. Чеботарев получил для Украины зависимость вида:

$$C_{v1} = \frac{A_1}{F^{0,12}} - 0,3, \quad (211)$$

где  $A_1$  — географический параметр, изменяющийся от 2,0 до 5,2.

С. К. Науман для Ставрополя получил следующую зависимость:

$$C_{v1} = \frac{6,10}{F^{0,194}} \quad (212)$$

П. А. Дудкин для Западной области дает формулу, в которой влияние  $F$  сказывается еще сильнее:

$$C_{v1} = \frac{7,164}{F^{0,273}} \quad (213)$$

В некоторых случаях однако увеличение площади бассейна может повлечь за собой увеличение колебаний модульных коэффициентов. Это может наблюдаться в случае совпадения времени прохождения пиков паводка на притоке и реке, в которую он впадает.

Д. Л. Соколовский считает, что впредь до накопления дополнительных данных по значению для приближенных расчетов вариации максимумов талых вод можно пользоваться значениями  $C_{v1}$ , не зависящими от площади. Для подобных ориентировочных подсчетов им дана карта с изолиниями значений  $C_{v1}$ , изменяющимся примерно в широтном направлении от 0,2 (на север по широте 63—64°) до 1,0 (на юге — Маныч, Ставрополье и Нижняя Кубань). Однако  $C_{v1}$  имеет значения и большие, чем 1,0 (1,5 и выше).

В последние годы у нас появляется ряд предложений к введению коэффициента, определяющего обеспеченность данного максимума. В этом случае целесообразно, чтобы исходным расходом был средний максимум. Одна из первых попыток у нас произведена Н. П. Чеботаревым, давшим в 1936 г. обоснованные по обеспеченности максимумы для территории Украины. В работе Д. Л. Соколовского по максимумам талых вод даны средние максимумы и максимумы разной обеспеченности.

При расчете обеспеченности ливневых паводков можно приближенно учесть обеспеченность данного паводка по обеспеченности того ливня, который создал

данный паводок. Ранее было указано на тесноту связи, которая существует между  $\Delta$  и  $A'$ . Некоторые значения этих величин (по Соколовскому) для различных районов приведены в табл. 37.

Таблица 37

Р а й о н	A	A'
Ленинградская область .....	3,8	0,30
Донбасс.....	6,8	1,44
Горный Крым.....	6,4	1,23
Черноморское побережье.....	8,3	1,74
Северный Кавказ (район верхней перед- ней части р. Кубани, от водораздела рек Белой и Лабы до водораздела рек Кубань — Терек — Кума), а также бассейн р. Сунжа до р. Аргун . . . .	5,8	0,85
Бассейн верхнего течения Терека и р. Кумы.	4,6	0,42
Фергана.....	4,2	0,43

О ливнях по ряду пунктов имеются данные за несколько лет. Имея эти данные, нужно разбить ливни на отдельные группы по их продолжительности, через определенные интервалы (5—10 мин.). Далее необходимо вычислить но имеющемуся ряду интенсивностей для каждого интервала  $i_{cp}$ ,  $C_{\Sigma}$ , и значение интенсивности для определенной обеспеченности 0,1, 1, 3, 5 и 10%.

Далее необходимо установить связь между  $\Delta$  и  $A$  или  $A'$ . Эта связь тем выше, чем больше  $\eta$ .

Вычисление расходов обеспеченностью меньше 0,1%. Иногда встречается потребность в вычислении расходов обеспеченностью меньше 0,10%.

Для вычисления  $K$  обеспеченностью 0,01% (повторяемостью один раз в 10 000 лет) можно также пользоваться клетчаткой Хазена. В некоторых случаях производится проверка пропуска паводка, встречающегося еще реже — обеспеченностью 0,001% (повторяемостью один раз в 100 000 лет). Тогда значение  $K$  можно определить по формуле, приведенной ниже и напоминающей по своей структуре американскую формулу Фуллера, но отличающуюся от нее переменными параметрами  $a$  и  $b$ :

$$Q_m = Q_{cp} (a + b \lg T). \quad (214)$$

Этой формулой можно пользоваться, когда от максимума  $Q_{m1}$  повторяемостью  $T_1$  надо перейти к максимуму  $Q_{m2}$  повторяемостью  $T_2$ . Тогда имеем:

$$Q_{m1} = Q_{cp} (a + b \lg T_1);$$

$$Q_{m2} = Q_{cp} (a + b \lg T_2);$$

откуда

$$Q_{m2} = Q_{m1} \frac{a + b \lg T_2}{a + b \lg T_1}.$$

Согласно исследованиям П. А. Ефимовича для обеспеченности от 25% до 0,01% уравнение  $Q_m = Q_{cp} (a + b \lg T)$  достаточно хорошо характеризует зависимость между  $Q_m$ ,  $Q_{cp}$  и  $T$  при следующем значении параметров:

$$a = 1,36 - 1,05 C_{v1} \quad (215)$$

$$b = 2,35 C_{v1} - 0,36. \quad (216)$$

Необходимо указать, что формула Фуллера для вычисления паводков разной обеспеченности, которой часто пользуются для подобных вычислений, является в настоящее время устаревшей.

### 5. Сравнение результатов расчетов, произведенных различными способами.

Б. Д. Зайковым дано интересное сравнение различных трех способов подсчета модульных коэффициентов: 1) по способу Фостера; 2) по клетчатке вероятности Хазена и 3) по клетчатке асимметричной частоты Гудрича. По методу Фостера вполне удовлетворительные решения в большинстве случаев (в девяти случаях из 12, или 75%) получились при коэффициенте несимметрии, вычисленном из ряда непосредственных наблюдений. И следовательно вопреки теоретическим рассуждениям, требующим для более или менее надежного установления коэффициента несимметрии больше сотни членов ряда, практически для его установления в большинстве случаев, по-видимому, вполне достаточна длительность наблюдений 25—50 лет. При малых значениях коэффициентов вариации 0,24—0,35 все три метода дают практически вполне приемлемые результаты. Расхожде-

ния в модульных коэффициентах, соответствующих вероятности 1% (1:100), в среднем составляют около 3% при крайних колебаниях от 1 до 5%, а соответствующих меньшей вероятности 0,1% (1:1000) в среднем равны около 6% при колебаниях от 3 до 10%. При значениях же коэффициентов вариации около 0,50 и выше расхождения уже выходят за предел допустимых погрешностей и для вероятности 1% (1:100) колеблются от 5 до 15%, а для вероятности 0,1% (1:1 000) — от 14 до 32%.

Почти, как правило, наивысшие значения модульных коэффициентов получаются при этом на клетчатке Хазена, а по методу Фостера и Гудрича результаты оказываются ниже и примерно одинаковыми-

Указанные расхождения становятся вполне понятными, если учесть, что никаких теоретических доказательств соответствия действительной кривой обеспеченности максимальных расходов тому или иному из принятых типов кривых обеспеченностей не имеется. Все они в зоне наблюдаемых значений максимумов дают более или менее удовлетворительные результаты, в зоне же экстраполяции за наиболее надежные следует признать те, которые дают большие модульные коэффициенты, т. е. вычисленные по клетчатке Хазена.

Поэтому при коэффициентах вариации, больших 0,50, для большей гарантии расчетных максимумов от возможного преуменьшения можно рекомендовать вести построение кривых обеспеченностей одновременно по методу Фостера и клетчатки вероятностей, при этом, если экстраполяция невелика, выбрать ту кривую, которая наилучшим образом удовлетворяет данным наблюдений, в противном же случае следует, очевидно, остановиться на той кривой, которая дает наиболее осторожные решения. Для коэффициентов же вариации, меньших 0,50, метод подсчета, собственно говоря, безразличен, так как все три способа дают почти одни и те же результаты.

**6. Уточнение максимальных расходов.** В зависимости от генезиса максимумов расхода уточнение их производится различными способами. Уточнение максимумов тальных вод производится преимущественно путем камеральной обработки дополнительных гидрометрических данных; уточнение же максимальных ливневых расходов требует производства экспедиционных гидрологических исследований. Особенно большое значение приобретают эти уточнения при составлении технических проектов, в которых имеется значительное количество сооружений (мосты малых отверстий, водоотводные, нагорные каналы и пр.), размеры которых зависят от принятия тех или иных значений коэффициентов, которыми пользуются при росте максимумов. Ниже рассмотрим отдельно методы уточнения максимумов тальных и ливневых вод.

а) Уточнение максимумов тальных вод. Формулы, которыми обычно пользуются для расчета максимальных расходов тальных вод, охватывают собой значительные районы и имеют ограниченное число максимумов для своего обоснования. Те сведения о максимумах, которые имеются по состоянию изученности данного района на период составления районной формулы максимальных расходов, ежегодно дополняются новыми гидрометрическими измерениями. Это вводит непрерывное изменение параметров формул и отражается на конечных результатах определения расчетных максимумов.

Теперь, когда расчет производится на основании определения  $Q_{cp}$  не нужно ждать какого-то исключительного  $Q_{max}$  и года с высоким катастрофическим стоком: каждые 2—3 года дополняют и уточняют существующий ряд годовых максимумов и вносят свои изменения в расчет. Эти уточнения тем существеннее, чем меньше изученность, т. е. чем короче ряд наблюдений, а так как большинство рядов, которыми располагает данный район, ограничено, то и расчетные основные характеристики недолговечны. Даже в США, где гидрологическая изученность максимальных расходов выше, чем у нас, в последнее время (вследствие указанных выше причин) приняты новые данные для определения максимумов, значительно увеличившие расчетные расходы, полученные по старым параметрам.

В целях уточнения районных формул для определения максимумов прежде всего необходимо установить, где в данном районе находятся пункты с многолетними гидрометрическими наблюдениями. В этих пунктах необходимо построить кривые расхода,  $Q=f(H)$ , экстраполировать их до наблюдаемых высоких уровней и получить ряд расчетных годовых максимумов расхода.

В пунктах, в которых есть только многолетние водомерные наблюдения, но нет кривой  $Q=f(H)$ , необходимо построить последнюю гидравлическим способом. Как в первом, так и во втором случае необходимо по показанию местных жителей, живущих долгое время около реки (так называемых старожилов), выяснить высоту катастрофического горизонта паводка, а по ним и величину катастрофического расхода. Это значение максимума необходимо также включить в ряд полученных годовых максимумов и использовать при расчете. Расчет производится в этом случае по методу теории вероятностей, т. е. определяются средний максимальный расход, коэффициент вариации максимумов и т. д.

В некоторых случаях при отсутствии показаний старожилов удается иногда установить горизонты высоких вод по следам, оставленным паводками (так называемым меткам высоких вод\*). При этом необходим внимательный осмотр следов паводка, в натуре.

Получив сведения о положении высокого горизонта (лучше, если такие сведения могут быть получены в нескольких поперечниках), определяют путем нивелировки продольный уклон. Далее необходимо снять несколько (2—3) поперечников в участках более однообразных в смысле общего направления речной долины и рассчитать по методу

речной гидравлики максимальный расход. В случае, если река имеет широкую по сравнению с руслом пойму, применение этого метода встречает некоторое затруднение, и здесь лучшие результаты дает метод элементарных гидравлических модулей расходов.

Метод экстраполяции кривых расхода в целях получения величины максимального расхода дает хорошие результаты, если есть кривая расхода  $Q = f(H)$  с непосредственно измеренными расходами на высоте не менее, чем по 70% всей амплитуды колебаний горизонтов, и сама кривая не имеет в своей верхней части сильно разбросанных точек. Само собой разумеется, необходимы также сведения о высоте катастрофического паводка, отнесенные к тому створу, в котором измерялись расходы. При производстве экстраполяции кривой необходимо тщательно проанализировать точки верхней части кривой расхода.

В случае, если кривая расхода имеется только для небольшой части амплитуды колебаний горизонтов, ее необходимо продолжить. Это можно сделать на основании метода элементарных гидравлических модулей расхода. Если имеются измеренные расходы, то они облегчают выбор типа шероховатости данного участка реки.

б) Уточнение максимумов ливневых вод. Значительно сложнее обстоит дело с водотоками малых водосборов, в которых абсолютные максимумы происходят под влиянием ливня.

Полное отсутствие надежных формул для определения максимальных расходов малых бассейнов для различных районов СССР заставило некоторые строительства пойти по пути непосредственного обследования соответствующих районов специальными гидрологическими отрядами. Эти отряды при помощи особых приемов (о которых сказано ниже) производили вычисления максимальных расходов для большего числа водотоков данного района с параллельным изучением рельефа почв, растительности, устанавливали для отдельных районов, примыкающих к трассам железных дорог или каналов, типовые характеристики условий максимального стока в данном районе, на основе которых в дальнейшем и рассчитывались отверстия искусственных сооружений.

Методика этих полевых исследований в основном заключается в следующем.

В основу принималась формула НКПС 1928 г. для расчета максимального стока.

$$Q = CaF,$$

где  $C$  — физико-географический параметр;

$a$  — коэффициент, зависящий от длины и уклона лога  $a = f(L, I)$ ;

$F$  — площадь бассейна в км<sup>2</sup>.

Гидрологические отряды на основе большого количества полученных значений  $Q$  районуют значение климатического параметра  $C$ , либо устанавливают зависимости между основными параметрами уравнения  $Q = CaF$  в какой-либо другой форме, как например

$\frac{Q}{F} = q = Ca = f(C, L, I)$ , т. е. модуль максимального стока  $q$  является функцией трех переменных (физико-географического параметра, длины и уклона лога); отсюда при определенном для данного района физико-географическом параметре получается ряд зависимостей модуля стока от длины и уклона.

Так как установление указанных зависимостей требует наличия большого числа точек (для различных районов, разных значениях длины лога, его площади и уклона), то неперенным условием для проведения работы по изложенной схеме является обследование большого числа логов с установлением для них соответствующих значений  $Q_{\max}$ . Эти последние ввиду отсутствия непосредственных измерений находятся путем:

а) определения в натуре наибольших горизонтов (по опросу местных жителей и по следам паводков);

б) определения живого сечения водотока;

в) определения продольного уклона, соответствующего наивысшему горизонту воды;

г) вычисления расхода воды.

Естественно, что полученные в результате таких приемов значения  $Q_{\max}$  не будут в каждом отдельном, случае безошибочны, но при наличии большого числа набранных точек всегда представляется возможным установить наиболее вероятные закономерности изменения  $q$  в зависимости от площади водосбора, длины и уклона лога и прочих физико-географических условий.

В последнее время имеются попытки определения ливневого стока путем более полного изучения отдельных элементов его: неравномерности распределения ливня по территории, коэффициента ливневого стока, скорости движения по скату и логу, определения обеспеченности ливневой равной интенсивности и продолжительности и т. д. Подобные исследования проводились в Заволжье, Колхиде, Московской области и пр. Эти данные представляют значительную ценность, так как они способствуют изучению самого механизма ливневого стока, а также получению более надежных данных для расчета ливневых максимумов.

Чрезвычайно ценные данные можно получить, используя сведения о происхождении ливневых паводков в отверстиях, железнодорожных мостов малых отверстий, для чего нужно:

1) иметь сведения о высоте горизонтов при прохождении ливней,

2) быть уверенным в устойчивости русла реки, балки или лога в отверстиях моста и

3) иметь кривую расхода в створе, по которому имеются сведения о высоких горизонтах; при этом кривая расходов должна иметь измеренные расходы и при достаточно высоком горизонте, чтобы экстраполяция не достигала значительной части амплитуды.

При подобных исследованиях иногда можно получить целый ряд ливневых максимумов в данном створе. Эти данные будут особенно ценны, так как они дадут возможность вычислить обеспеченность расчетного ливня, т. е. будут способствовать выяснению одного из сложных и малоисследованных вопросов современной гидрологии.

Надо отметить, что опытность лиц, выполняющих эту работу, играет в данной работе существенную роль.

Гидрологические исследования, поставленные по описанной схеме, привели строительства, которые применили эти исследования, к лучшему обоснованию норм для расчета отверстий искусственных сооружений и во многих случаях — к значительной экономии в стоимости сооружений.

7. Проектирование гидрографа паводка. Идея проектирования гидрографа не является новой, еще в 1927 г. Д. И. Кочерин предложил ряд схем, начиная от самой простой — по треугольнику и кончая самой сложной — по кривой Пирсона. Метод Кочерина хорошо известен в гидрологии и нашел применение в водохозяйственных расчетах. Несколько позже в 1929 г. Н. Н. Вернадский предложил схему расчета ливневого паводка, которая была освещена выше.

В 1932 г. американский гидролог Шерман предложил метод анализа дождевых наводков, названный им методом элементарных графиков, который нашел применение на практике. Метод Шермана дает возможность по данным об осадках определить максимальный расход, а также установить форму паводочной волны.

Работа по методу Шермана заключается:

- 1) в построении графика распределения расхода паводка и
- 2) в определении коэффициента стока максимальной ординаты паводка (называемого американцами сокращенно „коэффициентом паводка“).

Первый этап заключается в том, что для данного бассейна берутся ливни одинаковой интенсивности и строятся гидрографы или графики распределения паводков (называемые иногда графиками притока). В целях обобщения для каждого стока от начала наводка определяется величина расхода воды, которая выражается в относительных мерах — в процентах от общего объема наводка. Сопоставление расходов различных паводков, отнесенных к одним и тем же срокам, указывает на относительное постоянство их (если расходы выражены в процентах). Это видно из табл. 38, содержащей схематизированные таким образом координаты кривых расходов паводков для реки

Таблица 38

Дата паводка	Процент, который составляет суточный расход от всего объема стока за паводок							
	I день	II день	III день	IV день	V день	VI день	VII день	VIII день
30/X 1917 ..	1,0	49,4	24,7	12,2	6,7	3,8	1,6	0,6
5/X 1918 ..	1,8	45,0	25,5	13,5	7,2	4,2	2,1	0,7
3/VII 1922 ..	1,7	43,8	21,9	13,4	9,0	5,6	3,0	1,3
29/IV 1923 ..	4,4	41,0	23,0	14,6	8,1	5,6	2,4	0,9
30/IX 1924 ..	6,6	43,7	27,2	10,9	6,1	3,1	1,8	0,6
6/X 1926 ..	1,4	89,6	25,9	14,6	9,3	5,4	2,5	1,0
4/X 1927 ..	6,1	46,1	22,8	10,5	6,6	4,1	2,0	1,8
13/X 1927 ..	10,0	42,0	20,0	12,7	7,8	4,4	2,2	0,9
4/IX 1933 ..	15,5	49,5	20,9	11,3	6,5	4,0	1,7	0,6

Если построить по этим данным гидрограф, то получается близкое совпадение для всех девяти паводков. Средний график распределения паводочных расходов дает характеристику формы паводка данной реки, зависящую от размеров и характера данной реки — конфигурации уклонов и т. п., т. е. от факторов, влияющих на условия добегающих поверхностных вод.

Второй этап работ (определение „коэффициентов паводка“) выполняется на основании изучения плювиограмм, т. е. записей суточных колебаний осадков, при этом вычисляются слой стока, отношение расхода поверхностного максимального расхода к максимальному расходу атмосферы (или 100%-ному поверхностному стоку).

## § 8. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСЧЕТА ВАРИАЦИИ УРОВНЕЙ

Расчеты горизонтов по методу теории вероятностей не приняты в гидрологии, хотя необходимость применения этого метода ощущается в ряде случаев (например расчет наивысших стояний горизонтов при паводке, обеспеченности тех или иных сгонов и нагонов, расчет определенных межених уровней, обеспечивающих данные судоходные глубины и пр.). Причина такого положения заключается в том, что существует мнение, якобы отдельные точки горизонтов плохо ложатся на теоретическую кривую. В действительности это относится в одинаковой мере как к горизонтам, так и к расходам и к расходу стока вообще, т. е. к области, где метод теории вероятностей нашел вполне справедливое и широкое распространение. Видимо, причина малого распространения теоретического расчета горизонта кроется в том, что  $C_v$  для стока данной реки есть величина вполне определенная и определяет характер стока реки, ее географическое положение и величину водосборной площади. Расчет вариации горизонтов несколько более своеобразен, так как величина для горизонтов зависит еще и от отметки нуля, к которому отнесены горизонты. С переменной отметки нуля меняется и коэффициент вариации и очертания кривой обеспеченности.

Ввиду того что это положение является не освещенным в гидрологии и практически очень важным, остановимся на нем несколько подробнее.

Допустим, что для ряда горизонтов с отметками:

$$0, 1, 2, 3, 4, 5 \text{ и } 6 \text{ м,}$$

отсчитываемыми от какого-нибудь определенного нуля, подсчитан коэффициент вариации  $C_v = 0,73$ .

Если же принять отметку нуля ниже, например на 5 м, то характер колебаний от этого не изменится, но для нового ряда:

$$5, 6, 7, 8, 9, 10 \text{ и } 11 \text{ м}$$

коэффициент вариации будет уже значительно меньше  $C_v = 0,27$  вследствие того, что изменилась средняя арифметическая ряда. Между тем абсолютное значение членов одной и той же обеспеченности осталось тем же.

Действительно, рассмотрим ряд в общем виде:

$$X_1, X_2, \dots, X_n.$$

Для него значение средней арифметической ряда будет:

$$X_{cp} = \frac{\sum X_i}{n}.$$

Если увеличить значение каждого члена ряда на некоторую величину  $a$ , то получим новый ряд:

$$X_1 + a, X_2 + a, \dots, X_n + a,$$

в котором значение средней арифметической ряда будет иное, отличающееся от  $X_{cp}$  на величину  $a$ :

$$X_{0cp} = \frac{\sum (X_i + a)}{n} = \frac{\sum X_i + na}{n} = X_{cp} + a.$$

Значение модульных коэффициентов будет также иное:

$$K_i^0 = \frac{X_i + a}{X_{cp} + a}.$$

Величина  $K_i$  не равна  $K_i^0$ , так как если к числителю и знаменателю дроби прибавить одну и ту же величину, то величина дроби от этого изменится.

Таким образом от прибавления ко всем членам ряда одной и той же величины  $a$  получился совершенно новый ряд с новыми значениями модульных коэффициентов и значений  $C_v^0$ :

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum \left(\frac{X_i}{X_{cp}} - 1\right)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum \left(\frac{X_i - X_{cp}}{X_{cp}}\right)^2}{n-1}}; \quad (217)$$

$$X_{cp} = X_{cp}^0 - a;$$

$$C_v^0 = \sqrt{\frac{\sum \left(\frac{X_i + a}{X_{cp} + a} - 1\right)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum \left(\frac{X_i - X_{cp}}{X_{cp} + a}\right)^2}{n-1}}, \quad (218)$$

т. е. получается иное значение  $C_v^0$ , отличное от  $C_v$ .

Тем не менее абсолютное значение теоретического горизонта любой обеспеченности  $H_i^0$  для нового ряда будет отличаться от теоретического горизонта  $H_i$  той же обеспеченности, но вычисленного по первоначальному ряду, на ту же величину, т. е.  $H_i^0 = H_i + a$ .

Действительно, для первого ряда абсолютное значение  $i$ -го члена будет:

$$H_i = X_{cp} K_i = X_i;$$

для нового ряда тот же член получит абсолютное значение:

$$H_i^0 = (X_{cp} + a) K_i^0 = (X_{cp} + a) \frac{(X_i + a)}{(X_{cp} + a)} = X_i + a.$$

Таким образом:

$$H_i^0 = H_i + a, \quad (219)$$

т. е. от прибавления постоянной величины  $a$  изменилось значение  $C_v$ , но вычисленные расчетные значения горизонтов разной обеспеченности будут отличаться друг от друга только величиной  $a$ , принятой при сопоставлении ряда, т. е. зависит от отметки наблюдений, принятой при расчете.

Таким образом горизонты можно рассчитывать по методу теории вероятностей в любых отметках, и от этого изменяется только значение  $C_v$ , но не конечные результаты расчета.

Рассмотрим теперь, как меняется  $C_s$ :

$$C_s = \frac{\sum (K - 1)^3}{(n - 1) C_v^3} = \frac{\sum \left( \frac{X_i - X_{cp}}{X_{cp}} \right)^3}{(n - 1) \left[ \sqrt{\sum \left( \frac{X_i - X_{cp}}{n - 1} \right)^2} \right]^3} = \frac{\sqrt{(n - 1)} [\sum (X_i - X_{cp})^3]^2}{[\sum (X_i - X_{cp})^2]^3}. \quad (220)$$

Такой же вид приобретает после преобразований выражение для  $C_s^0$ :

$$C_s^0 = \frac{\sum \left( \frac{X_i - X_{cp}}{a + X_{cp}} \right)^3}{\frac{n - 1}{(n - 1)^3} \left[ \sqrt{\sum \left( \frac{X_i - X_{cp}}{a + X_{cp}} \right)^2} \right]^3} = \frac{\sqrt{(n - 1)} [\sum (X_i - X_{cp})^3]^2}{[\sum (X_i - X_{cp})^2]^3}, \quad (221)$$

т. е.  $C_s = C_s^0$  или значение коэффициента асимметрии от изменения отметки нуля графика не меняется.

Для получения сравнимых значений  $C_v$ , характеризующих изменчивость уровней на различных реках, необходимо было бы все горизонты пересчитать и отнести их к нулю, отвечающему нулевому расходу.

В ряде подсчетов вариации горизонтов отмечается одна особенность: отрицательное значение  $C_s$ . Например для максимальных горизонтов Волги у Камышина  $C_v = 0,10$  и  $C_s = -0,62$ .

Наличие отрицательной асимметрии указывает на то, что кривые вероятности и обеспеченности горизонтов имеют необычный вид: кривая обеспеченности, будучи построена на клетчатке Хазена, дает изогнутость, направленную вниз, и очень медленный рост ординат кривой обеспеченности при небольшой обеспеченности.

Применение метода теории вероятностей к расчету горизонтов значительно уточняет положение теоретических горизонтов крайней обеспеченности. Расчет наивысшего горизонта в том случае несомненно значительно более точен, чем определение горизонта по экстраполированной кривой, соответствующего данному расчетному расходу, ввиду того, что ряд значений наинизших расходов, полученных для расчета вариации, включает в себя не только ошибки в положении горизонтов, но еще и ошибки, которые получаются при вычислении  $Q$  по соответственным значениям  $H$ ; вторые ошибки несомненно больше первых, т. е. ряд значений  $Q$  является еще менее надежным, чем ряд значений  $H$ .

## § 9. ВНУТРИГODOVое РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА

На территории СССР господствующим является тип годового хода стока с ясно выраженным весенним половодьем, обусловленным таянием сезонных снегов. Максимум месячного стока в зависимости от географической широты и высотного положения бассейна наступает в марте — июне и составляет от 20 до 40—50%, а на степных реках малых бассейнов даже до 100% всего годового стока. Минимальный месячный сток в этом типе годового хода стока бывает зимой или летом и составляет от 0,0 до 8,5%. Этот тип по исследованиям В. Д. Зайкова отличается наибольшей изменчивостью стока от месяца к месяцу и имеет повсеместное распространение по Восточно-Европейской равнине, Уралу,

Западно-Сибирской низменности, Северному Казахстану, Восточной Сибири (исключая бассейн Яны, Индигирки, Витима и Амура), в горных системах Алтая, Средней Азии и Кавказа (исключая бассейнов вечных снегов, ледников и субтропиков).

Областям вечных снегов и ледников Алтая, Средней Азии и Кавказа свойственен типичный для этих областей годовой ход стока с явно выраженным летним половодьем и с максимумом месячного стока в июле или в августе, т. е. совпадающим с максимумом температуры воздуха, когда таяние ледников и снегов предгорий наиболее энергично. Максимальный месячный сток колеблется здесь от 15 до 25% от годового, а минимальный, имеющий место зимой, — от 1,5 до 5,5% всего годового стока.

В бассейне Амура годовой ход стока следует за годовым ходом осадков, носящих здесь типичный муссонный характер. Основная масса осадков выпадает в течение теплого периода в виде сильных обложных дождей, нередко сопровождаемых ливнями; количество зимних снеговых осадков, особенно в западной половине бассейна Амура, очень мало. С мая по сентябрь гидрограф стока представляется здесь рядом отдельных паводочных волн, дающих довольно устойчивый месячный сток (12—23%). Максимальный сток имеет место в августе, в течение которого стекает 18—25% годового стока. Минимальный сток наблюдается зимой и колеблется от 0,1 до 0,6%, причем некоторые реки промерзают до дна.

Аналогичный ход стока имеют соседняя с Амуром река Витим (бассейн Лены) и северные реки Якутии — Яна и Индигирка, где при малом количестве снеговых осадков весеннее половодье почти незаметно, а летние обложные дожди при наличии вечно мерзлой почвы вызывают сильный поверхностный сток с месячным максимумом в июле или августе. Явление промерзания рек в зимнее время в условиях очень низких температур и наличия вечной мерзлоты сказывается здесь еще более резко, чем в Дальневосточном крае.

В области субтропиков (Черноморское побережье Кавказа и Ленкорань) и на южном берегу Крыма, где снеговой покров долго не держится, годовой ход стока оказывается более или менее параллельным годовому ходу осадков. Гидрограф стока представляется здесь в виде отдельных паводочных волн, возможных в любое время года.

Режим этих рек сложен, например реки Сочи, Гумиста, Чаква, Сулори имеют главный максимум в марте — мае, когда стекает 15—20%, а второй максимум — в октябре—декабре (7—10%). Главный минимум на этих реках приходится на август — сентябрь (4—6%), а второстепенный — на январь — февраль (5—8%). Реки более значительных бассейнов имеют еще более сложное внутригодовое распределение стока.

## § 10. НИЗКИЙ СТОК РЕК

Наиболее важным физико-геометрическим фактором, обуславливающим низкий сток рек, являются почвенно-геологические условия. Водонепроницаемые породы являются подземным резервуаром грунтовых вод, обеспечивающим меженное питание рек. Плотные суглинки в некоторых случаях совсем не дают подземного стока. Например в болотах Колхиды канавы, вырытые в суглинках, не обнаруживают грунтового стока и в период отсутствия поверхностного стока бывают совершенно сухие, хотя годовая сумма осадков достигает здесь громадной цифры — 1 800 мм.

Для характеристики низкого стока рек укажем, что даже территория, хорошо изученная в гидрологическом отношении, в силу большой пестроты данных по минимальному стоку не поддается районированию и обобщениям в виде нанесения изолиний. Например территория Германии имеет низкий сток, изменяющийся от 0,1 до 9,6 л/сек с 1 км<sup>2</sup>; наиболее часто встречающееся значение — 1—2 л/сек с 1 км<sup>2</sup>; никаких изолиний для характеристики стока построить нельзя, а на карте в каждом створе пишутся цифры, характеризующие величину низкого модуля стока.

Фактических данных по низкому стоку рек очень мало и некоторые из них к тому же недостаточно надежны. Особенно искажены суточные зимние расходы,

так как в большинстве случаев эти минимумы имеют место подо льдом, когда наиминизшее стояние горизонта не всегда отвечает наименьшему расходу.

Но этой причине более достоверным является средний расход за наиболее маловодный месяц. Ниже приводятся сведения о наименьшем месячном стоке.

Северный край. Здесь наименьший среднемесячный модульный коэффициент в отдельные месяцы может достигать для больших бассейнов значений  $K$  от 0,8 до 0,10, а для малых бассейнов — до 0,04—0,05. Таким образом в этом районе наименьшие секундные месячные расходы составляют незначительную часть среднего расхода, доходящую до 4—5% от нормы.

Северо-запад. Здесь все водостоки с площадью меньше 27 км<sup>2</sup> пересыхают. При водосборе свыше 27 км<sup>2</sup> отмечено также в ряде случаев пересыхание водотоков, при этом заболоченность является фактором, увеличивающим меженный сток.

Наинизший месячный модульный коэффициент р. Волхов, несмотря на озерное регулирование, достигал (в феврале 1926 г.)  $K = 0,079$  при площади водосбора 76100 км<sup>2</sup>, а р. Меты у Потерпелицы в сентябре 1920 г.  $K = 0,042$  при водосборе 10 640 км<sup>2</sup>.

Верхняя Волга. Волга у Ярославля имела (в феврале 1877 г.)  $K = 0,13$  при водосборе 161715 км<sup>2</sup>. С уменьшением водосбора здесь, как и на северо-западе, независимо от озерности наблюдается уменьшение процента наименьшего месячного расхода или уменьшение модульного коэффициента, так как регулирующее действие величины бассейна на сток возрастает с увеличением площади бассейна.

Центральный район. На основании данных по рр. Москве, Рузе, Истре, Сестре, Клязьме, Дубне и др. модульный коэффициент наинизших средних месячных расходов мало изменяется и отличается сравнительно высоким значением  $K = 0,20$ , т. е. 20% от нормы. Что касается малых бассейнов, то процент этот уменьшается до 6% от нормы ( $K = 0,06$ ).

Донской бассейн. Здесь модульные коэффициенты уменьшаются не только с уменьшением водосборных площадей, но и еще в большей мере при переходе от северо-западной части бассейна к юго-восточной, что можно объяснить резким увеличением на юго-восток испарения с поверхности почв, уменьшением осадков и геологическим строением. Наименьшие модульные коэффициенты малых бассейнов на юге и юго-востоке равны нулю и постепенно увеличиваются на северо-запад до  $K = 0,06$ .

Реки больших бассейнов имеют более высокое значение  $K$ . Так, Дон у Гремячего имеет  $K = 0,18$ ; Дон у Калача —  $K = 0,12$  и Хопер у Поворина —  $K = 0,10$ .

Донецкий бассейн. Полное пересыхание рек в маловодный год или сухое лето многоводного года возможно в западной части Донбасса для рек с площадью бассейна до 1000 км<sup>2</sup> (р. Волчьа у Александровки — Жукова пересыхала в 1929 г. на 2 месяца) и в восточной части Донецкого бассейна лишь для рек с маленькими водосборами (50—200 км<sup>2</sup>). Минимальный модульный коэффициент Северного Донпа у Светличного за многолетний период  $K = 0,06$ , а для рек малых бассейнов  $K$  изменяется от 0 до 0,14.

Заволжье. Здесь пересыхание рек в летне-осенне-зимний период представляет повсеместное явление, наблюдающееся как на реках малых, так и на реках сравнительно больших бассейнов. Только некоторые реки, например Еруслан у Дьяковки, Б. Карман у Мариентали, нижнее течение р. Чапаевки, имеют круглогодичный сток.

В области Общего Сырта прекращение стока представляет собой явление уже более редкое, наблюдающееся в исключительно холодные зимы, как например в 1930—1931 гг., когда река Бузулук, Тананык, Съезжая и др. в некоторых частях промерзла до дна. Однако наряду с этим имеется ряд речек (Ветлянка, Безымянная, Домашка и др.), которые пересыхают летом. Самарка и ее правобережные притоки, особенно В. Кинель, имеют сток круглый год. Таким образом модульный коэффициент минимального стока рек Заволжья равен преимущественно нулю, и только для небольших рек Северного Заволжья наибольшее его значение может достигать величины порядка  $K = 0,13$ .

Крым. Наименьшие среднемесячные расходы здесь равны нулю.

Северный Кавказ. Реки, имеющие ледникового питания, обладают высоким значением модульных коэффициентов среднемесячного минимального расхода. Так, для Терека у г. Орджоникидзе на основании исследований с 1925 по 1933 г.  $K$  оказалось равным 0,24.

Алтай. Минимальные модули в Алтае наблюдаются зимой. Ввиду суровости климата и сложного зимнего режима надежные сведения о минимальном расходе получены только в следующих пунктах: Вия  $K = 0,09$ ; Чарыш  $K = 0,10$ ; Бухтарма  $K = 0,11$ ; Уба  $K = 0,08$ ; Ульба  $K = 0,065$ . Эти цифры не являются самыми минимальными; за последние 37 лет были более маловодные годы, которые к тому же здесь следуют один за другим. Например, 1900—1901, 1909—1910—1911; 1916—1917 гг.

Якутия. Низкие величины наименьших расходов и полное прекращение стока являются наиболее характерными особенностями рек Якутии. Вследствие вечной мерзлоты грунтовое питание здесь ничтожно. Реки малых бассейнов часто промерзают до дна, и поток или вовсе исчезает или устремляется в аллювий. Это наблюдается не только в реках малых бассейнов, но в реках с бассейном порядка десятков и даже сотен тысяч кв. километров. Например р. Яна у Верхоянска ( $F = 75\ 000$  км<sup>2</sup>) промерзала до дна ежегодно в течение трех лет — 1927—1929 гг. В мае 1928 г. установлено промерзание р. Яны ниже устья р. Бытантой ( $F = 220\ 000$  км<sup>2</sup>) и р. Бытантой в устье ( $F = 40\ 000$  км<sup>2</sup>). В 1931 г. установлено промерзание р. Индигирки выше с. Майор-Крест ( $F = 172\ 000$  км<sup>2</sup>)

## §11. ИСТОЧНИКИ ПОЛУЧЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Гидрологические данные, необходимые для проектировки, имеются в местном Управлении гидрометеорологической службы и в Государственном гидрологическом институте. Последним подготовлен к печати водный кадастр, содержащий обработанные и систематизированные сведения, дающие всесторонние детальные характеристики всех водных объектов страны, на которых производились исследования до 1935 г. Данные за последующие годы, начиная с 1936 г., печатаются в более расширенной форме отдельно за каждый год и носят название ежегодников. Составлением ежегодников занимаются местные Управления гидрометеорологической службы.

### ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 5

#### А. На русском языке

По общему списку — 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8.

1. А. Д. Дубах, Материалы по вопросам прудовой техники, Л. 1928.
2. Б. Д. Зайков и С. Ю. Белинков, Средний многолетний сток рек СССР, „Труды ГГИ“, вып. II, Гидрометиздат, 1937.
3. Б. Д. Зайков. Карта среднего годового стока Европы, „Труды ГГИ“, вып. VI, Гидрометиздат, 1938.
4. Б. Д. Зайков и С. Ю. Белинков, Нормы годового стока, погрешность ее и введение коротких рядов к длинным, „Исследования рек СССР“, вып. VIII, Гидрометиздат, 1936.
5. Б. Д. Зайков, К расчету катастрофических расходов воды при наличии длинного ряда наблюдений, „Исследования рек СССР“, вып. VIII, Гидрометиздат, 1936.
6. А. А. Каминский и Е. С. Рубинштейн, Климатический справочник по СССР, изд. ГГО, Л. 1932.
7. А. А. Каминский, Климат Союза советских социалистических республик, Л. 1932.
8. С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель, Расчеты речного стока, Госстройиздат, ОНТИ, 1934.
9. П. С. Кузин, График испарения с поверхности речного бассейна и его применение к расчету среднего многолетнего стока, „Записки ГГИ“, Л. 1934.
10. П. С. Кузин, Карта испарения с поверхности речных бассейнов и водный баланс европейской части СССР, „Известия ГГИ“ № 68, Л. 1934.
11. Б. В. Поляков, Исследование коэффициентов шероховатости русел и пойм равнинных рек. Проблемы Волго—Каспия, т. II, Академия наук, Л. 1934.
12. Б. В. Поляков, Расчет русел и пойм по методу гидравлических модулей, Сборник Нижневолгопроекта № 2, ОНТИ, М. 1935.
13. Б. В. Поляков, Гидрологические исследования Нижней Волги, Стройиздат, 1938.
14. Т. П. Преображенский, Из результатов наблюдений над поверхностным стоком талых вод в 1926/27 г. на Валуийской мелиоративной станции. Материалы по опытно-мелиоративному делу, т. III, 1929.
15. С. П. Рыбкин, Таблица Фостера, „Метеорология и гидрология“ № 1, 1938.
16. Д. К. Соколовский, Применение кривых вероятностей к расчетам годового и максимального стока, Госэнергоиздат, 1934.
17. Д. Л. Соколовский, Применение кривых распределения к установлению вероятных колебаний годового стока рек европейской части СССР, Гостехиздат, Л. 1933.
18. Д. Л. Соколовский, Нормы максимального стока весенних паводков СССР и методы их расчета, Гидрометиздат, 1937.
19. М. Э. Шевелев, Коэффициент вариации годового речного стока, как функция некоторых климатических и гидрологических параметров, „Гидротехническое строительство“, 1934.

#### Б. Иностранная

По общему списку — 4, 5.

1. P. Alden Foster, Theoretical Frequency Curves and their Application to engineering Problems, „Proceedings Am. Soc. Civ. Eng.“, May 1933.
2. K. Ω. Goodrich, Straight Line Piossing of skew frequency data, Proceedings Am. Soc. Civ. Eng.“, 1926.
3. Allen Hazen, Storage to be Provided in Impounding Reservoirs for Municipal Water Supply, „Transaction of the American Society of Civil Engineers“, vol. LXXVII, 1917.
4. P. V. Hodger, Record Floods in Colorado, Wyoming and Arizona Formulized. „ENR“ 10, август 1933.
5. C. Rohwer, Evaporation from free water surfaces, 1931.
6. L. K. Scherman, Stream flow from rainfall by the unit — graph method, „Eng. News. Record“, vol. 118, 1932.
7. W. G. Spillman, Der natürliche Wasserhaushalt im Aaregebiet, „W. u. W.“ № 3, 1935.
8. „Proceedings of the Am. Soc. of Civ. Eng.“, 1933.

## НАНОСЫ И ТВЕРДЫЙ СТОК

### § 1. РАБОТА ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА

Сток воды по поверхности земли, происходящий в силу законов тяжести, обладает энергией, т. е. способностью производить работу. Величина этой работы пропорциональна количеству стекающей воды и падению местности.

Одна часть этой энергии тратится на трение между собой частиц жидкости, другая - на трение о земную поверхность, истирание твердых частиц земли и взвешивание их.

Ниже рассмотрим работу стока вод, направленную на смыв поверхности бассейна, перемещение разрушенных твердых частиц и прочие физико-геологические явления, предшествующие формированию речных русел.

Нагляднее всего проследить за указанными стадиями на примере реки, хотя это в одинаковой степени относится и к склонам без гидрографической сети.

В соответствии с физико-геологической деятельностью потока (глава 4) происходит и движение наносов — сток наносов вначале резко возрастает, затем рост его замедляется, и наконец к устью происходит уменьшение стока.

Таким образом работа поверхностного стока в известной своей части затрачивается на:

- 1) смыв поверхности бассейна, или эрозию;
- 2) транспорт частиц вниз по течению;
- 3) отложение, или аккумуляцию частиц.

Одновременно с транспортом частиц вниз по течению происходит истирание их или коррозия.

Все эти стадии объединяются в один общий процесс, носящий в геологии название денудации.

При выпадении осадков вода появляется на земной поверхности сначала в виде множества мелких ручейков, которые в силу закона тяжести устремляются в места, расположенные ниже. При этом вода каждой струйки прилагает свою силу к тому материалу, который встречается на пути. Вода увлекает не только все мелкие частицы, но способствует движению и более крупного материала, подмывая его. Этот род передвижения разрыхленного материала под влиянием силы воды и силы тяжести самого материала назван Пенком „смыванием“ в отличие от явления „размывания“. Последнее характеризует работу потока в своем ложе и направлено в глубину и к берегам. Первое же явление направлено во всю ширину бассейна.

Чем больше уклон реки или балки, тем больше и мутность ее. Кроме того количество наносов в потоке зависит от состояния поверхности бассейна: готовый рыхлый материал, находящийся в изобилии на пути стока атмосферных вод, способствует переносу частиц земли в значительном количестве. Так например, в сухом климате Средней Азии на склонах накапливается много рыхлого выветривающегося материала. Овраги и балки превращаются после каждого ливня в бурные потоки. Эти потоки при сильном ливне захватывают выветрившийся материал в таком изобилии, что по руслу течет грязевой поток, который захватывает на пути своего движения камни и превращается уже в грязе-каменные потоки („селевые“), вызывающие в некоторых местах опустошение в долине реки.

Состояние растительного покрова оказывает заметное влияние на смыв поверхности бассейна атмосферными водами и тем самым на мутность рек: чем лучше растительность, тем меньше мутность реки. Поэтому мутность рек с водосбором, имеющим растительный покров более редкий, значительно больше, чем для бассейнов, имеющих луга, леса и болота.

Крупную роль играют также почвенные условия: южные черноземы при смыве поверхности бассейна дают громадное количество очень мелких частиц, перемещающихся в реке во взвешенном состоянии. Это также приводит к тому, что южные реки более мутны, чем северные, несмотря на то, что последние находятся в областях большого поверхностного стока.

Наконец большую роль играет величина стока воды и в особенности степень его неравномерности. Это одинаково справедливо как для смыва поверхности бассейна, так и для размыва русла потока. Интенсивные ливни смывают поверхность бассейна сильнее, чем более продолжительные, но менее интенсивные. А так как сильные ливни распространены больше на юге, то и это обстоятельство влияет на большую мутность южных рек СССР.

Таким образом величина стока наносов всякой реки зависит от сочетания нижеследующих элементов, не зависящих друг от друга: 1) уклона, обусловленного рельефом местности, пересекаемой рекой; 2) степени размываемости поверхности водосборного бассейна и ложа реки; 3) величины и степени неравномерности стока.

## § 2. ТВЕРДЫЙ СТОК

Грунт, смытый с поверхности бассейна, преимущественно из района по близости к оврагам, из самого оврага или с поверхностей, имеющих большой наклон и размываемую поверхность, попадая в реку, продолжает переноситься рекой вниз к морю. При этом он распределяется до крупности фракций: большая часть илистых и глинистых очень мелких фракций, находясь непрерывно во взвешенном состоянии, движется до самого моря, где и осаждается.

Часть наносов из балочных выносов, более крупных, переносится путем донного влечения. Если поступление крупных наносов из балок в реку очень велико в сравнении с тем количеством, которое может перенести река, то против устьев балок образуются балочные выносы. Река в этом случае начинает подмывать противоположный берег, и русло реки отклоняется в противоположную сторону. Почти такое же явление имеет место и при впадении малых речек, но последние выносят в реку более мелкие наносы, чем балки и овраги, и их выносы легче смываются рекой.

Для размыва берега под влиянием балочных выносов; отложенных на противоположном берегу, необязательно, чтобы боковой приток имел горный характер и приносимые им наносы были бы камнями. Если главная река имеет менее значительные скорости, чем скорости притока, то она не в состоянии будет произвести размыв всех наносов, которые приносит боковой приток, следствием чего будет размыв берега и увеличение количества наносов.

Таким образом взвешенные наносы рек можно условно разделить на две основные категории: 1) наносы очень мелкие, продолжительно взвешенные в потоке, перемещающихся на протяжении всей реки, почти не осаждающиеся на пути или осаждающиеся очень медленно, в связи с общим уменьшением уклона и скоростей вниз по течению, и 2) наносы более крупные, непродолжительно взвешенные, принесенные отдельными балками и притоками, или происходящие вследствие местных вымывов берега и русла реки. Первая категория взвешенных наносов имеет большое физическое сродство с расходами воды в том смысле, что тонкие частицы взвешенных наносов довольно равномерно распределены по всему живому сечению потока.

Последняя категория — более крупные взвешенные наносы, переносимые периодически в виде отдельных „облаков мутности“. Эта категория наносов имеет очень большое сродство с донными наносами. Сродство это выражается прежде всего в характере движения — оно так же неравномерно, периодически связано с донными скоростями, как и движение донных наносов.

Сродство выражается еще и в том, что наносы эти переносятся преимущественно вблизи дна; при уменьшении скоростей в реке они отлагаются на дне и могут двигаться в виде донных наносов, а затем при увеличении скоростей снова превращаются во взвешенные. Это в большинстве случаев наносы средние по крупности между очень мелкими, переносимыми во взвешенном состоянии, и крупными донными наносами.

В соответствии с характером транспортирования и методом учета наносы можно условно разделить на следующие категории:

- 1) взвешенные наносы,
- 2) влекомые ко дну, или донные наносы, и

3) наносы придонного слоя (или полувзвешенные), находящиеся попеременно то в состоянии взвешенных, то влекомых по дну.

Все эти категории наносов входят в так называемый твердый сток реки, для полной характеристики которого необходимо еще знать четвертую его составляющую:

4) сток химически растворенных веществ.

Таким образом твердый сток реки может быть получен только в результате полного учета количества всех твердых частиц и тел, проносимых через данное сечение реки, включая сюда и вещества, находящиеся в растворенном состоянии.

Вопрос о количестве наносов играет решающую роль в ряде водохозяйственных мероприятий. Однако при современном состоянии гидрометрии удовлетворительные методы учета имеются только в отношении взвешенных наносов. Учет наносов двух других категорий (влекомых и полувзвешенных) находится еще в стадии предварительных опытов. Учет стока химически растворенных веществ хотя и не представляет особых трудностей, но производится в очень редких случаях; обычно же ограничиваются лишь химическим анализом двух-трех проб, но которым конечно нельзя подсчитать годового стока химически растворенных веществ.

По этой причине на большинстве рек практически изучается не весь твердый сток, а лишь сток взвешенных наносов.

В заключение приведем цифры, иллюстрирующие общую размывающую способность рек.

Если суммарный годовой расход переносимых водой взвешенных частиц, отнести к единице площади бассейна, т. е. выразить в виде высоты твердого стока (по аналогии со стоком воды), то получим такие величины среднего годовичного понижения поверхностей бассейнов в микронах:

1. Дон у Калача.....	20	5. Баксан у Кызбурун.....	450
2. Волга у г. Куйбышева	18	6. Рион у Кутаиси.....	150
3. Терек у Казбека.....	330	7. Б. Ирғиз у Клеветки.....	18
4. Судак у Миатлы.....	1 840	8. Еруслан у Красного Кута.....	50

## § 8. ВЗВЕШИВАНИЕ ЧАСТИЦ ПОТОКОМ

Нахождение частиц, обладающих значительно большим весом, чем вода во взвешенном состоянии объясняется в основном турбулентностью потока. Согласно теории турбулентного движения скорость потока в каждой его точке имеет постоянно меняющуюся величину и направление, и если это направление будет иметь равнодействующую, направленную под углом вверх, и величина ее будет достаточна для того, чтобы оказать противодействие собственному весу частицы, то последняя будет находиться во взвешенном состоянии.

Таким образом при известных условиях может существовать вертикальная составляющая, которая будет взвешивать наносы.

М. А. Великанов указывает, что эта подъемная сила оказывает большое влияние даже на неподвижно лежащую частицу. Под действием вихрей, образующихся в потоке в непосредственной близости у дна, кажущийся вес частицы уменьшается настолько, что она трогается с места.

Непосредственное вычисление взвешивающей силы представляет трудности, до сих пор еще не преодоленные.

Восходящие вихревые течения, образующиеся у дна потока и поднимающиеся затем вверх под влиянием вихревой силы, захватывают внутрь себя целые массы мелких частиц наносов и поднимают их с собой. Во время половодья можно наблюдать, как появляющиеся на поверхности реки воронки, соответствующие именно этим вихревым токам, окрашены в иные цвета вследствие сильного насыщения их поднятыми со дна наносами. При разрушении этих воронок, на поверхности сгустки наносов расходятся в окружающей массе воды.

<sup>1</sup> Приблизительно в 2,5 раза.

При исследовании движения наносов в лаборатории можно наблюдать, как лежащий на дне песок вдруг поднимается на большом протяжении и уносится водой, как дым или пыль, ветром. Подобные же облака мутности наблюдаются в естественном потоке. Донные отложения находятся в непрерывном взаимодействии с потоком в соответствии с их механическим составом.

Кроме указанного выше основного фактора необходимо указать еще на один фактор взвешивания, играющий, по-видимому, преобладающую роль при малых скоростях и чрезвычайно мелких наносах (ил); взвешивание последних объясняется еще тем наэлектризованным состоянием, в которое приходят частицы при соприкосновении их с водой.

Заряжаясь одинаковым электричеством, твердые частицы начинают отталкиваться друг от друга, что и способствует переходу их во взвешенное состояние. Этот факт был обнаружен впервые В. В. Поляковым (1930 г.), который установил, что вводимое в воду коагулирующее вещество способствует осаждению из нее взвешенных илистых частиц. Это, очевидно, может быть объяснено лишь тем, что электрический заряд частиц быстрее сходит с последних и отталкивающие силы исчезают. При этом возможны сближение и полное соприкосновение частиц.

В качестве еще одной причины, способствующей взвешиванию, кроме электризации частиц, необходимо указать на броуново движение, которое объясняется, как известно, ударами молекул окружающей среды о взвешенные в ней частицы и начинает влиять на частицы, меньшие 4  $\mu$ . Последними двумя причинами объясняется чрезвычайно длительное нахождение мелких наносов во взвешенном состоянии в совершенно спокойной воде (два месяца и больше).

Распределение мутности по живому сечению потока. Под мутностью подразумевается характеристика степени насыщенности потока наносами; наиболее удобным и практически легко сравнимым с другими реками является обозначение мутности в граммах на 1 м<sup>3</sup> воды. В большинстве рек наблюдается небольшое увеличение мутности ко дну. При этом чем наносы мельче, тем они равномернее распределены в живом сечении потока.

В неустойчивых участках русла, где происходят местные вымывы русла, мутность распределяется неравномерно.

Обширные и длительные исследования, произведенные на перекатах Волги, установили громадные пределы колебаний мутности по живому сечению; резкое увеличение насыщенности реки наблюдается в некоторых местах потока, чаще всего у дна, но иногда и в средней части потока. Особенно большие колебания наблюдались в самую высокую воду в суженном участке реки у г. Куйбышева в 1926 г. Здесь происходили значительные местные вымывы русла, поэтому и наблюдалась большая насыщенность потока в придонном слое. Отношение мутности на поверхности к мутности у дна достигало величины 1 : 1 000, совершенно непохожей на ту, которая получена на других реках. Указанный пример представляет и для Волги исключение, но величина отношения 1 : 100 здесь встречается довольно часто. Увеличение количества наносов ко дну происходит главным образом за счет крупных частиц.

Однако такое неравномерное (жильное) распределение наблюдается только в местах, подверженных большим переформированиям, например на перекатах. Вообще же наблюдается значительно более равномерное распределение мутности в живом сечении потока, причем мутность у поверхности меньше и у дна больше.

По ширине реки мутность несколько возрастает к середине.

Распределение наносов по длине реки. В полном соответствии с описанной в гл. 4 схемой формирования продольного профиля реки происходит распределение стока наносов по длине реки. В верхней части реки наблюдается значительное увеличение общего годового стока наносов; в том месте, где начинаются отложения конуса выноса, сток наносов уменьшается. Поэтому реки в среднем течении имеют обычно наибольшее количество наносов. Это количество постепенно уменьшается к устью в связи с уменьшением уклона. Для таких рек и мутность по мере приближения к устью должна уменьшаться вследствие того, что наносы частично откладываются на пойме.

Впадение притока в главную реку часто влечет увеличение мутности и накопление наносов. Обычно в русле после впадения каждого более крупного притока имеются отложения наносов,

#### § 4. ВЛЕЧЕНИЕ ДОННЫХ НАНОСОВ

Для установления скорости воды, при которой твердая частица, лежащая на дне потока, выйдет из состояния равновесия и начнет двигаться, представим себе для простоты, что частица имеет форму куба со стороной  $d$  и лежит на горизонтальной плоскости дна отдельно от других частиц. Сдвиг частицы произойдет тогда, когда будет иметь место равенство удерживающего и опрокидывающего моментов.

Принимаем следующие обозначения:

- $d$ —сторона куба;
- $v$ —скорость, действующая на грань куба;
- $g$ —ускорение силы тяжести;
- $\gamma$ —объемный вес воды;
- $\gamma'$ —объемный вес твердой частицы;
- $k$ —коэффициент, зависящий от формы частицы;
- $f$ —коэффициент трения.

Давление на частицу будет равно:

$$\gamma k d^3 \frac{v^2}{2g}.$$

Момент вращения вокруг ребра:

$$\gamma k d^3 \frac{v^2}{2g} \cdot \frac{d}{2}.$$

Удерживающий момент:

$$d^3 (\gamma' - \gamma) \frac{d}{2} f$$

или

$$k \gamma d^3 \frac{v^2}{2g} = (\gamma' - \gamma) d^4 f. \quad (222)$$

Откуда:

$$v = \sqrt{\frac{(\gamma' - \gamma) f}{k \gamma} 2gd} = a \sqrt{d}, \quad (223)$$

т. е. линейные размеры тела, пропорциональны квадрату скорости, а так как веса тел пропорциональны кубу линейных размеров, то вес тела пропорционален шестой степени скорости.

Это выражение, полученное на основании известного закона Эри, указывает на определенную связь между данной скоростью и размером самых крупных фракций, которые могут быть сдвинуты при наличии этих скоростей. Закон подтверждается рядом наблюдений. Эмпирическим путем получен ряд формул типа  $v = a \sqrt{d}$ , где коэффициент  $a$  колеблется от 3,16 до 5,0.

Соотношения, полученные по закону Эри, справедливы только для очень крупных фракций. Для мелких частиц, как указывает М. А. Великанов, необходимо отказаться от теоретического анализа и искать решение экспериментальным путем.

Исследования, произведенные в Кучинской лаборатории в 1928 г. М. А. Великановым, дали возможность установить для фракций от 0,1 до 5 мм уравнение вида:

$$\frac{v^2}{gd} = \alpha + \frac{\beta}{d}, \quad (224)$$

где  $\beta = 6$  мм и  $\alpha = 14$  (безразмерное число),

$$\frac{v^2}{gd} = 14 + \frac{6}{d} \quad (\text{в мм}). \quad (225)$$

Для частиц крупных размеров второе слагаемое правой части уравнения очень мало и, пренебрегая им, М. А. Великанов получил закон Эри в виде:

$$\frac{v^2}{gd} = 14. \quad (226)$$

В природе влечение наносов по дну значительно сложнее, чем в приведенной выше схеме: частица при своем движении встречает препятствия и лежит как бы в некотором углублении, дно реки не горизонтально, форма частицы имеет округленную форму и т. д.

При одних и тех же скоростях размыв данной породы, из которой сложено русло, происходит тем быстрее, чем меньше глубина потока. Это происходит вследствие того, что действующая на дно размывающая сила потока уменьшается с увеличением глубины (при постоянной скорости потока).

Для суждения о возможности перемещения наносов можно пользоваться нормами о допускаемых неразмывающих скоростях Гидроэнергодоекта 1938 г. (табл. 39).

Таблица 39

**Нормы Гидроэнергодоекта о допускаемых неразмывающих скоростях**

№ п/п	Наименование однородных несвязных грунтов	Размеры частиц грунта в мм от до	Допускаемые средние скорости в м/сек при средней глубине потока			
			0,4 м	1,0 м	2,0 м	3 м и более
1	Пыль и ил . . . . .	0,005—0,05	0,12—0,17	0,15—0,21	0,17—0,24	0,19—0,26
2	Песок мелкий . . . . .	0,05—0,25	0,17—0,27	0,21—0,32	0,24—0,37	0,26—0,40
3	” средний . . . . .	0,25—1,0	0,27—0,47	0,32—0,57	0,37—0,65	0,40—0,70
4	” крупный . . . . .	1,0—2,5	0,47—0,53	0,57—0,65	0,65—0,75	0,70—0,80
5	Гравий мелкий . . . . .	2,5—5,0	0,53—0,65	0,65—0,80	0,75—0,90	0,80—0,95
6	” средний . . . . .	5—10	0,65—0,80	0,80—1,0	0,90—1,1	0,95—1,2
7	” крупный . . . . .	10—15	0,80—0,95	1,0—1,2	1,1—1,3	1,2—1,4
8	Галька мелкая . . . . .	15—25	0,95—1,2	1,2—1,4	1,3—1,6	1,4—1,8
9	” средняя . . . . .	25—40	1,2—1,5	1,4—1,8	1,6—2,1	1,8—2,2
10	” крупная . . . . .	40—75	1,5—2,0	1,8—2,4	2,1—2,8	2,2—3,0
11	Булыжные мелкий . . . . .	75—100	2,0—2,3	2,4—2,8	2,8—3,2	3,0—3,4
12	” средний . . . . .	100—150	2,3—2,8	2,8—3,4	3,2—3,9	3,4—4,2
13	” крупный . . . . .	150—200	2,8—3,2	3,4—3,9	3,9—4,5	4,2—4,9
14	Валуны . . . . .	Более 200	Более 3,2	Более 3,9	Более 4,5	Более 4,9

Так как дно обычно состоит из частиц различного диаметра, то при возрастании скорости (при паводке) сначала начинают двигаться самые мелкие частицы, потом все более и более крупные.

Для наносов различной крупности в настоящее время нет надежных зависимостей, по которым можно было бы определить размывающие скорости, поэтому приходится определять их путем постановки полевых исследований. Однако ввиду трудности фиксации в полевых условиях момента трогания частиц с места (которым определяется величина размывающих скоростей), Шоклич и И. И. Леви рекомендуют определить момент начала размыва следующим образом: опытным путем устанавливается связь между расходом наносов и скоростью, далее эта зависимость экстраполируется до величины расхода, равной нулю; скорость, которая соответствует этому расходу, и является размывающей.

Наносы, передвигаемые вниз по реке, от действия взаимного трения должны непрерывно истираться; это сказывается с полной очевидностью например в том, что вверху реки, т. е. в первой стадии эрозии, частицы наносов всегда, как правило, крупнее, чем в среднем и нижнем течении той же реки. М. А. Великанов приводит соображения Штернберга, который принял весьма вероятное допущение, что истирание частиц наноса пропорционально силе трения между частицами, а последняя в свою очередь пропорциональна среднему весу частицы.

Это допущение непосредственно приводит к дифференциальному уравнению следующего вида:

$$\frac{dP}{dx} = -C\varphi P, \quad (227)$$

где  $P$ —вес частицы;  
 $\varphi$ —коэффициент трения и формы;  
 $C$ —постоянная;  
 $x$ —расстояние влечения.

Интегрируя это уравнение, получим:

$$P = P_0 e^{-C\varphi x}, \quad (228)$$

или, переводя в диаметры и считая вес пропорциональным кубу среднего диаметра, получим то же уравнение в виде:

$$d = d_0 e^{-ax}, \quad \text{где } a = \frac{C\varphi}{3}. \quad (229)$$

Это и есть уравнение Штернберга.

Далее по инициативе Шоклича вводится отношение среднего размера частицы к величине километрического падения реки:

$$\eta = \frac{d}{h}, \quad (230)$$

в результате чего предыдущее уравнение преобразовывается к виду:

$$h\eta = h_0 \eta_0 e^{-ax}. \quad (231)$$

Приведенное отношение было гораздо ранее Шоклича дано Лохтиным и названо им „коэффициентом устойчивости речного русла“.

Шоклич предложил установить различие между „силой влечения“ и „силой, действующей на дно“, причем эти обе силы по его мнению равны только при весьма широком русле.

В гидрологии имеется очень много формул, характеризующих те или иные элементы влечения донных наносов, большинство из них получено в лабораторной обстановке из опытов над фракциями определенной крупности. Следует указать, что лабораторные данные не характеризуют условий влечения наносов в естественных потоках в силу того, что обычно в лаборатории очень ограничена глубина лотка, которая оказывает существенное влияние (что видно из табл. 39). Не менее важным является еще и следующее обстоятельство: в естественном потоке крупные зерна песка одинаковой крупности встречаются очень редко, между тем в лаборатории пользуются преимущественно песком определенной крупности, степень же заиленности наносов играет решающую роль в момент отрыва наносов от дна, т. е. начала донного влечения. Поэтому для практических целей следует пользоваться формулами, получившими поверку в полевых условиях. Однако ввиду того что условия одной реки бывают очень не похожи на условия другой, и эти формулы дают очень неточные результаты.

Среди формул, получивших значительное распространение, необходимо упомянуть формулу Шоклича, которая имеет следующий вид:

$$G = \varphi I^2 \Sigma (Q - Q_0), \quad (232)$$

где  $G$ —расход донных наносов;  
 $I$ —уклон;  
 $Q$ —данный расход воды;  
 $Q_0$ —расход воды, при котором начинается донное влечение;  
 $\varphi$ —коэффициент пропорциональности.

По последним американским исследованиям (Мак-Донгаль) установлено, что формула Шоклича неточна.

Для определения расхода влекомых наносов Г. В. Лопатин на основании изучения полевых данных (по пяти створам на Волге, по трем створам р. Луги, а также по рекам Дону, Кемке, Куре и Мологе) дал следующую зависимость:

$$G = \frac{1,39 \cdot 10^6 \cdot I^{1,32} (v_{cp} - v_0)}{d_{cp}^{0,32}} B_0, \quad (233)$$

где  $G$  — расход влекомых наносов в г/сек;

$B_0$  — часть ширины русла, соответствующая наибольшей интенсивности движения наносов в м;

$I$  — уклон потока;

$d_{cp}$  — средняя крупность наносов по поперечному профилю в мм;

$v_{cp}$  — средняя скорость течения потока в м/сек;

$v_0$  — скорость течения, при которой начинается движение наноса, в м/сек.

В настоящее время вопрос об учете стока донных наносов находится в новой фазе. Многочисленные лабораторные исследования установили, что в самом начале влечения происходят группировка и нагромождение отдельных частиц приблизительно через равные интервалы. В дальнейшем этот процесс все усиливается и на дне потока образуются песчаные волны. Явление имеет весьма общий характер, и за очень редкими исключениями передвижение донных наносов всегда происходит в виде движения песчаных волн. Попутно отметим, что то же имеет место и в пустынях при передвижении песка под влиянием ветра.

Образование волн на поверхности дна объясняется общей тенденцией всех плоскостей, образуемых сыпучим телом, под влиянием турбулентного потока (водного или воздушного) превращаться в волнообразную. Например на гладком снежном покрове под влиянием ветра образуются правильные валики снега, если снег не смерзся и имеет структуры сыпучего тела. Наблюдения над движением песчаных дюн установили, что песок перемещается посредством несимметричных волн, имеющих угол передней грани около  $8-12^\circ$ , а задней —  $28-30^\circ$ . При этом общий характер перемещения различен для случаев, когда в данном месте происходит накопление или уменьшение общей массы наносов. Наклон песчаных волн на дне реки более пологий, чем в дюнах.

Общий характер перемещений наносов в отдельных частях волны очень сложен; скорее всего движутся наносы на гребне, на гребне образуется валец, вследствие чего здесь имеет место перемещение наносов, противоположное общему направлению движения потока.

Экснер первый дал математическую интерпретацию движения песчаных волн.

Дальнейшие исследования произведены Диконом, Швейковским, Минским и др.

Вопрос о движении песчаной волны помимо теоретического имеет и очень большое практическое значение. Дело в том, что измерение твердого донного стока встречает огромные технические трудности. Между тем, если принять, что движение наносов по дну всегда осуществляется в виде движения песчаных волн и принять в первом приближении форму волны за треугольник, что не очень далеко от действительности, можно получить очень простое выражение

для твердого стока в виде  $\frac{hv}{2}$ , где  $h$  — высота волны,  $v$  — скорость движения гребня.

Таким образом, если получить зависимость между скоростями гребня и скоростями потока, между высотой волны и основными гидравлическими элементами потока, а также зависимости этих величин от диаметра частиц, то определение твердого стока для влекомых наносов возможно будет сделать простым вычислением.

Полученные закономерности в настоящее время еще не получили проверки в натуре, поэтому пока еще нельзя пользоваться ими для практических расчетов.

## § 5. ДЕФОРМАЦИЯ РЕЧНОГО РУСЛА

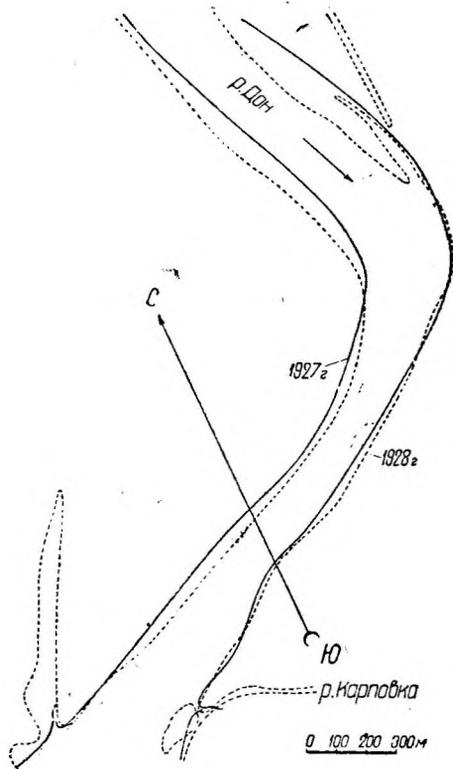
Процесс переноса твердых частиц является тем более интенсивным, чем больше скорость потока, поэтому совершенно ясно, что в формировании русла большую роль должны играть паводки и половодья. В период установившегося

течения — в летний межень, а также зимой изменение русла происходит гораздо медленнее. В связи с тем, что скорость зависит от уклона реки с большим уклоном, при прочих равных условиях должны иметь более интенсивные деформации русла, чем реки с пологим уклоном. С другой стороны, интенсивность деформации зависит также от размера частиц грунта ложа, и в этом отношении река с более крутым уклоном ложа, но с большим диаметром частиц, может оказаться по интенсивности деформации эквивалентной реке меньшего уклона и с соответственно меньшим размером частиц.

В. М. Лохтин, исходя из того, что чем крупнее частицы ложа или чем меньше падение реки, тем русло относительно менее деформируется, принял отношение  $d : h$ , где  $d$  — средний диаметр зерен,  $h$  — падение на 1 км (то и другое в одинаковых линейных единицах), за коэффициент устойчивости русла реки. С этой точки зрения реки с большим уклоном могут быть более устойчивыми, если диаметр частиц их ложа соответственно значительно больше; например Енисей имеет средний уклон, вдвое больший, чем Волга, но ложе Енисея состоит из гальки диаметром 2—3 см и более, а ложе Волги — из песка диаметром 1—2 мм. И действительно, повторные съемки перекатов обеих рек дают картину относительно меньшей деформации на Енисее, чем на Волге. Конечно этот коэффициент не учитывает всех факторов деформации, как например влияния ледяных заторов, совершенно изменяющих конфигурацию перекатов, и т. д.

Мало того, этот коэффициент не обладает постоянством для рек с одной и той же степенью устойчивости. Характер деформации русла можно изучить при помощи повторных съемок, производимых в разное время. Сравнение этих съемок позволяет обнаружить изменения, происшедшие в период между съемками.

На фиг. 97 показаны съемки речного русла (первоначально сделанные в масштабе 1 : 5 000), произведенные на Кумовском перекате Дона в 1927 и 1928 гг. Несмотря на то, что прошел только один год, яснонаметился ход деформации русла: выпуклый берег размылся сверху и нырнул снизу, вогнутый — наоборот. Наибольшая деформация достигает 120 м.



Фиг. 97. Деформация русла р. Дона на Кумовском перекате в течение одного года.

Аналогичные передвижения русла можно проследить по многим участкам различных рек. Почти всюду пойма носит очевидные признаки перемещения ложа реки. Видимые следы старых русел, названия мест свидетельствуют, что в более или менее отдаленные времена река занимала все части дна долины на большую или меньшую ширину ее сообразно с составом дна и с режимом реки.

При поверхностном взгляде на дело сначала кажется, что ложе реки подвержено поперечным перемещениям таким образом, что кривые, по которым извивается ложе в плане, переходят попеременно с одной стороны долины на другую. Но если более детально изучить вопрос и особенно если проследить последовательность перемещений при помощи наложения планов, то можно заметить, что эти поперечные перемещения имеют второстепенный характер и что ложе реки все целиком подвержено общему движению в продольном направлении сверху вниз по течению. Именно, когда в конце более или менее продолжительного отрезка времени кривая часть русла А (фиг. 98), следуя последовательным пере-

мещениям реки, перейдет в положение  $A'$  вправо от прежнего положение русла  $A$ , тогда кривая  $B$  переместится, следуя вниз по течению в положение  $B'$ .

В описанном сложном движении речного русла кроется главная причина тех явлений, которые известны у нас в СССР под названием отхода рек от городов. Речное ложе везде отходит и возвращается снова периодически в длинные промежутки времени, но явление это замечается только в таких местах, где есть прочно установленные реперы (в виде зданий и пр.) и многолетние наблюдения, делаемые заинтересованными лицами.

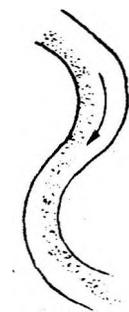
При заливании поймы происходят большие изменения в направлении струй. В это время течение спрямляет ход и направляется в соответствии не так с направлением русла, как с общим направлением речной долины.

Основная причина, в силу которой имеет место намыв гребня переката в высокую воду, находится в связи с несоответствием между весенним и меженным направлениями течений, изменением уклона и скоростей течений. Указанные выше обстоятельства приводят к тому, что при паводке и затоплении песчаных кос течение направляется через пески по более прямому пути и заносит меженное русло, которое накануне было проработано течением низких вод поперек песчаного вала переката. При подъеме уровня пески приносятся течением с вышележащего участка реки и откладываются на перекате, а затем на, спадесносятся отсюда в нижележащий плес.

Кроме того в явлении смыва и размыва переката играют роль еще некоторые поперечные течения, идущие от берега к берегу и слагающиеся с основным течением по некоторым криволинейным направлениям.

В высокую воду намывается верхняя часть переката, а затем эта масса наносов начинает двигаться вниз по течению.

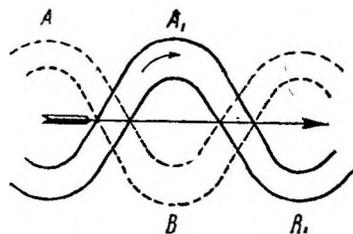
Самый характер передвижения кос перекатов изображен схематически на фиг. 99. Верховой скат переката — более пологий, по нему поднимаются вверх донные наносы; дойдя до гребня, они скатываются вниз и лежат неподвижно, пока весь низовой скат не передвинется на определенную длину и не приобретет прежнего уклона и т. д. Наклон верховой части соответствует тому предельному углу подъема, при котором еще возможно влечение донных наносов при данном значении донной скорости; уклон низового ската соответствует также предельному углу, при котором под действием донной скорости и соответственного веса частицы скатываются вниз. Отсюда ясно, что угол низового ската должен быть значительно круче угла верхового ската, как это всегда и наблюдается на реках.



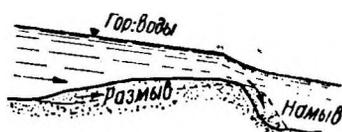
Фиг. 100. Путь донных наносов в реке (по Энгельсу).

Направления передвижения взвешенных твердых частиц должно следовать направлению отдельных взвешивающих струй, а так как в плесе это направление имеет гелисоидальный характер, то ясно, что передвижение должно иметь направление поперек потока. Лабораторными исследованиями Энгельса в точности установлено, что песок, захватываемый у вогнутого берега, откладывается частично у противоположащего выпуклого, остальная же часть откладывается на нижележащем перекате (фиг. 100).

Установлены некоторые закономерности во взаимном расположении глубин реки и ее очертаний в плане. Эти закономерности, не всегда проявляющиеся в достаточно отчетливом виде, были подмечены французским инженером Фаргом еще в прошлом столетии и были названы Фаргом законами. Сущность этих экспериментальных закономерностей формулируется следующим образом:



Фиг. 98. Продольное перемещение русла.



Фиг. 99. Схема перемещение гребня переката по продольному профилю.

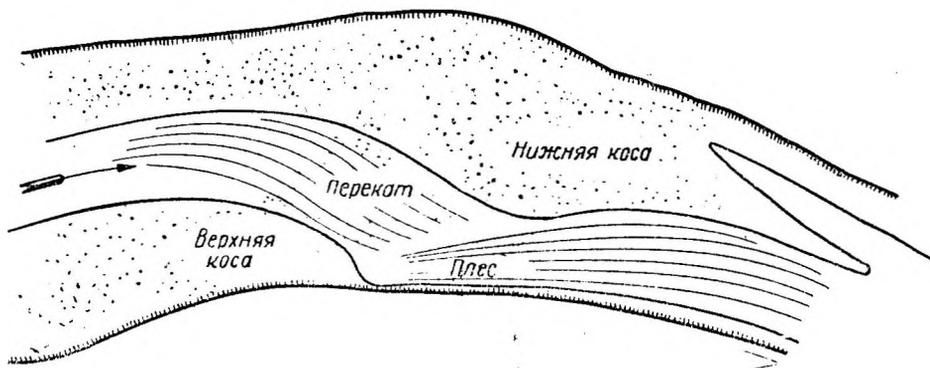
1. Самая глубокая часть плеса и самая мелкая часть переката сдвинуты то отношению к точкам наибольшей и наименьшей кривизны вниз по течению приблизительно на четверть длины (плес + перекат).

2. Плавному изменению кривизны соответствует плавное же изменение глубины; всякое резкое изменение одной влечет за собой резкое же изменение другой.

3. Чем кривизна больше, тем больше и глубина плеса.

4. С увеличением длины кривой при данной кривизне глубина сначала возрастает, а потом убывает, и существует для каждого участка реки некоторое среднее, наиболее благоприятствующее глубинам значение длины кривой.

Наносы, движущиеся в высокую воду, могут пересыпать вновь образованной косой все меженнее русло. Получается как бы песчаная плотина, которая находится в соответствии с течением весеннего потока (фиг. 100). При спаде горизонта река начинает изменять направление течения в плане, придерживаясь по мере понижения уровня все больше и больше меженного русла, и в это время образовавшаяся в высокую воду песчаная плотина начинает размываться по середине меженного русла. Однако меженнее течение является недостаточным,



**Фиг. 101. Схематический план переката с показанием направления течений в межень.**

чтобы быстро смыть все наносы, отложившиеся за паводок, и река начинает медленно промывать гребень, отлагая наносы в нижележащий плес, и в межень можно видеть остатки этой гигантской работы весенних вод в виде кос, идущих с одного на другой берег (фиг. 101), уходящих в средней части реки под воду.

По исследованиям Б. В. Полякова, произведенным в 1928 и 1929 гг. на ряде донских перекатов, обнаруживается следующая картина: наибольшая изменчивость донских перекатов приурочивается ко времени прохода весеннего половодья, причем обычно повышению горизонтов воды отвечает поднятие гребня переката, слегка сдвинутое по времени в сторону спада уровней; правда, иногда, весьма редко, при повышении уровней констатированы и размывы перекатов; нарастание гребней перекатов происходит тем интенсивнее, чем выше весеннее половодье; этому нарастанию обычно отвечает довольно значительное уменьшение уклона поверхности воды на перекатах. Величины этих нарастаний гребней могут достигать 3 м и даже более. Наибольшие понижения гребней перекатов зарегистрированы в зимние периоды.

## **§ 6. РАСЧЕТ ЗАИЛЕНИЯ ВОДОХРАНИЛИЩ**

1. Общие данные. Режим водохранилища значительно отличается от бытового гидрологического режима того участка реки, на котором устроено это водохранилище. Изменению подвержен ряд гидрологических элементов, в частности и режим наносов. Наносы, которые до сооружения водохранилища переносились беспрепятственно вниз по течению, будут откладываться в бьефе водохранилища. Отложение это будет полное или частичное в зависимости от характера наносов, скоростного режима и длины водохранилища. Наибольшее количество наносов, и притом наиболее крупные фракции, откладываются обычно в верхней части

водохранилища, за ним отлагаются следующие по крупности и т. д. В глубокой части откладываются обыкновенно наиболее мелкие фракции из принесенных рекой, а также насосы, которые попали в реку от разрушения берегов при перестроении их после устройства водохранилища. Таким образом заилиние происходит не только под влиянием наносов, принесенных рекой сверху, но и под влиянием наносов, происходящих от подмыва берегов, а также некоторых других дополнительных факторов заилиния.

Недостаточная изученность стока наносов приводила к тому, что ряд сооружений был построен или без учета заилиния, или по неверным данным. Это привело к быстрому заполнению водохранилищ наносами. Так, Султанбекское водохранилище на Мургабе за 15 лет занесено на 70%. Гиндукушское водохранилище полностью занесено за 13 лет. Водохранилище Ак-Су в Дагестане с бетонной плотинной высотой 12 м полностью занесено в 3 года.

Горные реки влекут очень большое количество наносов. Паводком р. Аджарис-Цхали 1936 г. в течение 1 — 1 % часа у селения того же названия было нанесено до 35 тыс. м<sup>3</sup> породы (в которой были камни значительных размеров) и одноэтажное здание кооператива было занесено до уровня крыши.

Материалы по исследованиям наносов равнинных рек чрезвычайно бедны. Между тем сток наносов небольших равнинных рек и балок достигает громадных размеров, превышающих иногда сток наносов горных рек, вследствие чего постройка водохранилищ на таких реках может привести к быстрому их заилинию. Особенно значительные отложения можно ожидать в случае распашки больших новых площадей целины.

Штеровское водохранилище на р. Миус (Донбасс) за 5 лет заилено на 85%. Из 489 водохранилищ, обследованных в южном Заволжье, оказалось: 2 водохранилища заиленными полностью; 3 — слоем высотой 2 м; 11 — слоем в 1,5 м; 59 — слоем в 1 м, а остальные на меньшую высоту.

Аналогичное значительное заилиние отмечается на ряде прудов Орджоникидзевского края, где по данным Ф. О. Зитта имеются районы, в которых срок службы прудов достигает 4—5 лет (Курсавский район).

Для расчета заилиния необходимо:

- а) определить величину стока взвешенных и донных наносов;
- б) учесть дополнительные факторы, способствующие заилинию;
- в) установить величину объемного веса наносов, которые будут отлагаться в водохранилище;
- г) установить характер отложения наносов в водохранилище;
- д) установить срок заилиния водохранилища.

Заилиние больших водохранилищ, проектируемых на судоходных реках (например волжских водохранилищ), произойдет в очень большой срок, но здесь появляется другое затруднение — некоторые повышения гребней перекатов в районе выклинивания подпора, которые повлекут за собой в первый год эксплуатации водохранилища уменьшение судоходных глубин, если эта часть водохранилища не будет обеспечена соответствующими землечерпательными средствами.

Прогноз явлений, которые должны иметь место в подобных условиях, дан в работе Б. В. Полякова<sup>1</sup>.

2. Определение количества наносов. Если имеются данные за несколько лет о годовом стоке взвешенных наносов, то нужно определить количество наносов, приходящееся для среднего года. Изученность стока наносов как у нас, так и за границей настолько небольшая, что проектировщик никогда не имеет в своем распоряжении ряда данных за такой период, который позволил бы определить средний многолетний сток наносов (норму) как среднее арифметическое (подобно тому, как это делается при определении нормы осадков, стока и пр.). В лучшем случае при проектировании имеются данные о стоке за 1—3 года, которые нужно привести к норме. Часто однако совершенно отсутствуют данные о стоке наносов. Последний случай рассматривается в дальнейшем изложении, здесь же приводятся соображения о приближенном определении средней многолетней

<sup>1</sup> Б. В. Поляков, Изменение режима наносов и перекатов в связи с постройкой волжских плотин, — „Известия НИИГ“, вып. IX, 1934.

величины стока наносов при наличии данных непосредственных измерений. При расчете заилиения необходимо иметь в виду, что имеющиеся данные о годовом стоке, основанные на непосредственных измерениях, в большинстве случаев дают преуменьшенные цифры годового стока наносов вследствие несовершенства применяющихся на практике приемов учета (пропуск периодов, в течение которых проходит наибольшее количество наносов, неучет наносов придонного слоя и недостаточная изученность стока влекомых по дну наносов и пр.).

Основываясь на том, что часто существует связь между годовым стоком воды и взвешенных наносов, можно по водности лет, за которые имеются данные о годовом стоке наносов, определить количество годовых наносов, приходящееся для среднего года.

Действительно, имея ряд по стоку воды  $y_1, y_2, y_3$  и нормы  $y_0$  и данные о годовом стоке наносов за один какой-нибудь год, например предпоследний  $R_{n-1}$  можно норму стока взвешенных наносов  $R_0$  определить приближенно, если  $y_{n-1}$  мало отличается от средней по стоку года, из следующей пропорции:

$$\frac{R_{n-1}}{y_{n-1}} \approx \frac{R_0}{y_0} \text{ или } R_0 \approx \frac{y_0 R_{n-1}}{y_{n-1}}. \quad (234)$$

Однако такой прием расчета<sup>1</sup> является грубым, если данный год значительно отличается от нормы, в связи с тем, что связь между стоком воды и отком наносов не является прямолинейной: средняя годовая мутность растет по мере увеличения стока воды, между тем в написанной выше пропорции допущено равенство ежегодных мутностей, чего в действительности не бывает. Коэффициент вариации наносов всегда больше вариации стока воды. На основании имеющихся немногочисленных данных о величине коэффициента вариации наносов  $C_v'$  можно принять, что

$$C_v' = 1,7 C_v, \quad (235)$$

где  $C_v$  — коэффициент вариации годовых объемов стока воды.

Пользуясь этим соотношением и принимая, как обычно для неисследованных объектов,  $C_s' = 2C_v'$ , можно построить кривую обеспеченности стока взвешенных наносов.

Принимая обеспеченность стока наносов данного года (по которому имеются данные о стоке наносов) ту же, что и обеспеченность стока воды, можем определить модульный коэффициент стока наносов данного календарного года  $R_i'$  (как в методе Г. П. Иванова, пользуясь двумя совмещенными кривыми обе обеспеченности). Далее, ввиду того что известен годовой сток наносов этого года  $R_p$ , получим норму

$$R_0 = \frac{R_i}{R_i'}. \quad (236)$$

Если имеются данные о стоке наносов за несколько лет, то норму можно вычислить по связи между модульными коэффициентами стока воды и стока наносов. По данным Г. В. Лопатина эта связь прямолинейная.

При очень коротком периоде наблюдений (например 2 года) возможно построение связей по месячным или даже декадным данным.

Если данные о стоке наносов имеются за 7—10 лет, то приведение коротких рядов наблюдений за стоком наносов к длительному ряду наблюдений за стоком воды можно произвести при помощи графической связи между годовыми стоками воды и наносов. Для большего обоснования и исключения субъективизма лучше пользоваться коррелятивной зависимостью между теми же величинами, или кривыми обеспеченности и связью модульных коэффициентов для одних и тех же годов подобно описанному выше.

<sup>1</sup> Подобная операция, называемая приводкой к многолетнему ряду, широко применяется в метеорологии и в гидрологии, но только при этом обычно пользуются несколькими годами.

Если данные, основанные на непосредственных измерениях стока наносов, отсутствуют, то расчет возможна произвести по методам, которые дают еще более приближенные результаты. К числу этих методов надо отнести:

- 1) расчет по аналогии с соседними изученными в данном отношении реками;
- 2) расчет по аналогии с данными о заилении соседних водохранилищ и прудов;
- 3) расчет по эмпирическим формулам.

При выборе аналога для данного неисследованного объекта (соседней изученной реки или пруда, по которым имеются данные о заилении) необходимо убедиться в подобии физико-географических условий неисследованной реки и аналога; главным образом это подобие должно заключаться в однообразии климата и состояния поверхности бассейна: почв, степени их обработки (распаханное поле создает эрозию почв, в несколько раз большую, чем целина), характера растительного покрова. Различие продольных уклонов данной реки и аналога могут быть учтены приводимой ниже приближенной эмпирической формулой. Большую помощь для учета заиления могут оказать экспедиционные исследования, во время которых путем бурения и шурфования определяются: 1) общий объем и площадь заиления, 2) срок службы водохранилища (а по этим данным — объем ежегодных отложений), а также величина объемного веса отложений наносов и характер их распределения по длине водохранилища.

На основании анализа фактического материала по 36 рекам Б. В. Поляков доказал существование пропорциональности между эрозией и продольными уклонами, которая может выразиться следующей простой формулой, устанавливающей связь между средней годовой мутностью  $\Delta$  и уклоном  $I$ :

$$\Delta g/m^3 = \alpha I \cdot 10^6 \quad (237)$$

Пропорциональность мутности и среднего уклона, наблюдаемая при эрозии почв, доказана специальными исследованиями, которые произвели Дюли, Вольнье, М. Вильгельм и др. В этих исследованиях получено, что мутность пропорциональна первой степени уклона.

Чем больше коэффициент  $\alpha$ , тем больше мутность реки. Значениями этих коэффициентов можно характеризовать почвы и породы бассейна (в отношении их смываемости), а также сток наносов рек. Величина  $\alpha$  колеблется в довольно больших пределах — примерно от 0,5 до 8. Для бассейнов центральной части  $\alpha$  составляет в среднем величину 2—4, однако в отдельных небольших реках может достигать больших значений. Горные реки имеют обычно невысокое значение  $\alpha$ , однако и здесь некоторые бассейны в зависимости от состояния почв и растительности могут дать большую мутность.

В отдельных небольших бассейнах может наблюдаться громадный смыв поверхности бассейна. Так, в Средней Азии в течение одного лета смывается до 0,3 см почвенного слоя при уклоне  $20^\circ$ , а при уклоне свыше  $45^\circ$  смыв утраивается. То же относится к оврагам и балкам Степной полосы.

Коэффициент  $\alpha$  различен для разных типов бассейнов рек в отношении подверженности бассейнов смыву. Все бассейны, видимо, можно разделить на известные классы эрозии, например: 1) сильно размываемые ( $\alpha$  от 8 до 6); 2) умеренно размываемые ( $\alpha$  от 6 до 4); 3) средне размываемые ( $\alpha$  от 4 до 2); 4) слабо размываемые ( $\alpha$  от 2 до 1); 5) очень слабо размываемые ( $\alpha$  меньше единицы).

Для любого пункта в зависимости от того, к какому классу эрозии можно отнести бассейн данной реки, может быть найдена средняя годовая мутность по формуле (237).

Имея же данные о величине многолетнего модуля стока воды  $M_0$  и величине водосборного бассейна  $F$ , можно получить величину годового стока взвешенных наносов, выраженную в уравнении 238 в весовых единицах:

$$P = \Delta M_0 F S. \quad (238)$$

Пример определения величины  $P$  приведен ниже.

**3. Дополнительные факторы заиления.** Кроме наносов, приносимых рекой сверху, имеется еще ряд факторов, способствующих заилению. К их числу надо отнести:

- 1) наносы, которые происходят от подмыва берегов;
- 2) оползни, которые могут получиться в результате создания новых уровней грунтовых вод при подпоре;
- 3) отложения, которые получаются от зарастания водоемов растениями в прибрежной зоне и самом водоеме (водоросли), а также отложения отмерших различных водяных животных, в особенности их микроскопических форм (зоопланктон);
- 4) эоловые отложения, т. е. заиление, которое происходит в результате переноса твердых частиц воздухом.

Первый из этих факторов является наиболее существенным.

Для подсчета количества наносов, происходящих от подмыва берегов, необходимо составить ряд поперечных профилей речной долины, в которой проектируется водохранилище, и нанести на них положение подпорного горизонта. Учитывая форму существующих береговых площадок при бытовом режиме и принимая во внимание геологическое строение берегов, можно наметить на профиле положение будущих устойчивых берегов водохранилища. По этим данным подсчитывается объем от обрушения берегов. Подобный подсчет для Камышинского водохранилища дал кубатуру в 1 млрд. м<sup>3</sup>.

#### 4. Определение объема наносов, отложившихся в водохранилище.

Перевод величины  $P$  из весовой в объемную обычно очень затруднителен ввиду чрезвычайно резких колебаний величины объемного веса наносов, оседающих в воде, в случае если наносы имеют очень мелкие фракции. По исследованиям Б. В. Полякова объемный вес мелких взвешенных наносов изменяется в зависимости от крупности частиц, при этом чем крупность частиц меньше, тем меньше их объемный вес. Расчетную величину объемного веса можно принимать в пределах от 500 до 1 000 кг/м<sup>3</sup>. Если в действительности эта величина и может иметь несколько большее значение (до 1 300 кг/м<sup>3</sup>), то в связи с тем что нам неизвестен ряд других факторов, способствующих заилению водохранилищ, например зарастание водохранилища, оползни, перенос частиц ветром и пр., необходимо величину  $\gamma_1$  принимать несколько меньше действительного объемного веса, который получится после уплотнения осевших наносов.

К полученному таким образом объему

$$V_1 = \frac{P}{\gamma_1} \quad (239)$$

необходимо прибавить еще сток донных наносов, который для равнинных рек колеблется от 0,1 до 10%, а для горных рек — от 10 до 100% стока взвешенных наносов, выраженного в весовых единицах, т. е. от  $I'$ , или вес их будет:

$$\beta \cdot P,$$

где  $\beta$  — величина отношения количества донных наносов к взвешенным наносам, изменяющаяся от 0,001 до 1.

При объемном весе донных наносов  $\gamma_2$ , изменяющемся сравнительно в небольших пределах — от 1 500 до 1 800 кг/м<sup>3</sup>, объем донных наносов может быть получен:

$$V_2 = \frac{\beta P}{\gamma_2}. \quad (240)$$

Необходимо указать, что воды некоторых рек даже при малых уклонах и следовательно небольших смывах грунта с поверхностей бассейнов иногда дают довольно большую мутность, если они вытекают из болот, в особенности если на них производятся разработки торфа. Наносы этих рек обладают рыхлым строением и не оседают даже при малых скоростях потока, а, оседая, уплотняются очень медленно, создавая при этом губчатую массу большого объема.

Величина  $\beta$  — отношение стока донных наносов к стоку взвешенных — зависит от механического состава почв поверхности бассейна. Чем крупнее почвы бассейна, тем больший процент стока наносов происходит путем донного влечения. Обычно в черноземах и подзолистых почвах больше половины составляют частицы меньше 0,01 мм. Эти частицы переносятся всегда только во взве-

шенном состоянии. Более крупные фракции имеют различные проценты в общей пробе. Возможность перенесения тех или иных фракций путем донного влечения зависит от уклона и скорости потока.

В равнинных реках путем донного влечения переносятся частицы крупностью больше 0,25 мм, поэтому процент частиц этой крупности и определяет собой в этих реках сток донных наносов. Обычно этих частиц бывает не больше 10%» поэтому и сток донных наносов не превышает этого процента от стока взвешенных наносов.

5. Характер отложения наносов в водохранилище. При расчете заиления необходимо учитывать также характер отложения наносов по длине водохранилища, что представляет практический интерес, так как показывает, как происходит заиление водохранилища за счет мертвого объема или сливной призмы. В последнем случае будет иметь место уменьшение регулировочной емкости водохранилища.

Представляется важным также установить размеры наносов, которые будут уноситься из водохранилища через плотину. В запас расчета в ряде случаев считают, что все наносы останутся в бьефе плотины. Для некоторого уточнения этого явления необходимо иметь в виду, что только в том случае, если сброс воды из водохранилища отсутствует, можно ожидать осаждения всех 100% наносов, поступающих в водохранилище, в остальных же случаях наносов оседают меньше. Прямой пропорциональности между коэффициентом зарегулированности и частью годового стока наносов, оседающей в водохранилище, нет. Разработанной методики по этому вопросу еще не существует. Здесь необходимо статистически обработать скорости в водохранилище и установить условия, при которых будет происходить осаждение различных фракций наносов.

Обыкновенно отложение наносов происходит в зависимости от соотношения скоростей течения воды в водохранилище и крупности фракций наносов. Чаще всего все донные наносы задерживаются в верхней части водохранилища, и происходит образование как бы бара, наподобие образующегося при впадении рек в озера и моря.

Наиболее крупные взвешенные наносы начинают оседать по длине водохранилища вслед за осаждением донных наносов, а в самой глубокой части водохранилища оседают мелкие взвешенные частицы, приносимые рекой, а также наносы, полученные от переработки берегов. Под влиянием последней мутность Днепровского водохранилища не уменьшается вниз по длине водохранилища (как это наблюдается при отсутствии боковой эрозии, например в Ахтанизовском лимане, в который впадает один из мутных рукавов Кубани) и достигает наибольшей величины в средней части водохранилища.

В качестве примера укажем, что на Днепровском водохранилище по данным Б. В. Полякова наиболее интенсивное заиление отмечается в средней части водохранилища от Лоцманской Каменки до Возвига. Аккумуляция наносов в районе выклинивания не является постоянной и подобно бытовому руслу она сменяется здесь иногда эрозией. Подобие это однако не является полным, так как здесь перекаты размываются в межень на меньшую величину.

Между величиной средней скорости и площадью заиления данного профиля существует очень отдаленная связь, так как взвешенные наносы оседают на дно раньше, чем скорости достигнут своего минимума. Кроме того крупную роль в заилении играют местные наносы, которые происходят от эрозии берегов.

Интересно проследить процентное соотношение площади заиления данного створа к общей его площади. Заиление учтено только то, которое отмечено на протяжении периода исследования: апрель — сентябрь 1935 г. (табл. 40).

Из табл. 40 видно, что наибольшее изменение в площади живого сечения происходит на перекатах района выклинивания подпора (Карнауховка), далее наблюдается устойчивый участок, и затем заиление начинает расти.

Этот рост по абсолютной величине достигает своего максимума. Отложения в нижней части водохранилища представляют собой рыхлую коллоидальную массу, полувзвешенную в придонном слое. В этой массе тонет не только промерный лоток, но и плоский батометр для донных наносов, который при опускании его на дно оказывается полностью заполнен тончайшими илистыми

№ п/п	Наименование створа	% заиления	№ п/п	Наименование створа	% заиления
1	Сошеновка . . . . .	4	6	Ямбург . . . . .	8
2	Карнауховка . . . . .	15	7	Звенецкое . . . . .	6
3	Сухачовка . . . . .	1	8	Войсковое . . . . .	3
4	Диевка . . . . .	0	9	Вознига . . . . .	6
5	Лощманская Каменка .	5	10	Н. Александровка . . .	6

рыхлыми отложениями. В некоторых случаях погружение прибора достигало 30 см, при этом особенно мощный слой отмечался в паводковых впадинах и ложбинах.

Приведенные столь высокие проценты (в среднем около 5%), отмеченные на протяжении шести месяцев, заставляют думать, что срок заиления, определенный в проекте Днепростроя в 160 лет, является преувеличенным, т. е. водохранилище будет занесено значительно раньше. Это указывает на всю важность этого вопроса и необходимость принятия ряда мер по уменьшению смыва поверхности бассейна, укреплению берегов от разрушения, борьбе с балочными выносами и пр.

**6. Установление срока заиления водохранилищ.** На основании изложенного выше в зависимости от степени изученности объекта определяется годовой сток наносов. Для неизученных рек и при отсутствии аналога определение объема наносов, приносимых в водохранилище в средний год, можно производить по следующей формуле Б. В. Полякова:

$$V = \alpha I M_0 F \cdot S \left( \frac{1}{\gamma_1} + \frac{\beta}{\gamma_2} \right), \quad (241)$$

где  $I$  — средний годовой уклон реки в данном месте;

$\alpha$  — коэффициент размываемости, характеризующий почвы или породы бассейна;

$M_0$  — модуль стока;

$F$  — площадь водосбора;

$\gamma_1$  — объемный вес взвешенных наносов;

$\gamma_2$  — объемный вес донных наносов;

$\beta$  — величина отношения количества донных наносов к взвешенным наносам и

$S$  — постоянный множитель.

Определив также  $W$  — объем отложений в год, которые произойдут от подмыва берегов и прочих дополнительных факторов заиления, можно определить  $n$  — число лет, в которое произойдет заиление. Если известен  $P$  — мертвый объем водохранилища, то срок заиления этого объема будет:

$$n = \frac{P}{V + W}. \quad (242)$$

## § 7. РАЗМЫВ РУСЛА НИЖЕ ПЛОТИНЫ

Чрезвычайно важным в эксплуатации сооружения является вопрос о размыве нижнего бьефа непосредственно за рисбермой.

В естественных условиях всякий местный размыв русла при последующих изменениях скоростного режима компенсируется донными наносами, идущими с вышележащего участка. В случае устройства плотины прекращается перемещение из выше расположенного участка донных наносов и части взвешенных. В нижний бьеф поступают только самые мелкие фракции; эти частицы, пройдя через водохранилище и не успев отложиться в нем, попадая ниже плотины в район больших скоростей, конечно не могут отложиться здесь и пополнить недостатки в наносах. Это один из немногих случаев в гидротехнике, когда эксплуатация сооружения затрудняется вследствие недостатка в наносах.

Затруднения здесь будут заключаться в том случае, если ниже плотины находится легко размываемое русло. В этих условиях необходимо принять меры к тому, чтобы скорости ниже рисбермы не превосходили размывающих скоростей. Если это не представляется возможным, то необходимо принять соответствующие меры по укреплению русла на значительном протяжении, чтобы подмыв с нижнего бьефа не угрожал устойчивости плотины. Особенно значительный размыв русла можно ожидать в случае, если русло сложено из мелкого песка.

Так, по исследованиям Б. В. Полякова на Дону, ниже Кочетовской плотины, размыв достигал 10 м.

Значительный размыв русла надо ожидать на Волге ниже плотин. Ниже Днепровской плотины на протяжении около 10 км происходит энергичный смыв песков до гранита. В проекте Камышинского узла принят смыв песка до плотного основания (опок), вследствие чего принято понижение нижнего бьефа на 0,5 м. Размыв русла ниже плотины происходит и в горных реках, если русло его сложено из песка и галечника. Такое явление наблюдается на ряде рек Кавказа (Баксан, Малка, Терек и др.). При этом в связи с значительным уклоном горных рек понижение горизонтов здесь более значительно. Так, на р. Малке наблюдается понижение в 1,35 м (1936 г.), на Алхан-Чурте — 2,8 м (1937 г.); в проекте головного сооружения Невинномысского канала на р. Кубани принято понижение уровня нижнего бьефа до 3 м. Известны случаи некоторого восстановления пониженного уровня, которое происходит под влиянием восстановления транзита насосов через плотину после частичного заиления водохранилища. Например на Малокабардинской системе (р. Терек) размыв русла нижнего бьефа по данным Д. Г. Шапошникова достигал на пятый год эксплуатации 2,62 м (1933 г.), а затем снизился до 2,30 м (1937 г.).

По исследованиям Шоклича ниже плотины Saaloch у Reichenhall за 22 года размыто русло на протяжении 10 км при наибольшей величине размыва у плотины на 3,6 м и на расстоянии 9 км — на 0,6 м. Аналогичное явление наблюдается на плотине Reggau, где русло размыто на глубину 2,30 м. Следствием этого размыва являются понижение нижнего бьефа и увеличение мощности гидростанции (если только всасывающая труба расположена с запасом на величину понижения уровня).

## § 8. ВЛИЯНИЕ РЕЧНЫХ НАНОСОВ НА РАБОТУ ТУРБИН

Крупные фракции наносов, наблюдаемые чаще всего в горных реках, равнинных реках малых бассейнов и вообще на реках с большим уклоном, влияют на работу водяных турбин, производя истирание турбинных лопаток, направляющего аппарата и увеличивая зазор между ними. Это значительно уменьшает к. п. д. турбин. Интенсивность такого вредного действия наносов зависит от расхода наносов, т. е. от мутности и расхода воды, а также от крупности фракции, от твердости наносов и наконец от напора.

До настоящего времени не накопилось такого количества наблюдений, которое позволило бы составить для каждого данного случая нахождение критической величины количества наносов, твердости породы, крупности фракций и напора.

Если в одних случаях наблюдается исправная работа турбин при наносах  $d = 0,7$  мм, то в других случаях наносы крупностью свыше 0,2 мм могут уменьшить срок службы турбин: это зависит от твердости породы. Известковые частицы и сланцевые (мягких сланцев) производят слабое истирание частей турбин, соприкасающихся с водой; частицы кварцевого песка способствуют сильному износу турбин. Обычно принято считать, что частицы наносов крупнее 0,4 мм являются предельно опасными.

Для малых гидростанций, проектируемых при водохранилищах, частицы указанной крупности и выше будут оседать в них. Таким образом здесь попадание крупных наносов и истирание турбин могут начаться только после заиления водохранилища. Для гидростанций на горных реках без водохранилища (с деривацией) необходимо устройство отстойников, чтобы не допустить попадания в турбину наносов крупнее 0,4 мм.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 6

### А. На русском языке

По общему списку 1, 3, 4, 5

1. Д. И. Абрамович, Исследование наносов реки Сулак, 1935.
2. Б. А. Аполлов и М. А. Лукашин, Практическая гидрометрия твердого стока, 1929.
3. М. А. Великанов, Исследование размывающих скоростей, 1931.
4. В. Л. Гончаров, О взвешивании наносов, ОНТИ, 1933.
5. Ж. В. Мушкетов, Физическая геология, т. II, 1926.
6. Б. В. Поляков, Исследование стока взвешенных и донных наносов, 1935.
7. Б. В. Поляков, Определение величин стока наносов в целях установления срока заиления водохранилищ, „Записка ГГИ“, т. X, 1934.
8. Б. В. Поляков, Изменение режима перекатов и наносов при постройке волжских плотин, „Известия НИИГ“, т. IX, 1934.
9. Б. В. Поляков, Заиление водохранилищ Заволжья, „Нижневолгопроект“, вып. V, ОНТИ, 1935.
10. Б. В. Поляков, Гидрологический режим водохранилищ, „Нижневолгопроект“, вып. VIII, ОНТИ, 1938.
11. М. В. Потапов, Поперечная циркуляция в открытом потоке и ее гидротехническое применение, 1936.

### Б. Иностранная

По общему списку — 1, 3, 4, 6, 7

1. П. Gravelius, Flusskunde, 1914.
2. M. Welikanow, Flussbettbewegungen und Geschiebeführung (V Hydrolog. Konfer. d. Baltisch. Staaten), 1935.
3. F. Schaffernak, Neue Grundlagen für die Berechnung der Geschiebeführung, 1922.
4. A. Schoklitsch, Geschiebebewegung in Flüssen, 1926.

## Глава 7

### ОЗЕРА И БОЛОТА

#### § 1. СТБЯЧИЕ ВОДОЕМЫ И СХЕМА ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

В отличие от текучих вод (рек) озера и болота представляют собой так называемые стоячие водоемы; если по отношению к болотам это название может быть принято без существенных оговорок, то относительно озер следует сказать, что в них наблюдаются и течения и циркуляции водных масс; поэтому правильнее называть озера водоемами с замедленным стоком или с замедленным водообменом. И озера и болота имеют широкое распространение на земном шаре, ими богат и Советский союз; поэтому рассмотрение основных процессов, происходящих в озерах и болотах, является необходимым.

Прежде всего следует рассмотреть общую схему образования стоячих водоемов.

Если основной составляющей частью реки является долина, то основой для образования озера является котловина. Не касаясь пока вопроса о типах котловин и их формировании, можно сказать, что при наличии атмосферных осадков или грунтового питания котловина будет заполняться водой до высоты, соответствующей моменту, когда приходящая часть водного бассейна станет равной расходной его части, т. е. потерям на испарение, фильтрацию и др. Такова общая схема образования озера.

Поверхностные воды, попадающие в озеро, обычно содержат значительное количество взвешенных и растворенных наносов, которые отлагаются в озере; кроме того в озеро попадают и продукты разрушения берегов вследствие волнения, выветривания и других причин. Наконец в озере отлагаются продукты растительной и животной жизни в виде разного рода осадков; не следует забывать, что озерная котловина является замкнутой.

Из изложенного ясно, что на протяжении столетий и тысячелетий озерная котловина постепенно заполняется отложениями. Одновременно изменяются условия для развития водной растительности, которая усиливает свой рост по мере обмеления озерной котловины; таким образом происходит постепенное сглаживание рельефа котловины. Следующей стадией в жизни озера может быть его заболачивание и наконец превращение в болото.

## § 2. ОЗЕРА

**1. Классификация озер.** Как было изложено выше, озера представляют собой котловины с замедленным стоком и замедленным водообменом. Могут быть образованы также искусственные озера — водохранилища — путем постройки плотин. Такие водохранилища являются как бы переходной формой от реки к озеру; искусственно устроенные небольшие озера называются прудами. Раздел гидрологии, в который входит изучение озер, называется озераведением, или лимнологией (гл. 1).

Но своему происхождению озера могут быть подразделены на: 1) плотинные, 2) котловинные и 3) смешанные.

Плотинные озера. Озерная котловина образуется вследствие загромождения долины обвалом, ледником, наносами и т. п.; в эту группу входят и искусственные озера — водохранилища.

Котловинные озера могут иметь разное происхождение. Если озерная котловина образовалась вследствие размыва, то такие озера называются эрозионными. При наличии процессов выдувания получаются дефляционные озера; если имеет место химическая эрозия, то озера называются карстовыми. Вулканические и тектонические процессы создают соответственно озера вулканические и тектонические. Встречаются также озера ледниковые, образованные действием ледников; озера, образовавшиеся в речной пойме в результате отмирания речных рукавов, называются пойменными. В эту группу могут быть включены также дельтовые озера; наконец можно особо выделить береговые озера на морских побережьях.

Смешанные (плотинно-котловинные) озера образуются вследствие действия различных факторов.

В отношении питания озера могут быть подразделены следующим образом:

1) если рассматривать условия стока из озера, то можно назвать озера:

а) бессточными, т. е. не имеющими стока, б) сточными, имеющими сток;

2) если же учитывать условия питания поверхностными водами, то можно установить: а) озера бесприточные, т. е. не имеющие притоков в виде рек, ручьев, б) приточные, т. е. имеющие притоки, в) приточно-сточные, т. е. озера, в которые впадают реки и из которых вытекают реки;

8) в особую группу должны быть выделены проточные озера, которые в некоторых случаях являются как бы уширениями реки.

По составу воды озера разделяются на пресные и соленые. При пересыщении соляного раствора в озере соли выделяются в виде осадка — самосадочные озера (Элтон, Баскунчак).

**2. Распространение озер на земном шаре.** Следуя Пенку (Penck) и Гальбфассу (Halbfass), можно наметить следующие типичные районы земного шара, где и озера имеют специфические особенности, определяемые общим комплексом физико-географических, геологических, гидрологических и прочих условий данного района.

1) Засушливые континентальные районы; сюда относятся бессточные большие озера, например Каспийское и Аральское моря<sup>1</sup>, Балхаш и др. в разных странах света. Значительная часть озер рассматриваемой группы представляет собой сравнительно плоские водоемы с соленой водой, имеющие тенденцию к высыханию.

2) Районы древнего оледенения (ледниковые) весьма богаты озерами; если по размерам отдельных озер рассматриваемые районы уступают описанным выше (и. 1), то по числу озер они превосходят засушливые районы. Наиболее значительными озерами в ледниковых районах являются: Ладожское, Онежское, Чудское (СССР), Венерн, Веттерн (Швеция) и др.

3) Озера в карстовых районах не столь распространены, как в районах, описанных выше (п. 1 и 2); они встречаются например на восточном берегу Средиземного моря, также в Шварцвальде и др. Некоторые из озер карстового типа наполняются водой лишь периодически, оставаясь долгое время без воды

<sup>1</sup> По существу и Каспийское и Аральское моря являются озерами, так как морями называются части океана, составляющие с ним неразрывное целое.

4) Озера пойменные и дельтовые; в качестве примеров можно привести громадные озера, расположенные в долине р. Янцзы, тоже в дельте р. Миссисипи (площадью до 16 000 км<sup>2</sup> при высоких горизонтах), озера в низовьях Амура: Кизи, Эворон и др.

5) Районы вулканические имеют озера сравнительно небольшие по площади, но глубокие. Так, вулканическое озеро в штате Орегон (США) Крейтер (Crater) имеет глубину 600 м; большое озеро Никарагуа площадью 9 000 км<sup>2</sup> имеет сравнительно малую глубину — 70 м.

6) В высокогорных районах имеется большое число озер весьма разнообразного происхождения; они расположены в разных странах света: в Альпах, на Пиренейском полуострове, Кавказе, Камчатке, Канаде и др.

7) Береговые приморские районы богаты озерами, например районы Средиземного моря и др. Образование береговых озер в значительной мере связано с деятельностью моря.

Кроме описанных имеется ряд озер, которые, по-видимому, не могут быть отнесены ни к одному из перечисленных районов: например Байкал (в Азии), Танганьика (в Африке) и ряд больших озер Африки. Эти озера преимущественно тектонического происхождения.

Высотное распределение озер на земном шаре весьма разнообразно; оно в значительной мере зависит от климатических условий<sup>1</sup>.

Так, озера встречаются в Норвегии на высоте 1 000 — 1 600 м, в Карпатах — 1 500—2 000 м, на Кавказе — до 3 600 м, в Тибете — свыше 5 000 м. Наиболее высокое озеро в Альпах расположено на отметке 5 370 м. Встречается ряд озер, расположенных ниже уровня моря. Например Мертвое море имеет отметку уровня — 394 м; если же рассматривать отметки дна, то можно встретить такие отметки (по Гальбфассу): Байкал — 1061 м, Каспийское море — 972 м, Мертвое море — 793 м и т. д. Столь значительные углубления в земной коре связаны в большинстве случаев с тектоническими процессами.

В табл. 41 приводятся данные о наиболее значительных озерах земного шара (Крубер).

Таблица 41

Наиболее значительные озера земного шара

№ п/п	Наименование озера	Площадь в км <sup>2</sup>	Наибольшая глубина в м	№ п/п	Наименование озера	Площадь в км <sup>2</sup>	Наибольшая глубина в м
1	Каспийское море (Европа) . . . . .	436 340	980	6	Гурон (С. Америка) . . . . .	61 340	274
2	Верхнее (С. Америка) . . . . .	88 627	307	7	Байкал (Азия) . . . . .	34 140	1 741
3	Виктория-Ньянца (Африка) . . . . .	66 500	82	8	Танганьика (Африка) . . . . .	31 450	1 435
4	Аральское море (Азия) . . . . .	64 490	68	9	Эри (С. Америка) . . . . .	24 566	62
5	Мичиган (С. Америка) . . . . .	61 906	263	10	Онтарио (С. Америка) . . . . .	19 823	225
				11	Балхаш (Азия) . . . . .	18 740	23
				12	Ладожское (Европа) . . . . .	18 724	223

Из табл. 41 видно, что из 12 наибольших озер земного шара пять принадлежат СССР, в том числе и самое большое (Каспийское море) и самое глубокое (Байкал).

Необходимо отметить, что наиболее обширной озерной областью на земном шаре является район Великих озер Северной Америки, где сосредоточено пять значительных озер: Верхнее, Мичиган, Гурон, Эри и Онтарио.

### 3. Морфология озерной котловины. Морфометрия озер.

а) Морфология озерной котловины. В озерной котловине различаются следующие части (фиг. 102): верхняя зона, наиболее мелкая, называется литоралью, или береговой зоной; наиболее глубокая часть котловины называется профундалью, чашкой или ванной озера; переходная зона, лежащая между литоралью и профундалью,

<sup>1</sup> См. гл. 8 о положении снеговой линии.

называется сублиторалью; часть откоса котловины выше литорали носит название берега. Относительные размеры площадей названных зон в разных озерах различны и зависят от размеров озера, геологических условий, глубин, силы приобия и пр.

б) Морфометрия озера. При решении разного рода производственных задач и при сравнении озера между собой необходимо иметь числовые характеристики, определяющие положение озера (широту и долготу крайних точек), конфигурацию озера, его длину, ширину, развитие береговой линии, площадь, объем воды, уклон дна и др. Изучение указанных величин составляет особый раздел лимнологии, так называемую морфометрию озера.

Морфометрические величины могут быть разбиты на три главные группы:

- 1) величины, характеризующие протяжение озера;
- 2) величины, характеризующие поверхность озера;
- 3) величины, характеризующие водную массу озера.

Ниже приводятся краткие данные о способах определения главнейших морфометрических величин.

Бассейн, озера, площадь, с которой происходит сток в озеро поверхностных и подземных вод, определяется по карте методами, описанными в гл. 4.

Большая ось озера. Прямая, соединяющая две наиболее удаленные друг от друга точки озера.

Малая ось — наибольшее протяжение контура озера в направлении, нормальном к большой оси.

Длина озера — кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными друг от друга дочками контура, считая по поверхности озера.

Ширина озера: а) наибольшая ширина озера — наибольшее расстояние между противоположными берегами озера и направлении нормальной к линии длины озера, б) средняя — отношение площади озера  $Q$  к его длине  $L$ :

$$B_{cn} = \frac{Q}{L}. \quad (243)$$

Площадь зеркала озера измеряется одним из способов, описанных в гл. 4 и относящихся к измерению площади бассейна: разбивкой на элементарные геометрические фигуры, посредством палетки, планиметрированием; площадь больших озера лучше всего определять, разбивая ее на зоны и пользуясь геодезическими таблицами.

Вычислив площадь зеркала озера  $\Omega$  и площадь бассейна озера  $F$ , находят отношение:

$$\alpha = \frac{\Omega}{F}. \quad (244)$$

Длина береговой линии измеряется либо циркулем, либо курвиметром; при этом измеряется также длина береговой линии островов.

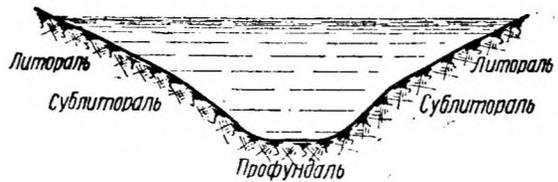
Если обозначить длину береговой линии через  $S$  и площадь озера через  $\Omega$ , то коэффициент извилистости (развития) береговой линии  $m$  определится как отношение  $S$  к длине окружности круга, имеющего площадь  $\Omega$ , т. е.

$$m = \frac{S}{2\pi \sqrt{\frac{\Omega}{\pi}}}. \quad (245)$$

Представляет также интерес величина

$$k = \frac{\Omega}{S}. \quad (246)$$

Объем воды в озере определяют по карте в изобатах, пользуясь „методом призм“; если площади, ограниченные изобатами, равны  $s_1, s_2, s_3, \dots$  и расстояния



Фиг. 102. Зоны озерной котловины.

между плоскостями изобат по высоте равны  $h_1, h_2, h_3, \dots$ , то, принимая площадь нижней поверхности изобат равной нулю,  $s_n = 0$ , получим, что объем озера  $V$  равняется:

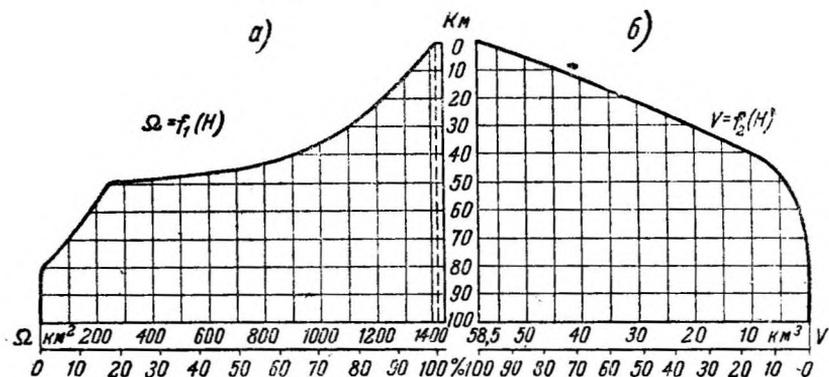
$$V = h_1 \frac{s_1 + s_2}{2} + h_2 \frac{s_2 + s_3}{2} + \dots + h_{n-2} \frac{s_{n-2} + s_{n-1}}{2} + h_{n-1} \frac{s_{n-1}}{2}. \quad (247)$$

При пользовании объемом „усеченных пирамид“ получаем:

$$V = \frac{h_1}{3} (s_1 + s_2 + \sqrt{s_1 s_2}) + \frac{h_2}{3} (s_2 + s_3 + \sqrt{s_2 s_3}) + \dots + \frac{h_{n-2}}{3} (s_{n-2} + s_{n-1} + \sqrt{s_{n-2} s_{n-1}}) + \frac{h_{n-1}}{3} s_{n-1}. \quad (247')$$

Средняя глубина озера  $h_{cp}$  определяется по формуле

$$h_{cp} = \frac{V}{\Omega}. \quad (248)$$



Фиг. 103. Кривые изменений площади  $\Omega$  и объема  $V$  озера в зависимости от его уровня  $H$ .

Характерным является отношение средней глубины к наибольшей глубине:

$$c = \frac{h_{cp}}{h_{max}}. \quad (249)$$

Уклон дна между отдельными изобатами определяется по формуле:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{l_1 + l_2}{2} \cdot \frac{h}{\omega}, \quad (250)$$

где  $l_1, l_2$  — длина изобат,

$h$  — расстояние между плоскостями изобат по высоте;

$\omega$  — площадь, заключенная между двумя изобатами.

Средний уклон дна всего озера вычисляется по формуле:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{\left( \frac{1}{2} l_0 + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-2} + \frac{l_{n-1}}{2} \right) \frac{h_{max}}{\Omega}}{n}, \quad (251)$$

где  $l_0$  — длина береговой линии;

$l$  — длины отдельных изобат;

$n$  — число изобат;

$h_{max}$  — наибольшая глубина;

$\Omega$  — площадь зеркала озера.

При производстве разного рода расчетов бывает необходимо иметь зависимость между площадью зеркала озера  $\Omega$  и горизонтом воды в озере  $H$ , а также зависимость между объемом озера и горизонтом, т. е.  $\Omega = f_1(H)$  и  $V = f_2(H)$ . Для этой цели составляют таблицу, в которой вычисляют величины  $\Omega_0, \Omega_1, \Omega_2, \dots$  и т. д., соответствующие глубинам:  $0, h, 2h, 3h$  и т. д.; аналогичным образом составляется таблица объемов при разных  $V_0, V_1, \dots$ , после чего построение кривых  $\Omega = f_1(H)$  и  $V = f_2(H)$  не встретит затруднений.

На фиг. 103 изображены кривые  $\Omega = f_1(H)$  и  $V = f_2(H)$  для одного из горных озер; при глубине  $h = 0$  площадь зеркала озера равна 1 416 км<sup>2</sup> и объем — 58 474 млн. м<sup>3</sup>.

**4. Питание озер. Водный баланс.** Источники питания озер те же, что и рек — поверхностные и подземные (грунтовые воды) (гл. 4); значение каждого из указанных видов питания различно для разных озер.

Приходную часть водного баланса озера составляют:

- 1) атмосферные осадки, выпадающие на зеркало озера,  $x$ ;
- 2) конденсация водяных паров на поверхности  $c$ ;
- 3) поверхностный приток воды в озеро с его водосборного бассейна  $Q$ ;
- 4) подземный приток воды в озеро  $q$ .

Расходную часть водного баланса озера составляют:

- 1) испарение с зеркала озера  $z$ ;
- 2) поверхностный сток из озера  $R$ ;
- 3) подземный сток из озера  $r$ ;
- 4) потребление воды промышленными и сельскохозяйственными предприятиями  $U$ .

Если объем воды в озере не изменяется, то уравнение водного баланса имеет следующий вид:

$$x + c + Q + q = z + R + r + U. \quad (252)$$

Если объем воды в озере изменяется на  $\pm \Delta V$ , то уравнение (252) примет вид:

$$x + c + Q + q = z + R + r + U \pm \Delta V. \quad (253)$$

Рассмотрим по отдельности составляющие, которые входят в уравнение (253) и укажем способы их определения.

1) Атмосферные осадки, выпадающие на зеркало озера,  $x$ . Определение количества воды, поступающей на поверхность озера в виде атмосферных осадков, производится обычными методами, например по карте изогнет; для изучения режима осадков на поверхности озера устанавливают специальные плавучие дождемеры. Иногда при подсчете количества осадков по дождемерным наблюдениям приходится вводить поправки с учетом выдувания снега из дождемеров, даже снабженных защитой Нифера. Так например, при подсчете стока озера Севан В. К. Давыдов принимал размер потерь от выдувания снега в декабре и январе 20%, а в феврале и марте — 40%. Если наблюдения на озерных станциях имеют короткий период, приходится устанавливать многолетние нормы осадков для озерных станций путем связи наблюдений на них и на других метеорологических станциях с многолетними наблюдениями (гл. 2 и 5).

2) Конденсация  $c$ . Для определения конденсации не имеется методики. Обычно считают, что конденсация входит в осадки, иначе говоря, ограничиваются учетом  $x$ .

3) Поверхностный приток воды в озеро с водосборного бассейна  $Q$ . Для определения  $Q$  производят непосредственные гидрометрические измерения расходов воды наиболее значительных рек, впадающих в озеро; учет же стока с площадей, не имеющих речной сети, производят методами, изложенными в гл. 5, обычно путем умножения соответствующей площади на модуль стока, величина которого определяется по карте изолиний, или по методу аналогий. При исследованиях озера Севан (1927—1930 гг.) непосредственными исследованиями было охвачено 70% площади всего бассейна.

4) Подземный приток воды в озеро  $q$ . Схему поступления подземных вод в озеро можно изобразить следующим образом: первый случай, когда водоносный слой лежит на водоупорном и уходит под уровень озера (фиг. 104, а). В этом случае грунтовые воды поступают в озеро на уровне последнего в точке А; второй случай, когда имеются напорные воды, заключенные между двумя водоупорными пластами (фиг. 104, б); в этом случае грунтовые воды могут выйти в точке В, если породы, слагающие дно озера, мало водоупорны; в противном случае грунтовые воды могут найти выход выше уровня воды в озере. О способах определения величины грунтового питания см. гл. 3.

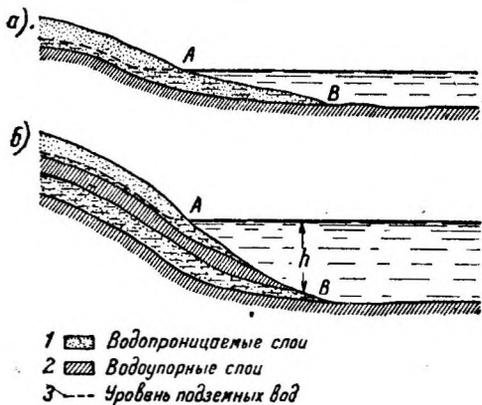
5) Испарение с площади озера  $g$ . Определение испарения производится методами, описанными в гл. 2 и 5.

6) Поверхностный сток из озера  $R$ . Для определения поверхностного стока производят непосредственные измерения расходов воды рек, вытекающих из озера.

7) Подземный сток из озера  $r$ . Изучение подземного стока из озера еще сложнее, чем изучение подземного притока  $q$  (см. выше), особенно если размеры озера велики; при этом приходится производить детальные гидрогеологические исследования, изучая как озерную котловину, так и более отдаленные части бассейна. Исследуя выходы подземных вод и изучая их химический состав и температуру, нередко можно установить связь тех или иных подземных источников с озерной водой; иногда можно установить наличие подземного стока путем гидрометрических измерений расходов реки, вытекающей из озера, если расходы воды на верхнем створе больше расходов на нижнем створе. Можно

применить также следующий метод: подсчитав дебит родников по непосредственным измерениям, определяют сток с площади бассейна этих родников по карте изолиний; разность дебита и стока может характеризовать дополнительный сток из озера.

8) Потребление воды на промышленные сельскохозяйственные нужды  $U$ . Если в бассейне озера вода расходуется на орошение, промышленные и другие нужды и если при определении поверхностного притока  $Q$  (см. выше п. 3) не учтен этот расход, необходимо вычислить величину  $U$ , пользуясь соответствующими нормами потребления; при исчислении расхода воды на орошение следует иметь в виду возможность возврата оросительной воды.



Фиг. 104. Схемы поступления подземных вод в озеро.

9) Изменение объема воды в озере  $\pm \Delta V$ . Если обозначить через  $\Delta H$  изменение отметки уровня воды в озере, соответствующее изменению объема  $\Delta V$ , то

$$\Delta V = \Omega \Delta H, \quad (254)$$

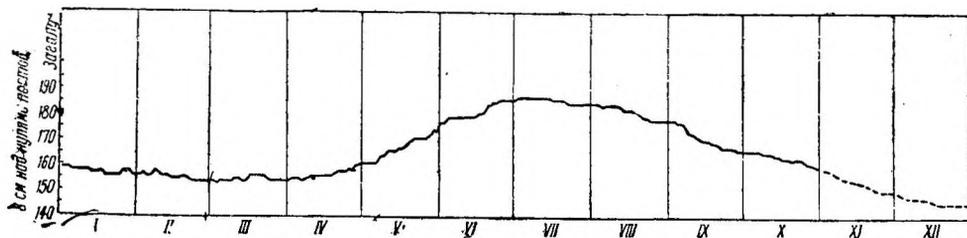
где  $\Omega$  — площадь зеркала озера, определяемая, как указано выше. Величина  $\Delta H$  получается на основании водомерных наблюдений.

Необходимо учесть, что основное уравнение водного баланса озера (253) во многих случаях может быть значительно упрощено, если некоторые из членов, входящих в него, равны нулю. Этим уравнением пользуются для определения тех или иных неизвестных, например испарения, подземного стока, если прочие величины, входящие в уравнение, могут быть вычислены (гл. 3).

**5. Уровни.** При наблюдениях колебаний уровня воды в течение года можно установить определенную закономерность (годовой ход), отражающую главным образом условия питания озера. Можно отметить максимумы, соответствующие периодам наибольшего поступления влаги в озеро, и минимумы, вызываемые наибольшими потерями воды. На фиг. 105 показан график колебаний уровня воды в одном из горных озер за 1933 г.

Амплитуда годовых колебаний уровня воды в разных озерах различна и зависит от ряда факторов: климатических условий, характера питания, размеров озера и др.; так, средняя годовая амплитуда в разных озерах колеблется от нескольких сантиметров до 2 м и более; наибольшую же годовую амплитуду имеют те озера, которые периодически наполняются водой. В них амплитуда колебаний уровня доходит до 12 м и более. Некоторое влияние на амплитуду колебаний уровней может иметь отношение площади озера  $\Omega$  к площади бассейна  $F$ . Вели-

чина этого коэффициента  $a$  изменяется в широких пределах — от нескольких сотых до 0,7 и даже более. В табл. 47 помещены данные, характеризующие вели-



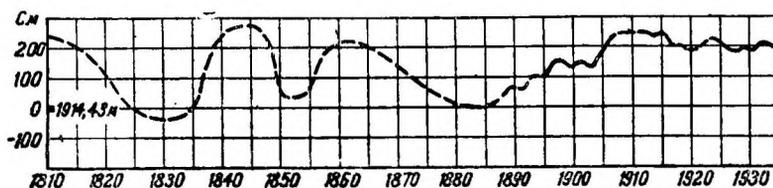
Фиг. 105. График колебаний уровня воды озера в течение года.

чины коэффициентов  $a$ , и амплитуды колебаний уровня некоторых озер (по Гальбфассу).

Кроме годовых колебаний уровня воды наблюдаются так называемые вековые колебания, вызываемые изменениями в условиях питания озера (усыхание озера), геологическими факторами (поднятие, опускание озерной котловины) и др.; иногда в течение ряда лет наблюдается высокое стояние уровня, затем следуют годы с низкими уровнями, т. е. имеют место периодические колебания. На фиг. 106 показан многолетний график колебаний уровня воды одного из горных озер за 1810—1980 гг. Следует особо подчеркнуть, что для установления вековых колебаний воды надо иметь особо прочные и долговечные реперы, заложенные в надежных местах (вне сферы влияния подъема и опускания берегов озера). Учет вековых колебаний уровня весьма важен для проектирования сооружений.

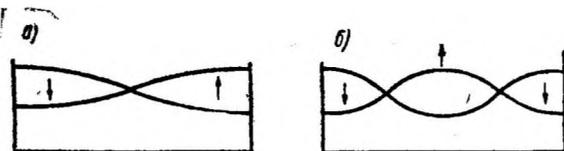
Таблица 42

№ п/п	Название озера	$a = \frac{\Omega}{F}$	Годовая амплитуда в м	
			средняя	наибольшая
1	Аральское море . . .	0,041	0,34	3
2	Ладожское . . . . .	0,08	1,3	2,21
3	Венерн . . . . .	0,114	0,37	3
4	Танганьика . . . . .	0,14	0,75	11
5	Виктория . . . . .	0,24	0,65	1
6	Никарагуа . . . . .	0,26	2	8



Фиг. 106. График колебаний уровня воды озера за многолетний период.

Следует особо отметить ритмические колебания уровня воды, так называемые сейши, или стоячие волны, когда колеблется вся масса воды (фиг. 107),



Фиг. 107. Схемы сейш: а — одноузловых; б — двухузловых.

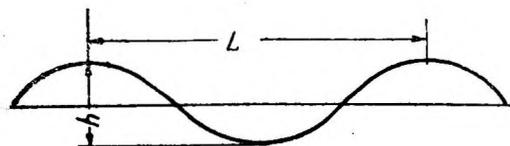
обычно под влиянием быстрых изменений давлений воздуха, наблюдаемых в разных точках на поверхности озера. При этом поверхность воды принимает наклонное положение то в одну, то в другую сторону; неподвижная ось вращения водных масс называется узлом; наблюдаются сейши одноузловые

(фиг. 107, а), двухузловые (фиг. 107, б) и т. д. Связь между длиной озера  $L$ , глубиной  $h$  и периодом колебаний одноузловой сейши  $\tau$  выражается формулой (для горизонтального дна):

Формула (255) получена путем упрощения довольно сложной формулы, выведенной Мерианом (Merian) для периода колебаний одноузловой сейши; можно приближенно вывести означенную формулу, исходя из сокращенной формулы Лагранжа для скорости движения волны  $w = \sqrt{gh}$ .

Сейши имеют амплитуду от нескольких миллиметров до метра и более. Наибольшая наблюдаемая высота сейши на Женевском озере — 2 м (объясняется резким понижением давления воздуха на 8 мм), период колебаний сейш — от нескольких минут до 20 часов и более. Интересно отметить, что на одном и том же озере можно наблюдать сейши с разной высотой и с разными периодами: так например, обычные сейши на озере Севан имеют амплитуду в пределах до 0,10 м и период несколько минут; иногда же наблюдаются сейши с амплитудой 0,5 м и с периодом около 2 час. (Давыдов).

Изучение сейш имеет большое практическое значение для правильного установления горизонта воды в озере. Достаточно указать, что ошибка в определении отметки уровня воды в 1 см дает для одного горного озера ошибку в объеме воды свыше 14 млн. м<sup>3</sup>; ошибка в 1 см при вычислении месячного



Фиг. 108. Схема ветровой волны.

Развивающиеся под влиянием ветра волны характеризуются длиной  $L$ , высотой  $h$  (фиг. 108), периодом колебаний  $\tau$ , скоростью распространения  $v$ . Обычно эти величины определяются непосредственными измерениями<sup>1</sup>, так как теоретические формулы, приводимые ниже, дают результаты, мало согласующиеся с действительностью.

Основные теоретические формулы, устанавливающие связь между элементами волны, следующие:

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi L}{g}} = 0,8 \sqrt{L}; \quad (256)$$

$$L = \frac{g\tau^2}{2\pi} = 1,56 \tau^2; \quad (257)$$

$$v = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} = 1,25 L. \quad (258)$$

Что касается высоты волны  $h$ , то она может быть вычислена по следующей эмпирической формуле Стевенсона (если не имеется данных непосредственных измерений):

$$h = 0,35 \sqrt{D} + 0,76 - 0,26 \sqrt[4]{D}, \quad (259)$$

где  $h$  — высота волны в м;

$D$  — длина в км наибольшего пробега ветра по водной поверхности или наибольшее расстояние по воде от данного пункта до противоположного, подветренного берега (нередко  $D$  называется длиной разгона волны).

Пользуются также формулой Хенни (Henny):

$$h = 0,014 (w - 13), \quad (260)$$

где  $w$  — наибольшая скорость ветра км/час.

Для расчетов принимают большее значение из формулы (259) и (260).

Длина волны может быть определена по формуле:

$$L = m\bar{h}, \quad (261)$$

где  $m$  принимается ориентировочно от 7 до 15.

Наблюдавшиеся высоты волн на озерах характеризуются следующими величинами: на Телецком озере — до 4 м, на Великих озерах США — до 5—6 м на Женевском озере — 1,7 м (Гальбфасс).

<sup>1</sup> Е. В. Близняк, Производство исследований рек, озер и водоразделов, изд. 4-е М. 1936.

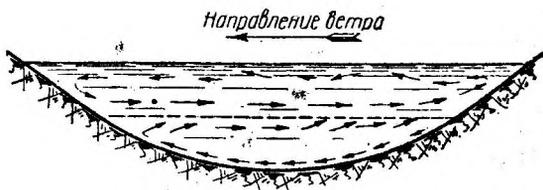
Не останавливаясь на рассмотрении теории движения волн, следует отметить, что волны оказывают значительное влияние на берега и озерную котловину: волны разрушают откосы берегов и производят перемещение продуктов размыва. Но мере увеличения глубины действие волн затухает (например на Боденском озере при глубине 9 м).

**6. Течения.** Течения в озере образуются в тех случаях, когда под влиянием тех или иных причин водные массы выводятся из равновесия; такими причинами являются: 1) действие рек, впадающих в озеро или из него вытекающих; 2) действие ветра, 3) неравномерное нагревание (охлаждение) воды.

Рассмотрим перечисленные причины.

1). Действие рек, впадающих в озеро, сказывается в некотором повышении уровня воды в месте впадения. Кроме того речные воды по впадении в озеро имеют некоторую скорость. Если река вытекает из озера, то создается понижение уровня воды в истоке; ясно, что в обоих случаях создаются условия для образования течений. В проточных озерах, являющихся нередко как бы уширением реки, объем озера невелик по сравнению с объемом стока втекающей и вытекающей реки; поэтому в таких озерах можно проследить течение, аналогичное речному, но с уменьшенными скоростями.

2) Течения, образуемые под влиянием ветра, следуют направлению последнего; под влиянием ветра могут возникнуть циркуляционные течения (фиг. 109). Рельеф дна, характер берегов и береговой линии оказывают существенное влияние на направление и координаты течения.



Фиг. 109. Схемы циркуляционных течений при ветре (по Веддербуру).

О нагонных и сгонных явлениях вкратце было сказано выше.

3) Нагревание и охлаждение масс воды также могут явиться причиной течений; более подробно о термических явлениях говорится ниже.

Наблюдаемые скорости течения колеблются в широких пределах — от 0,03 до 1,00 м/сек.

Кроме перечисленных главных причин, вызывающих течения, можно указать еще на резкие изменения давления воздуха, которые также могут явиться причиной течения.

В заключение надо отметить, что течения не только способствуют перемешиванию водных масс озера, но и производят перемещение наносов; поэтому при проектировании гидротехнических сооружений на побережьях озер, где наблюдаются течения, необходимо принимать во внимание возможное воздействие этих сооружений на изменение режима наносов.

**7. Термический режим** а) Факторы, вызывающие нагревание и охлаждение воды. Среди факторов, вызывающих нагревание воды в озере, главным является прямая солнечная радиация, причем по наблюдениям В. Шмидта (W. Schmidt) значительная часть солнечных лучей отражается от водной поверхности; другие факторы не столь существенны, как-то: теплота нагретого воздуха, теплота, отраженная от берегов, теплота озерной котловины, тепло, выделяемое при механической работе ветра, при конденсации водяных паров на поверхности озера, а также в результате биологических процессов, происходящих в озере, наконец тепло, которое могут приносить притоки и атмосферные осадки.

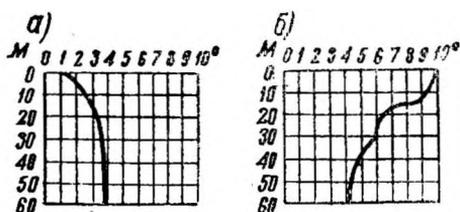
Охлаждение озера происходит главным образом вследствие потери тепла через лучеиспускание; прочие причины потери тепла озером менее существенны, а именно: отдача тепла от соприкосновения воды с более холодным воздухом, охлаждение вследствие поступления в озеро более холодной воды притоков и осадков, потери тепла вследствие испарения с поверхности озера.

б) Слоистость (стратификация) температур и ее изменения. В результате действия перечисленных факторов происходит повышение или понижение температуры воды в озере. В первую очередь конечно нагреваются (охлаждаются) верхние слои воды.

Чтобы понять характер распределения температур воды в озере, необходимо принять во внимание, что пресная вода имеет наибольшую плотность — при  $4^{\circ}$ . Вследствие этого при распределении температур воды в озере по вертикали наблюдается прямая или обратная слоистость (или стратификация) температур. В первом случае верхние слои воды имеют большую температуру, а нижние меньшую, но не менее  $4^{\circ}$  (фиг. 110, а); во втором случае, который наблюдается, когда температура воды понижается до  $4^{\circ}$  и ниже, вверху находятся более холодные слои воды, а внизу более теплые слои, но не выше  $4^{\circ}$  (фиг. 110, б).

При дальнейшем нагревании или охлаждении воды с поверхности происходят изменения в распределении температур, причем более плотные слои опускаются вниз, а менее плотные поднимаются вверх (явление конвекции); при наличии прямой слоистости охлаждение воды производит выравнивание температур; в случае же обратной слоистости выравнивание температур вызывается нагреванием.

В термическом отношении озера, по Форелю, разделяются на 1) тропические, 2) умеренные и 3) полярные. В тропических озерах температура воды колеблется



Фиг. 110. Распределение температур воды в озере: а — прямая слоистость; б — обратная слоистость.

в пределах от  $4^{\circ}$  и выше, в полярных — от  $4^{\circ}$  и ниже, в умеренных температура воды бывает и выше и ниже  $4^{\circ}$ .

Тропические озера характеризуются прямой слоистостью в конце зимы до конца лета; в остальное время температуры выравниваются.

Полярные озера имеют обратную стратификацию с конца лета до конца зимы.

В умеренных озерах наблюдается слоистость температур: летом — прямая, зимой — обратная. Весной и осенью происходит

выравнивание температур, так называемая циркуляция, до принятия водой температуры  $4^{\circ}$ ; по выравнивании температур воды в дальнейшем, как указано выше, устанавливается слоистость температур.

При изучении характера изменений температуры на вертикали можно установить, что понижение температур вначале идет довольно медленно, затем температура быстро понижается, происходит так называемый температурный скачок (фиг. 110), затем опять наблюдается сравнительно медленное понижение температуры. Явление температурного скачка может быть объяснено действием ветра, который производит перемешивание верхних слоев до известной глубины (фиг. 109); слой температурного скачка является как бы заградительным слоем, выше которого происходят перемешивание слоев и изменение температур, а ниже, имеет место более устойчивое состояние температур.

Колебания температур воды имеют как годовой, так и суточный ход. Колебания температуры суточные и годовые распространяются на разные глубины; в глубоких озерах различают следующие четыре слоя: 1) конвекционный, верхний, подверженный суточным колебаниям; 2) слой снижения до пределов проникания света вглубь воды; 3) нижний слой снижения до пределов проникания годовых изменений температуры воды; 4) глубинный слой, лежащий под нижним; в озере Байкал первый слой около 15 м, второй — 60—30 м, третий — около 200 м и четвертый — глубже 200—250 м (Г. Ю. Верещагин).

Впадающие в озеро реки, так же как и ветер, влияют на перемешивание слоев воды в озере и на изменение температур воды; более теплые речные воды распространяются в верхних слоях, а более холодные — в нижних слоях воды с соответствующей плотностью.

в) Замерзание озер. Образование ледяного покрова на озерах начинается на поверхности, непосредственно соприкасающейся с холодным воздухом; вначале лед образуется у берегов, у островов, затем ледяной покров распространяется и на более глубокие места. По мере понижения температуры воздуха происходит увеличение толщины льда до известного предела, обусловленного температурным балансом. Из изложенного видно, что образование ледяного покрова на

озерах резко отличается от льдообразования на реках (гл. 4, § 14). В частности образование глубинного льда на озерах является сравнительно редким явлением. Лишь при наличии ветра и низких температур воздуха наблюдается глубинный лед, например на Ладожском озере.

Необходимо еще отметить, что замерзание минерализованной воды происходит при температуре воды ниже нуля. Так например, при 20‰ насыщенности воды солями (20 г/л) температура замерзания воды равна  $-1,1^\circ$ ; сильно минерализованные соленые озера могут вовсе не замерзнуть; наибольшая плотность минерализованной воды также изменяется в зависимости от степени минерализации воды.

Для определения толщины льда можно пользоваться следующей формулой Барнеса (Barnes) (для пресной воды):

$$\tau = \frac{E\delta}{kt} h \left(1 + \frac{h}{2}\right), \quad (261)$$

где  $\tau$  — время образования льда;

$h$  — толщина льда;

$E$  — скрытая температура плавления льда  $80^\circ$ ;

$\delta$  — плотность льда 0,92;

$t$  — температура воздуха;

$k$  — теплопроводность льда 0,00573.

(Все значения в системе: грамм, сантиметр, секунда).

Кроме формулы Барнеса можно также пользоваться формулой (гл. 4):

$$h = AV\sqrt{\Sigma t}, \quad (262)$$

где  $h$  — толщина льда;  $\Sigma t$  — сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха за время льдообразования; величина коэффициента  $A$  определяется на основании наблюдений.

Озера тропического типа не замерзают; большие озера других типов обычно полностью не замерзают, если объем заключающейся в них воды велик. Например Ладожское, Онежское и др.

Обычно озера замерзают несколько раньше, чем соседние реки.

г) Вскрытие озер. С повышением температур воздуха ( $> 0^\circ$ ) происходит таяние льда, а затем вскрытие озера. Обычно в озерах лед тает на месте; в проточных озерах лед может увлекаться рекой, вытекающей из озера, например лед Ладожского озера идет по Неве и создает дополнительный „ладожский“ ледоход.

Вскрытие озер несколько запаздывает по сравнению со вскрытием соседних рек; таким образом продолжительность навигации на озерах меньше, чем на соседних реках. Это обстоятельство следует иметь в виду при проектировании плотин на судоходных реках.

**8. Химический состав воды.** а) Минеральные вещества. Химический состав воды зависит как от характера тех пород, с которыми непосредственно соприкасается озерная вода, так и от состава поверхностных и подземных вод, питающих озеро. Изучение химического состава озерной воды имеет большое значение для объяснения ряда процессов, происходящих в озере, для выяснения вопросов, связанных с историей образования и жизни озера, а также для возможности правильного использования вод озера для питьевого и промышленного водоснабжения и орошения. Знание химического состава вод озера необходимо также при проектировании гидротехнических сооружений, так как нередко минерализованные (агрессивные) воды могут вредно действовать на цементный раствор. Наконец изучение химического состава воды является существенно важным, если из озера добываются разного рода соли. Пресными озерами считаются те, в которых общее содержание солей менее 1‰.

Главнейшими минеральными солями являются следующие.

1. Соли соляной кислоты — хлориды: NaCl, KCl, CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>.

Перечисленные вещества содержатся в большом количестве в так называемых соленых озерах. В пресных же озерах содержание их незначительно.

2. Соли угольной кислоты — карбонаты:  $\text{CaCO}_3$ .

3. Соли серной кислоты — сульфаты:  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{K}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ .

Сульфаты содержатся в больших количествах в соленых озерах; содержание сульфатов в воде придает ей агрессивные свойства.

4. Соли азотной кислоты — нитраты  $\text{NaNO}_3$ ,  $\text{KNO}_3$  играют существенную роль в развитии органической жизни в озерах.

5. Соли фосфорной кислоты  $\text{H}_3\text{PO}_4$  — фосфаты — служат для развития органической жизни в озерах.

6. Соли кремневой кислоты  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  — силикаты — содержатся обычно в небольшом количестве.

7. Железо в разных соединениях, например в форме  $\text{Fe}_{203}$ .

8. Марганец, например в виде  $\text{MnO}$ .

9. Алюминий, например в виде  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_{203}$ .

Необходимо отметить, что на степень минерализации озера оказывает значительное влияние характер водного баланса; если озеро не имеет стока, то постепенно минерализация его увеличивается, так как испаряется чистая вода; если же имеется сток из озера, то вода может обновляться. Поэтому бессточные озера — преимущественно соленые; сточные же — преимущественно пресные. Однако имеются и исключения. Означенный вопрос имеет серьезное значение при проектировании водохранилищ; при известных условиях водохранилище может через несколько лет выйти из строя, если вода будет насыщена солями сверх нормы<sup>1</sup>.

б) Газы. В состав озерной воды входят также растворенные газы: кислород  $\text{O}_2$ , свободная угольная кислота  $\text{CO}_2$ , сероводород и др.

Кислород имеет существенное значение для развития жизни в озере. Угольная кислота способствует растворимости карбонатов и имеет также значение для развития органической жизни. При наличии сероводорода в воде развитие жизни в озере становится невозможным.

**9. Прозрачность и цвет воды.** Прозрачность и цвет воды озера являются косвенными признаками, в значительной мере характеризующими физические и химические свойства воды.

Химически чистая вода отличается большой прозрачностью и голубым цветом. Условия освещения, цвет облаков, дна и берегов, а также содержание в воде разного рода взвешенных наносов, растворенных веществ, водорослей и т. п. влияют на прозрачность и цвет воды. Для установления возможно более объективных методов измерения прозрачности и цвета воды выработаны особые правила, согласно которым и прозрачность и цвет воды определяются путем опускания в воду белой пластинки (круг Секки диаметром 30 см); глубина, на которой перестает быть видимым круг Секки, характеризует прозрачность воды озера (в метрах); одновременно определяется и цвет воды путем сравнения видимой окраски воды со специальной шкалой Фореля-Уле, имеющей 21 разный цвет, от синего до бурого<sup>2</sup>. И прозрачность и цвет воды подвержены изменениям в течение года в зависимости от условий питания озера и развития растительной и животной жизни в озере.

**10. Развитие растительной и животной жизни в озере. Озерные отложения.**

а). Гидрофлора и гидрофауна. В большинстве случаев пресные озера имеют благоприятные условия для растительной и животной жизни. Озерная гидрофлора (растения), и гидрофауна (животные организмы) весьма разнообразны и находятся в соответствии с комплексом условий, которыми характеризуется каждое озеро. Наука, изучающая жизнь организмов в воде, называется гидробиологией. Изучение биологических процессов в озере необходимо ввиду того, что они являются составной частью общего комплекса процессов, происходящих в озерных водах; кроме того необходимо учесть, что использование „продукции озера“, в особенности рыболовство, имеет большое народнохозяйственное значение.

<sup>1</sup> Н. М. Бочков, Методы прогноза минерализации воды в водохранилищах, „Водоснабжение и санитарная техника“ № 8—9, 1938.

<sup>2</sup> Подробности см. Е. В. Близняк, Производство исследований рек, озер и водоразделов, изд. 4-е, М. 1936.

Флора и фауна озер зависят от ряда факторов: химического состава, температуры и прозрачности воды, характера грунтов, течения, волнения и пр. Различают: 1) планктон — мельчайшие организмы, находящиеся во взвешенном состоянии и пассивно передвигаемые водой; сюда входят планктонные водоросли и планктонные животные; 2) нектон — организмы, активно движущиеся в воде; наиболее важным представителем этой группы являются рыбы; 3) бентос — организмы, живущие на дне озера, — растения и животные. К растениям относятся камыши, тростник; к животным — черви, моллюски.

б) Материально-энергетический круговорот. Выше неоднократно указывалось, что озеро является замкнутым водоемом; вследствие этого в озере устанавливается так называемый материально-энергетический круговорот, а именно:

1) растения поглощают растворенные в воде минеральные вещества (при действии света) и выделяют кислород;

2) растения идут в пищу животным;

3) животные идут в пищу другим животным;

4) растения и животные умирают, разрушаются и продукты разложения оседают на дно;

5) продукты разложения, осевшие на дно, потребляются бентосом;

6) бентос также идет на пищу другим животным.

Таким образом совершается круговорот, в который включается и человек, извлекая из озера нужную ему продукцию, главным образом рыб, а также растения: тростник, камыш и др. Ясно, что для организации правильной эксплуатации озера необходимо учитывать процессы, происходящие в озере, а также возможности, определяемые продуктивностью озера.

е) Озерные отложения. Как указано выше, на дне озера отлагаются разного рода осадки в результате деятельности поверхностных вод (несущих растворенные, взвешенные и донные наносы), действия волнения, разрушающего берега, подземного питания, ветра и биологических процессов; в результате дно озерной котловины постепенно заполняется отложениями, которые нередко достигают значительной толщины и используются как полезные ископаемые. Особенно должны быть отмечены так называемые сапропели<sup>1</sup>, представляющие собой уплотнившиеся осадки, преимущественно органического происхождения; в сапропелевую группу входят и битуминозные сланцеватые глины и известняки, нефтесодержащие сланцы и т. п.; сапропели используются для получения бензина керосина, смазочных масел и т. п.

К озерным отложениям относятся также железные руды и диатомиты, богатые кремнеземом и используемые в строительном деле и др.

При дальнейшем заполнении озерной котловины наносами и ее зарастании озеро может обратиться в болото.

### § 3. БОЛОТА

**1. Процесс болотообразования.** Рассмотрим более подробно процесс образования болот в результате заполнения озерной котловины разного рода отложениями при зарастании озера.

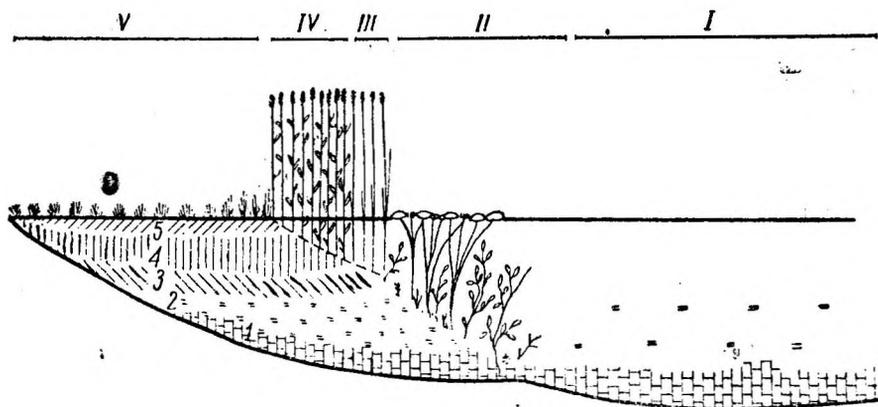
Проф. В. С. Доктуровский различает два случая зарастания: 1) при пологих подводных склонах и 2) при крутых.

При пологих подводных склонах зарастание происходит по схеме, изображенной на фиг. 111: на поверхности озера в больших количествах развивается планктон, который при отмирании и осадении на дно дает основную массу для озерных илов (сапропелей). На глубине 3—4 м образуется зона преимущественно из водяных лилий, на глубине 1—2 м вырастает камыш и тростник; по мере развития растительности и заполнения прибрежной зоны остатками разложившихся растений происходит обмеление водоема, и растительность постепенно надвигается от берегов к середине озера, пока не покроет все озеро.

<sup>1</sup> Т в е н х о в е д , Учение об образовании осадков, М. — Л. 1936.

Если озеро имеет значительную глубину и крутые берега, то тростник и камыш не могут развиваться у берегов; в этом случае на свободную поверхность воды начинает надвигаться образующийся из сплетения корней и стеблей ковер растительности (фиг. 112); на таком ковре-зыбуне могут произрастать даже древесные породы; при сильном волнении части этого ковра могут отрываться от берега и перемещаться по озеру в виде плавучих островов, называемых сплавинами. Иногда такие сплавины останавливаются на мелких местах, и благодаря прорастанию корней деревьев плавучий остров может превратиться в постоянный. Растительный ковер постепенно покрывает поверхность озера, и в результате образуется болото.

Болото может образоваться не только в результате заболачивания водоемов, но и в других пониженных местах в случае скопления больших количеств воды при водонепроницаемых почвах. В результате появляется водолубивая



Фиг. 111. Заращение водоемов с пологими берегами. В горизонтальном направлении: I—планктонная зона; II—водяные лилии, III—камыш, IV—тростник, V—осока. В вертикальном разрезе: 1—мергель; 2—сапрпель; 3—камышовый торф; 4—тростниковый торф; 5—осоковый торф.

растительность и происходит заболачивание. По такой схеме заболачиваются например луга и леса.

Благоприятными для заболачивания являются места выхода грунтовых вод на поверхность земли или поднятия грунтовых вод близко к поверхности. По такой схеме заболачиваются земли при постройке плотин и образовании искусственных водохранилищ; вследствие подмора происходят подъем грунтовых вод и подтопление земель.

Заболачивание земель может происходить также при заграждении поймы реки разного рода искусственными сооружениями, например дамбами, в связи с мостовыми переходами, если не принимаются специальные меры для обеспечения надлежащего стока воды.

Из изложенного видно, что болото характеризуется избытком влаги в почве и наличием водолубивой (гидрофильной) растительности; вместе с тем в заболоченных почвах при недостатке воздуха происходят специфические процессы, ведущие к образованию гуминовых веществ и торфа из остатков отмерших болотных растений.

Если обратиться к фиг. 111, то можно заметить, что в соответствии с заращением озера идет и торфообразование; так как разные виды растительности последовательно сменяют друг друга (камыш сменяется тростником, тростник — осокой и т. д.), то в вертикальном разрезе болота можно обнаружить, начиная сверху, осоковый торф, тростниковый торф, камышовый торф, далее следуют сапрпели, мергель.

2. Классификация болот. Классификацию болот можно установить, основываясь на характере растительности, покрывающей болото. При этом следует

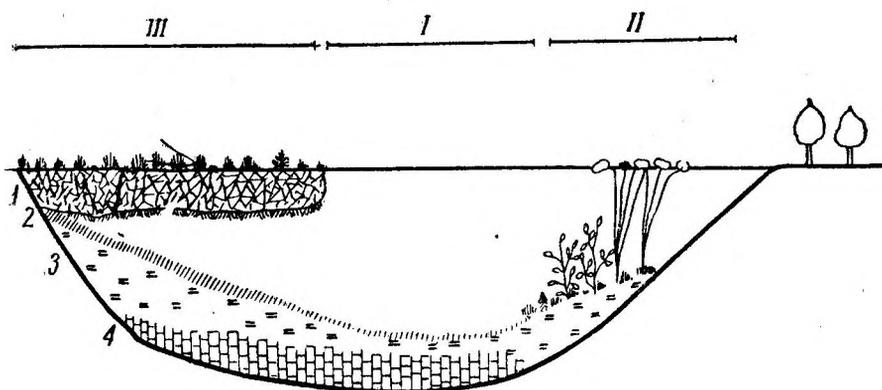
учесть, что характер растительности зависит от комплексов питательных веществ, содержащихся в почве; из болотных растений одни являются малотребовательными к питанию, как например сфагнум (белый мох); другие являются очень требовательными, как например осока, тростник, камыш; третьи занимают промежуточное положение — гишум (зеленый мох)<sup>1</sup>, разного рода кустарники. По Веберу болота подразделяются на следующие три группы:

1. Верховые (моховые) болота; поверхность их слабо выпукла; преобладает сфагнум.

2. Низинные (травяные) болота; поверхность — плоская, растительность: осока, тростник, камыш.

3. Переходные (смешанные); поверхность — плоская; растительность: гишум (зеленый мох), встречаются сфагнум, сосна, береза.

Если проследить процесс болотообразования, то в первый период, когда почва богата питательными веществами, образуется низинное болото, затем переходное, наконец верховое с наименее требовательным сфагнумом.



Фиг. 112. Зарастание водоемов с крутыми берегами. В горизонтальном направлении: I — зона планктона, II — водяные лилии, III — славина (слева). В вертикальном разрезе: 1 — торф из остатков различных растений, 2 — торфяной ил, 3 — сапропель, 4 — мергель.

По мере возвышения поверхности болота прекращается питание его грунтовыми водами, и питание происходит за счет атмосферных вод. В соответствии с этим Сукачевым предложена следующая классификация:

I. Болота грунтового питания.

A. Низинные болота (травяные — осоковые, тростниковые, камышовые, гилновые, лесные, ольшаники, осока, березовые леса).

B. Болота переходные (травяно-переходные, осоково-сфагновые, лесные).

II. Болота атмосферного питания (верховые, сфагновые).

3. Распространение и использование болот. Площадь болот в СССР составляет по данным В. С. Доктуровского, не менее 130 млн. га, из них около 30 млн. га находится в европейской части СССР и около 100 млн. га — в азиатской части. Следует указать, что точный учет болот, особенно в азиатской части СССР, еще не закончен. Районы, наиболее богатые болотами, следующие: в европейской части: Северный край, Ленинградская область и Мурман, Уральская область, Карельская АССР и Белорусская ССР. В азиатской части болота занимают огромное пространство на севере Западной и Восточной Сибири и Дальнего Востока. Залежи торфа в европейской части составляют свыше 16 млн. т воздушно-сухого торфа, что равно свыше 7 млн. т условного топлива. По запасам торфа СССР занимает первое место в мире.

Главное значение торфа — использование его в виде топлива; кроме того торф широко применяется в химической промышленности (торфяная смола, бензин, керосин, аммиак, уксусная кислота, кокс и др.), в строительном деле

<sup>1</sup> Гишум может быть отнесен и к первой категории.

(изоляционные плиты, картон, бумага); в последние годы торф; стал широко применяться в гидротехнике (в экранях и теле плотин) благодаря своим хорошим противифльтрационным свойствам.

#### § 4. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БОЛОТ

а) Общие данные. Болото имеет ряд гидрологических особенностей по сравнению с озерами и сушей; прежде всего надо отметить, что в торфяном болоте содержится от 89 до 94% воды по весу, удельный вес торфяной залежи равен единице. Несмотря на незначительный процент содержания сухого вещества (11 — 6%), вода задерживается в болоте именно сухим веществом; поэтому дренирование и осушение болот не могут значительно снизить процент содержания воды в болоте (не ниже 85%). Таким образом по выражению А. Д. Дубаха болото является как бы озером, но со связанной водой, или сушей, но с содержанием воды более 90%. В общем следует считать болото мощным аккумулятором воды. Рассмотрим, как протекают гидрологические процессы в болотах.

б) Испарение. Испарение с болот в количественном отношении изучено слабо ввиду сложности методики измерений в естественных условиях. Все же можно полагать, что испарение с болот происходит в значительном объеме по следующим причинам:

1) болото содержит громадное количество воды (чем влажность почвы больше, тем больше и испарение);

2) торф имеет значительную капиллярность, вследствие чего испаряющаяся с поверхности вода легко пополняется водой из нижних горизонтов с глубины до 6 м;

3. Черный цвет торфа низинных болот способствует поглощению солнечных лучей и нагреванию, увеличивающему испарение.

Можно считать, что испарение с болот за вегетационный период равно испарению с поверхности воды.

в) Колебания уровня грунтовых вод в болоте. На положение уровня грунтовых вод в болоте влияет ряд факторов: рельеф, характер растительности грунта, климат, осушительные сооружения.

Наблюдая колебания уровня воды в болоте, можно установить годовой ход колебаний; после снеготаяния уровень воды повышается (максимум); в летнее время с увеличением испарения уровень понижается (летний минимум); во время осенних дождей происходит некоторое повышение (осенний максимум) и зимой — понижение (зимний минимум).

г) Движение воды в торфяном грунте. Вследствие большой разнородности торфяных грунтов, изучение движения в них воды представляет большие трудности, тем более, что на скорость движения воды в торфе влияют также насыщение торфа водой, величина напора и другие факторы.

На основании опыта строительства Беломорско-Балтийского канала им. Сталина, хорошо разложившийся торф с нарушенной структурой имеет коэффициент фильтрации, колеблющийся от 0,00 и до 0,0000 га в зависимости от вида торфа и степени его разложения (га изменяется от 1 до 9). При хорошем измельчении торфа коэффициент фильтрации может быть уменьшен даже до 0,00000 га; в гидротехнических сооружениях допускается торф, разложившийся не менее, чем на 50%. Таким образом можно считать торф мало водопроницаемым грунтом. Скорость движения грунтовых вод в верхних слоях по Дубаху не превосходит 2—3 м/сутки а в средних и нижних слоях — 1 см/сутки. Однако следует учесть, что в болоте могут залежать водоносные грунты, могущие изменить условия движения грунтовых вод. Кроме того не торфа вода может поступать по вертикальным путям, в подстилающий песчаный грунт.

3) Сток с болот. Наблюдения над стоком с болот весьма немногочисленны; по данным торфяной опытной станции (1933 г.) с элементарных площадок Галицкого сфагнового болота наибольший модуль весеннего стока был равен 0,76 л/сек с 1 га и модуль дождевого поверхностного и грунтового стока 1,4 — 2,46 л/сек с 1 га. Наблюдения стока с минеральных элементарных площадок, проведенные в 1922—1926 гг. под Москвой, установили величину наибольшего.

модуля стока 8,2 л; такой же сток был получен во время весенних наблюдений с задерненного луга в Воронеже. Наблюденный максимальный сток за 1909—1910 гг. с 1 376 га Раменского болота (переходного типа) получился равным 2,21 л/сек/га, а с 38 220 га Оршинского сфагнового болота — 1,9 л/сек/га. Проф. Дубах считает, что величина средних летних модулей с заболоченных водосборов Московской области равна примерно 0,025 л/сек/га, Белоруссии — 0,035 л/сек/га, Ленинградской области 0,055 л/сек/га.

По наблюдениям на реках Ленинградской области с водосбором в 1 740 км<sup>2</sup> выяснилось, что заболоченность водосбора уменьшает суточный максимум и увеличивает летний сток. К сожалению указанные наблюдения недостаточно показательны, так как не имеется недочетов общего водного баланса и его изменений.

В общем можно считать, что болота связывают большие массы воды, затрудняют их участие в общем круговороте и способствуют потерям воды через испарение; для уточнения гидрологической роли работ необходимы дальнейшие исследования.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 7

### А. На русском языке

По общему списку — 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 11, 12.

#### а) Оз е р а

1. Академия наук СССР, „Труды комиссии по изучению озера Байкал“, т. II, Л. 1927.
2. А. А. Гельфер, Озеро Ильмень и его пойма, Л. 1927.
3. Государственный гидрологический институт, Исследования озер СССР (выходят выпусками).
4. Л. М. Книпович, Гидрология морей и солоноватых вод, М.-Л. 1938.
5. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Бассейн оз. Севан (Гокча), т. I, II, III, Л. 1930—1931.
6. Ласточкин, Стоячие водоемы, озера и пруды, М. 1925.
7. Материалы по исследованию озера Севан, ч. I—V, Л. 1932—1935.
8. То же, ч. VI, В. К. Д а в ы д о в, Водный баланс озера Севан, Л. 1938.
9. С. А. Советов, Онежское озеро, II. 1917.
10. Форель, Руководство по озероведению, СПб 1912.

#### б) Б о л о т а

1. В. С. Дохтуровский, Торфяные болота, М.-Л. 1935.
2. Дубах, Очерки по гидрологии болот, Л. 1936.
3. В. Л. Сухачев, Болота, их образование, развитие и свойства, Л. 1925.
4. Оношко, Болотоведение, М. 1931.

### Б. Иностранная

По общему списку — 1, 2, 3, 8.

#### а) Оз е р а

1. L. W. Collet, Les lacs, Paris 1925.
2. W. Halbfass, Grundzüge einer vergleichenden Seekunde, Berlin 1923.
3. TV. Halbfass, Die Seen der Erde, Gotha 1922.
4. Magrini, Limnologia. Studio scientifica dei laghi, Milano 1907.

#### б) Б о л о т а

1. K. Bülow, Handbuch der Moorkunde, Berlin 1929.
2. R. Schreiber, Moorkunde, Berlin 1927.

## Глава 8

### ЛЕДНИКИ. ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА

#### § 1. ЛЕДНИКИ

1. Снеговая линия. Образование ледников. Терминология. С увеличением высоты над уровнем моря температура воздуха постепенно уменьшается; на известной высоте над уровнем моря температура воздуха равна нулю, а выше — отрицательна, и в этой области осадки выпадают в виде снега. Можно установить границу с таким сочетанием климатических факторов, при которых за

год выпадает столько снега, сколько может растаять и испариться; эта граница известна под названием „снеговой линии“/ Положение ее зависит как от широтного положения, климатических факторов, так и от характера рельефа; в свавр с колебаниями температуры воздуха в течение года положение снеговой линии соответственно изменяется: летом снеговая линия повышается, зимой — спускается.

Ниже указана высота снеговой линии над уровнем моря для некоторых районов:

Наименование местности	Высота снеговой линии над уровнем моря в м	Наименование местности	Высота снеговой линии над уровнем моря в м
Новая Земля (Маточкин шар) ...	600	Кавказ восточный.....	3500—3900
Норвегия .....	700—1900	Средняя Азия.....	3400—5000
Альпы.....	2 500—3 100	Памир.....	5500
Кавказ западный.....	2900	Алтай.....	2 200—2 600

По мере выпадения и накопления снега в высокогорных районах нижние его слои под тяжестью верхних уплотняются, и в результате образуется так называемый фирн, который представляет собой слежавшийся снег с зернами кристаллического льда; в дальнейшем фирн уплотняется и образуется сперва белый фирновый лед (плотностью 0,85), а затем прозрачный голубого цвета глетчерный лед (плотностью 0,88—0,91). Скопление масс льда называется ледником или глетчером; часть гидрологии, изучающая ледники и их режим, называется гляциологией.

Общая площадь, занятая ледниками в СССР, не менее 61500 км<sup>2</sup> (по С. В. Калеснику), из них на области умеренных широт приходится около 13 500 км<sup>2</sup>, а на оледенение арктических островов (Новая Земля, Северная Земля, архипелаг Франца Иосифа) около 48 000 км<sup>2</sup>; из областей умеренных широт наиболее богаты ледниками Кавказ, Средняя Азия, Алтай, Камчатка. Площадь оледенения на земном шаре около 15,2 млн. км<sup>2</sup> что составляет 10% площади суши.

Вследствие пластичности лед, находящийся под большим давлением (толщина ледников достигает иногда 400 м и более), приходит в движение и стекает по склону горы или по дну долины; при этом лед выходит из-под фирнового покрова и опускается ниже снеговой линии, где подвергается абляции, таянию. Таким образом ледник может быть разделен на две основные части: верхнюю, где происходит накопление льда (фирновый бассейн, цирк, область аккумуляции), и нижнюю, где происходит таяние этого ледника, язык (область абляции). Граница между названными частями называется фирновой линией, которая теоретически совпадает со снеговой линией.

В питании ледников участвуют главным образом снеговые осадки, а также конденсация водяных паров; кроме того источниками питания ледников являются лавины, или снеговые обвалы, объем которых достигает иногда величины свыше 1 млн. м<sup>3</sup>.

2. Движение ледников. Абляция а) Движение ледников. Движение ледника подобно движению вязкой жидкости, почему ледник по справедливости может быть назван ледяной рекой. Скорость движения льда увеличивается от краев к середине и от дна к поверхности; на закруглениях скорость больше у вогнутого берега; вследствие разности скоростей образуются трещины в леднике: боковые, поперечные, продольные. Чем больше масса льда, тем скорость движения больше при прочих равных условиях; с увеличением уклона скорость движения ледника также увеличивается. Скорость движения ледников выражается следующими величинами (по Калеснику, Корженевскому): альпийские ледники 0,10—0,40 м/сутки, некоторые ледники Гренландии до 20 л/сутки и более, ледники Федченко в Средней Азии — до 90 м/сутки. В среднем скорость движения ледника можно считать около 0,5—0,8 м/сутки.

Граница опускания ледника обуславливается равновесием процесса абляции и питания; чем больше таяние внизу, тем больше должно быть питание вверху.

В Альпах ледники опускаются до отметки 1 100 м, на Кавказе — до 1 600—3 100 м, в Средней Азии — до 2 600—4 300 м, т. е. ниже снеговой линии,

в Зеландии — до 210 м (вследствие обилия осадков здесь ледники оказываются таким образом в непосредственном соседстве с пальмами) (Н. Корженевский).

При увеличении питания ледника усиливается скорость движения, и ледник „наступает“ при уменьшении питания ледник „отступает“. Для альпийских ледников установлена закономерность колебаний с периодом около 85 лет (Рихтер).

Движущийся ледник производит громадную работу по изменению форм рельефа; узкие долины расширяются, образуются уширенные долины, так называемые трюги; переносимый ледником материал называется мореной; различают морены поверхностные, образованные материалами, свалившимися со склонов (боковые, срединные); основные (донные), залегающие под ледником; конечные, образующиеся в конце ледника. На фиг. 113 показана общая схема долинного ледника.

б) Абляция. Абляция представляет собой совокупность явлений, вызывающих убыль ледника ниже снеговой линии. Так как в результате абляции происходит образование воды, идущей на питание рек, рассмотрим сущность и ход этого явления; различают абляцию поверхностную, внутреннюю и подледниковую, или донную.

Поверхностная абляция вызывается непосредственным нагреванием льда солнечными лучами (солнечная радиация), нагреванием вследствие соприкосновения льда с теплым воздухом, действием дождей, теплыми ветрами, испарением; величина поверхностной абляции изменяется как в течение года, так и в течение суток.

Внутренняя абляция, происходящая вследствие трения внутри ледников масс и циркуляции воды и воздуха, сравнительно невелика.

Подледниковая, или донная, абляция вызывается переходом тепла из земной коры в дно ледника, а также плавлением льда вследствие больших давлений; однако следует отметить, что плавление льда от давления возможно лишь при температуре льда, близкой к нулю.

### 3. Влияние ледников на питание рек.

В результате абляции образуются потоки талых вод, мощность которых зависит от размеров ледника, условий таяния, характера рельефа и пр. На больших ледниках ручьи, пробивающиеся во льдах, имеют иногда ширину до 10 м и более. Ручьи либо оттекают к краям ледника и образуют продольные потоки, либо падают в трещины; нередко на поверхности ледников образуются озера, например в углублениях фирновых полей, на стыке двух ледников, близ боковых морен и т. д.; как указано выше, вода двигается и внутри льда и под льдом.

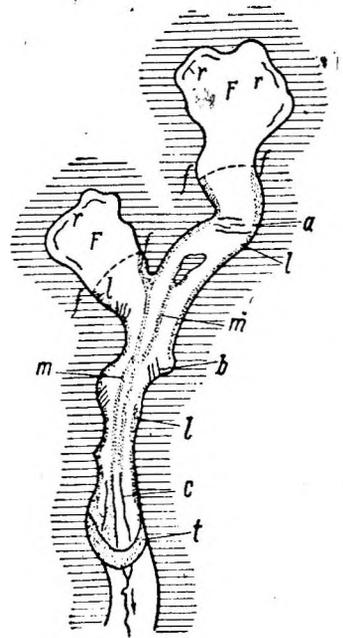
Ясно, что деятельность ледников сильно отражается на условиях питания рек, в верховьях которых расположены ледники. Если в бассейне данной реки имеются ледники, необходимо тщательно изучить на карте место их расположения; просуммировав площадь ледников, находят так называемый коэффициент оледенения бассейна

$$K = \frac{\Omega}{F}, \quad (263)$$

где  $\Omega$  — площадь ледника,  $F$  — площадь бассейна реки.

Большую помощь в изучении ледников могут оказать так называемые каталоги ледников] например для ледников Средней Азии каталог составлен

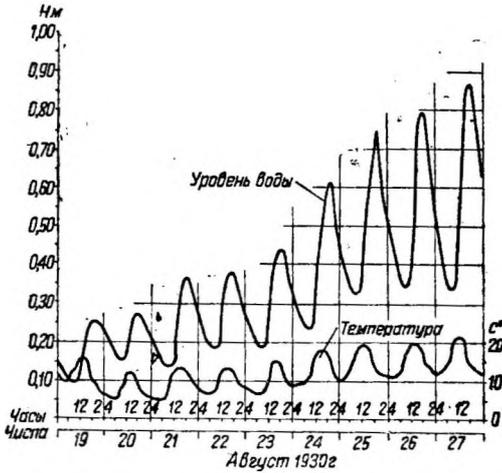
Н. Л. Корженевским.



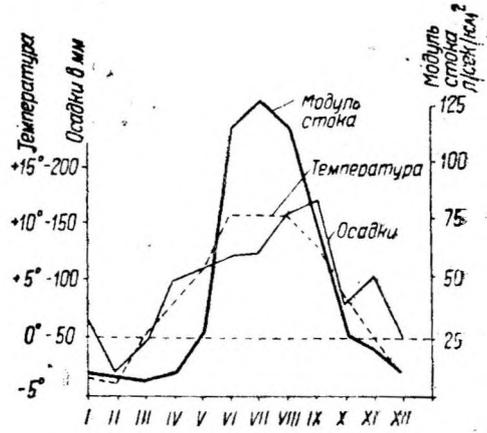
Фиг. 113. Общая схема долинного ледника:  $F$  — фирновый бассейн;  $ff$  — фирновая линия;  $r$  — краевые трещины;  $a$  — поперечные трещины;  $b$  — боковые трещины;  $c$  — продольные трещины;  $l$  — боковые морены;  $m$  — срединные морены;  $t$  — конечная морена.

Если коэффициент оледенения достигает 15%<sup>1</sup> и более, то такой бассейн можно назвать ледниковым.

Так как согласно вышеизложенному интенсивность абляции зависит главным образом от температуры воздуха, то графики колебаний уровня воды в реке с ледниковым питанием и колебаний температуры имеют примерно одинаковый характер, как это видно на фиг. 114.



Фиг. 114. Графики колебаний температуры воздуха и уровня воды для одной из альпийских рек.



Фиг. 115. Графики колебаний температуры воздуха, осадков и модулей стока для одной из альпийских рек.

Таблица 43

**Отношение между максимальными и минимальными расходами в течение суток для некоторых альпийских рек**

Название реки	Площадь бассейна в км <sup>2</sup>	Коэффициент оледенения	Отношение между максимальным и минимальным расходами в течение суток	
			среднее	максимальное
Фродольфо .....	105	36,2	2,53	3,18
Дора Балтеа .....	372	20,5	1,80	2,0
Лис .....	90	19,5	2,6	3,43
Дора .....	3 329	7,12	1,50	1,74

Таблица 44

**Сравнение модулей стока для разных частей бассейна р. Фродольфо**

	Модуль стока в л/сек 1 км <sup>2</sup>	
	площадь ледника	остальная площадь
Зима .....	3,7	9,4
Весна .....	80,0	37,0
Лето .....	8,7	25,0
Осень .....	235,0	37,0
За год ..	82,0	27,2

В табл. 43 приведены данные, характеризующие отношение между максимальными и минимальными расходами в течение суток для некоторых альпийских рек.

Из таблицы видно, что в рассматриваемых примерах наибольшее отношение между наибольшим и наименьшим расходом равно 3,43.

Колебания расходов и модулей стока в течение года также находятся в соответствии с колебаниями температуры. На фиг. 115 показаны совмещенные графики колебаний модулей стока, темпера-

<sup>1</sup> По итальяским данным 20%.

тур а осадков для Фродольфо — одного из левых притоков р. Адды; площадь бассейна равна 105 км<sup>2</sup>, из которых ледники занимают площадь 38 км<sup>2</sup>, средняя высота бассейна над уровнем моря — 2 800 м.

Фиг. 115 наглядно подтверждает сильное влияние ледника на режим водного потока: модуль стока в июле достигает 130 л/сек с 1 км<sup>2</sup>. Это влияние становится еще более наглядным, если выделить особо площадь ледника и остальную площадь бассейна; результаты соответствующих подсчетов помещены в табл. 44.

Из табл. 44 видно, что в течение весны и осени модуль стока с ледника значительно выше модуля стока с остальной площади бассейна; в зимнее же и летнее время наблюдается обратная картина; средний годовой модуль стока с площади ледника в рассматриваемом примере равен 82,0 л/сек с 1 км<sup>2</sup>; для некоторых альпийских ледников, расположенных на высоте 3 000 — 3 500 м, модуль годового стока достигает величины 450 л/сек с 1 км<sup>2</sup> (Джиандотти).

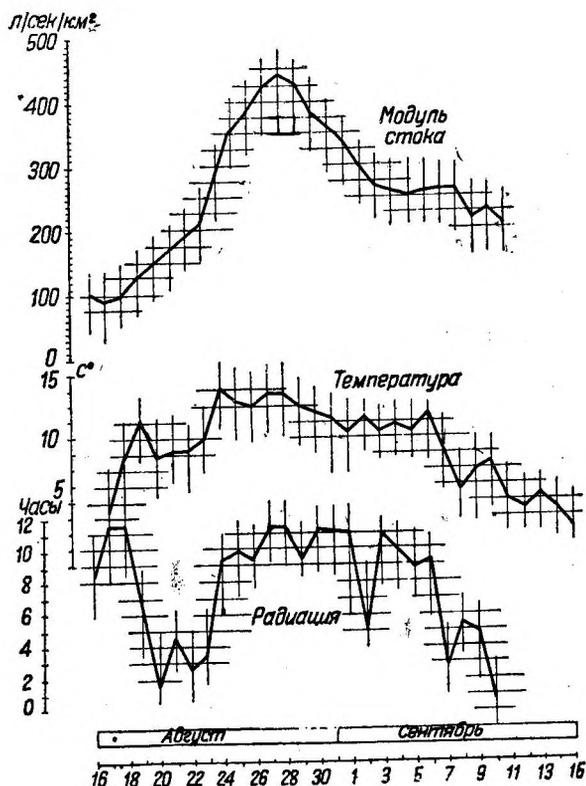
Для некоторых альпийских рек получена простая линейная зависимость между величинами средней месячной температуры за август, сентябрь (на высоте 2100 м) и средним месячным модулем стока (пределы колебаний температуры 6—13°), а именно  $m = at$ , где  $a$  для трех бассейнов получилась равной 37, 52, 28. Сравнительно большие колебания величин  $a$  объясняются главным образом различием условий абляции ледников.

Как было указано выше, на интенсивность абляции, а значит, и на величину модуля стока влияет не только температура воздуха, но и солнечная радиация; на фиг. 116 показаны следующие графики: а) колебаний модуля стока с площади ледника Форно (питающего р. Фродольфо, см. выше); б) колебаний температуры воздуха; в) колебаний радиации за период с 15 августа по 15 сентября 1930 г. Из фиг. 116 видно, что наибольшая величина модуля стока соответствует максимуму температуры и солнечной радиации.

Если данные непосредственных гидрометрических измерений расходов воды отсутствуют, то для определения модуля стока рек с ледниковым питанием используются в первую очередь температурные наблюдения (гл. 5); что касается данных по солнечной радиации, то к сожалению имеется мало материалов, характеризующих это явление.

## § 2. ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА.

1. Вечная мерзлота и ее распределение. Мерзлый слой грунта, находящийся на некоторой глубине и имеющий отрицательную температуру непрерывно в течение многих лет, иногда тысячелетий, называется вечной мерзлотой. В СССР вечная мерзлота занимает по данным М. И. Сумгина площадь около 10 млн. км<sup>2</sup>, что составляет до 47% всей советской территории.



Фиг. 116. График колебаний модуля стока, температуры воздуха и солнечной радиации (ледник Форно, Альпы).

Как видно из карты (фиг. 117), площадь, занятая вечной мерзлотой в СССР, может быть разделена на следующие районы: 1-й район — северный — со сплошной вечной мерзлотой; 2-й район — где начинают встречаться острова талого грунта (талики — поместному названию); в 3-м районе — острова таликов — частое явление, и наконец 4-й район — встречаются лишь местами отдельные острова вечной мерзлоты. Кроме указанных основных районов распространения вечной мерзлоты имеются районы, удаленные от основных, где также наблюдается вечная мерзлота; к числу таких районов относится например Памир, где площадь вечной мерзлоты составляет около 200 тыс. км<sup>2</sup> (Сумгин).

Слой грунта, находящийся выше верхней границы вечной мерзлоты и летом оттаивающий, а зимой замерзающий, называется деятельным слоем. Мощность деятельного слоя зависит от широты местности, характера грунтов, растительности, рельефа, а также от ориентировки местности по странам света.

По данным М. И. Сумгина толщина деятельного слоя колеблется в следующих пределах: для песчаных грунтов — 1,2—4 м, для глинистых — 0,7—2,5 м и для торфяных болотных — 0,2—1,0 м.

Мощность вечной мерзлоты весьма разнообразна — от 2 до 300 м и более; ввиду сложности методики изучения этот вопрос освещен недостаточно.

По характеру строения различают вечную мерзлоту сплошную и слоистую; в обоих случаях могут быть следующие две разновидности деятельного слоя, а именно: 1) деятельный слой ежегодно сливается зимой с верхней границей вечной мерзлоты, 2) деятельный слой не сливается зимой с верхней границей вечной мерзлоты, а между нижней границей деятельного слоя и верхней границей вечной мерзлоты расположен слой талого грунта.

Что касается температурного режима в толще вечной мерзлоты, то он в значительной мере разнообразен (изучен слабо); можно полагать, следуя М. И. Сумгину, что на крайнем севере Западной Сибири температура в верхнем 10 м слое грунта имеет величину порядка  $-3^{\circ}$ ,  $-7^{\circ}$ ; в более южных районах (южнее  $55^{\circ}$  с. ш.) температура грунта на глубине 10—15 м не ниже  $-1^{\circ}$  ÷  $-1,5^{\circ}$ .

**2. Влияние вечной мерзлоты на режим стока.** а) Общие данные. Вечная мерзлота оказывает существенное влияние как на подземные, так и на поверхностные воды, а равно и на режим стока; при изучении взаимоотношений воды, находящейся в жидкой фазе, с вечной мерзлотой, температура которой ниже нуля, необходимо прежде всего учесть, что между водой и вечной мерзлотой имеется по выражению М. И. Сумгина „глубокий антагонизм состояний“: вода стремится растопить мерзлоту, мерзлота, наоборот, стремится заморозить воду. Кроме того надо принять во внимание, что мерзлый грунт отличается водонепроницаемостью и водоупорностью (до тех пор, пока не оттаяет).

б) Подземные воды в районе вечной мерзлоты. Можно считать доказанным, что в толще вечной мерзлоты имеются грунтовые воды, которые называются межмерзлотными, кроме того наблюдаются грунтовые воды надмерзлотные, т. е. расположенные в слое между поверхностью земли и верхней границей вечной мерзлоты, а также подмерзлотные, залегающие ниже нижней границы вечной мерзлоты.

Надмерзлотные воды подвержены колебаниям температуры, происходящим в течение года; в этих слоях наблюдается чередование жидкой и твердой фаз воды. Межмерзлотные воды движутся по талым жилам или пластам среди мерзлоты; кроме того они залегают в виде льда. Подмерзлотные воды характеризуются постоянством жидкой фазы.

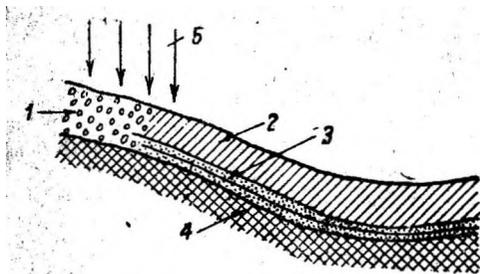
Все перечисленные виды подземных вод обычно связаны между собой; происхождение их различно.

Надмерзлотные воды происходят как за счет атмосферных осадков, так и межмерзлотных вод (фиг. 118 и 119).

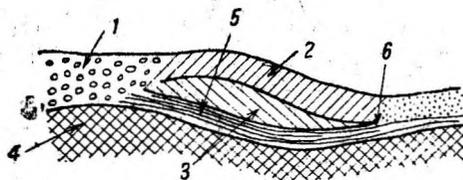
Межмерзлотные воды питаются либо атмосферными осадками, либо подмерзлотными водами. Подмерзлотные воды питаются осадками при участии межмерзлотных вод (фиг. 120) или непосредственно осадками (фиг. 121).



Особо должно быть отмечено явление наледей грунтовых вод; они образуются вследствие замерзания надмерзлотных, межмерзлотных, а также и под-

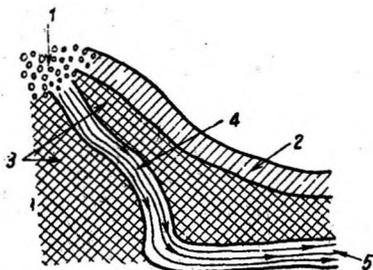


Фиг. 118. Схема питания надмерзлотных вод осадками: 1 — каменная россыпь; 2 — деятельный слой; 3 — водоносный слой с потоком надмерзлотной воды; 4 — вечная мерзлота; 5 — осадки.

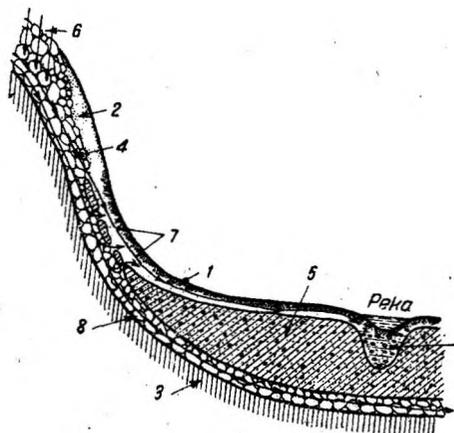


Фиг. 119. Схема питания надмерзлотной воды межмерзлотной водой, происшедшей за счет атмосферных осадков: 1 — каменная россыпь; 2 — глинистый грунт; 3 — вечная мерзлота над межмерзлотным потоком; 4 — вечная мерзлота, подстилающая межмерзлотный, а вправо на рисунке надмерзлотный поток; 5 — межмерзлотная вода; 6 — выход межмерзлотной воды.

мерзлотных вод; наледи, которые образуются за счет надмерзлотных вод (фиг. 118), питающихся атмосферными осадками, не столь значительны, как наледи, в которые поступает межмерзлотная, в особенности подмерзлотная вода (фигура 122); грунтовые наледи имеют вид бугров высотой 3—10 м, диаметром 30—50 м и более; на поверхности бугра — трещины; сверху бугор покрыт



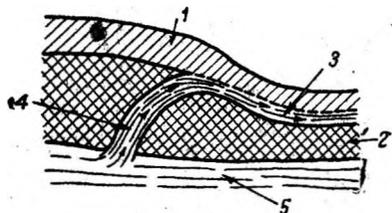
Фиг. 120. Схема питания подмерзлотных вод за счет атмосферных осадков через посредство межмерзлотных вод. 1 — каменная россыпь; 2 — деятельный слой; 3 — вечная мерзлота; 4 — межмерзлотные воды; 5 — подмерзлотные воды.



Фиг. 121. Схема питания подмерзлотных вод атмосферными осадками без участия межмерзлотных вод: 1 — почва; 3 — рыхлый грунт + мелкозем; 3 — скала; 4 — скалистые обломки; 5 — вечная мерзлота; 6 — воды осадков; 7 — надмерзлотные воды; 8 — подмерзлотные воды.

слоем льда толщиной до 2 м, внутри бугра прослойка грунта и льда, ниже — вода и талый грунт; грунтовые наледи бывают как однолетние, так и многолетние; в Якутии они называются „булгуняхи“; иногда наледи образуются также и среди озер. Встречаются также ключевые наледи, образующиеся вследствие замерзания воды источников, выходящих на поверхность. Площади, занимаемые ключевыми наледями, доходят иногда до 70 000 м<sup>2</sup>.

в) Особенности режима рек в районах вечной мерзлоты. Следует отметить, что районы вечной мерзлоты беднее грунтовыми водами, чем районы, не имеющие вечной мерзлоты; поэтому



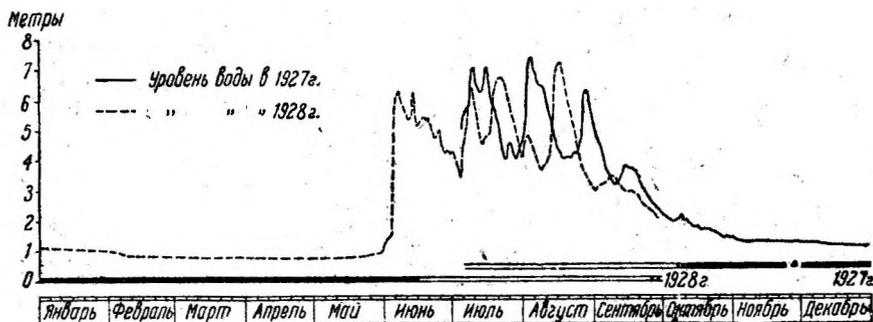
Фиг. 122. Схема питания надмерзлотных вод за счет межмерзлотных вод, выносящих на дневную поверхность подмерзлотные воды: 1 — деятельный слой; 2 — вечная мерзлота; 3 — надмерзлотные воды; 4 — межмерзлотные воды; 5 — надмерзлотные воды.

в те периоды (осень, зима), когда питание реки происходит за счет подземных вод, расходы воды северных рек резко уменьшаются; практически они становятся нередко близкими к нулю; так например, сток р. Яны у Казачьего за 7 осенних и зимних месяцев составляет всего 0,2% от годового стока. Если к этому, добавить, что многие реки промерзают зимой до дна (гл. 4, § 14), то станут ясными технические трудности при проектировании водоснабжения в районах вечной мерзлоты; равным образом и проектирование гидроэлектрических станций усложняется ввиду необходимости создания водохранилищ для регулирования стока.

Так как вечная мерзлота является водоупорной, а залегает она сравнительно на небольшой глубине, то создаются условия, благоприятствующие быстрому подъему и спаду дождей паводков.

К тому же нередко в районах вечной мерзлоты, как например в бассейне р. Яны, растительность редкая, поэтому создаются дополнительные условия для быстрого стока.

График колебаний уровня воды река в районе вечной мерзлоты характеризуется наличием ряда паводков, проходящих в течение лета, причем скорости



Фиг. 128. График колебаний уровня воды р. Яны у о. Казачьего.

подъема и спада вод значительны; для примера на фиг. 123 приведен график колебаний уровня воды р. Яны (скорость подъема выше, чем спада); этот график напоминает по внешнему виду график реки с ливневым питанием, что объясняется, как указано выше, наличием условий, облегчающих быстрый сток.

К описанным особенностям, связанным с влиянием вечной мерзлоты, следует добавить особенности зимнего режима рек, особенно в связи с развитием наледей, площадь которых достигает 150 км<sup>2</sup> и более, а также грунтовых наледей.

г) Мари. В районе вечной мерзлоты на Дальнем Востоке встречаются обширные заболоченные площади, которые носят название „мари“. Мари распространяются не только на поймах рек, но и на склонах гор; особенно распространены кочковатые мари; густо расположенные кочки затрудняют сток и способствуют насыщению марей водой.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 8

### а) Нарусском языке

По общему списку — 1, 3, 4, 7, 8, 11, 12.

1. С. В. Калесник, Ледники и их значение в жизни земли, Л. 1935.
2. С. В. Калесник, Горные ледниковые районы СССР, Л.-М. 1937.
3. Ж. В. Мушкетов, Физическая геология, т. II. М.-Л. 1926.
4. И. В. Попов, Ледники, Л. 1934.
5. М. И. Сумгин, Вечная мерзлота в пределах СССР, М. 1937.
6. Л. А. Цытович и М. Е. Сумгин, Основы механики мерзлых грунтов, М.—Л. 1987.

### б) Иностранная

По общему списку — 2, 3.

1. A. B. Dobrowolski, *Historia naturalna lodu*, Warszawa 1923.
2. A. Heim, *Handbuch der Gletscherkunde*, Stuttgart 1885.
3. Hess, *Die Gletseher*, Braunschweig 1904.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### МЕТОДЫ ИНЖЕНЕРНОЙ ГИДРОЛОГИИ И ЕЕ ЗАДАЧИ. СВЯЗЬ С ПРОЕКТИРОВАНИЕМ СООРУЖЕНИЙ

Из предыдущего изложения можно сделать вывод, что современная инженерная гидрология охватывает обширнейший комплекс вопросов. Достаточно вспомнить хотя бы перечень основных разделов, где были рассмотрены совместно с гидрологическими явлениями также вопросы, относящиеся и к метеорологии, и к геологии, и к геоморфологии, и к инженерному делу. Многие вопросы тесно связаны с гидравликой, физикой, химией. Отмеченная комплексность и широта содержания являются основными чертами современной инженерной гидрологии. К этому надо еще добавить тесную связь инженерной гидрологии с требованиями, выдвигаемыми водохозяйственным строительством. Какие же научные методы намечаются в настоящее время в области гидрологии, в особенности в советской, которая как уже было отмечено в гл. 1, занимает ведущее место в мировой гидрологической науке? Можно считать, что так как гидрология является многосторонней дисциплиной, то необходимо использование ряда методов для получения наибольшей эффективности.

Прежде всего используется метод непосредственных измерений и наблюдений естественных водных объектов. Сюда в первую очередь относятся наблюдения как на гидрологических станциях, так и экспедиционные исследования. Хотя этот метод, который можно назвать „гидрометрическим“, и дает основные, наиболее надежные материалы, характеризующие водные объекты, однако во многих случаях, особенно при изучении обширных малоисследованных районов, получение материалов путем непосредственных измерений представляется невозможным, в особенности по той причине, что для проектирования требуются данные многолетних наблюдений. К этому следует добавить, что производство исследований на обширных территориях сопряжено с затратой огромных средств.

Ввиду сказанного получает все большее и большее развитие метод, который можно назвать „гидрологическим“. Широко используя гидрометрические материалы, названный метод основывается на углубленном анализе гидрометрических данных и обобщениях элементов, характеризующих водные объекты. Могучим орудием гидрологического метода является построение разного рода карт изолиний и графиков, а также формул на основе фактических данных. В этом методе широкое применение находят также математическая статистика и теория вероятностей. Словом, гидрологический метод занимает ведущее место в современных исследованиях и проектировках.

Третий метод, широко использующий опыты в натуре и на моделях в лабораториях, может быть назван „экспериментальным“. Этот метод применяется для изучения таких вопросов, как испарение, образование глубинного льда, формирование русла и т. п. С каждым годом применение названного метода расширяется.

Четвертый метод, который может быть назван „математическим“, применяется для решения таких вопросов, где математика, гидравлика, гидромеханика и термодинамика могут быть эффективно использованы. Сюда относятся например вопросы движения водных потоков, взвешивание и отложение наносов, термический режим и пр.

Обычно приходится пользоваться всеми перечисленными методами в зависимости от характера вопроса, подлежащего разрешению. Было бы неправильно отдавать заранее предпочтение одному из этих методов. Надо каждый раз иметь в виду конечную цель и в первую очередь учитывать требования социалистического строительства.

Если рассматривать перечисленные методы с точки зрения их применения в разных стадиях проектирования, то можно сказать следующее: в начальной стадии проектирования, в случае необходимости составления рабочей гипотезы, используются почти исключительно имеющиеся гидрометрические материалы, иногда производятся и полевые измерения в весьма сокращенном объеме, при

этом широко применяются и гидрологические расчеты, особенно в мало освоенных районах.

При составлении *проектного задания* производство гидрометрических работ расширяется. Одновременно используются и гидрологические методы, которые в случае исследований в мало освоенных районах приобретают большое значение. В особо ответственных случаях производятся и экспериментальные исследования. Например при исследованиях в связи с проектом Камышинской плотины были проведены Б. В. Поляковым обширные экспериментальные исследования испарения, при проектировании Байкальской гидростанции на Ангаре В. М. Малышевым было организовано специальное изучение зимнего режима с применением точных наблюдений и расчетов физического характера.

При составлении технических проектов могут быть применяемы перечисленные выше четыре метода, причем метод математический нередко применяется совместно с экспериментальным. Особое развитие математический метод имеет при проведении работ научно-исследовательского характера.

## СПИСОК ОБЩЕЙ ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГИДРОЛОГИИ, ОТНОСЯЩЕЙСЯ К РАЗЛИЧНЫМ ГЛАВАМ КУРСА

### А. На русском языке

1. Б. А. Аполлов, О. К. Ланге, О. Т. Машкевич, Л. Л. Россолимо, В. А. Троицкий, Гидрология, Л. — М. 1939.
2. Е. В. Близняк, Производство исследований рек, озер и водоразделов, изд. 4-е, М. 1936.
3. М. А. Великанов, Гидрология суши, М. — Л. 1937.
4. А. В. Огиевский, Гидрология суши, М. — Л. 1936.
5. Б. В. Поляков, Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на реках малых бассейнов, М. — Л. 1937.
6. А. П. Россолимо, Основы гидрологии, М. — Л. 1937.
7. С. А. Советов, Курс общей гидрологии, Л. — М. 1931.
8. Справочники по водным ресурсам СССР, изд. Государственного гидрологического института, т. I—XVIII.
9. Справочник по мелиорации и гидрологии, т. II, М. 1937.
10. Ферстер. Справочная книга для инженеров-строителей, перев. с нем., ч. III М. 1934.
11. Непериодические издания:
  - а) „Записки Государственного гидрологического института“, Л.
  - б) „Известия Государственного гидрологического института“, Л.
  - в) „Известия Научно-исследовательского института гидротехники“, Л.
  - г) „Труды Государственного гидрологического института“, Л.
  - д) „Нижневожгопроект“, сборники, М.
  - е) „Труды гидрологических съездов“.
  - ж) „Труды гидрологических конференций Балтийских стран“.
12. Журналы:
  - а) „Вестник ирригации“, Ташкент 1923—1930.
  - б) „Гидротехническое строительство“.
  - в) „Журнал геофизики“, М.
  - г) „Метеорология и гидрология“, М.

### Б. Иностранная

1. Я. Engels, Handbuch des Wasserbaues, B. I, Leipzig 1923.
2. M. Giandotti, Idrologia generale, Firenze 1937.
3. Jasmund, Die Gewässerkunde, Handbuch der Ingenieurwissenschaften, III Teil.. B. I, Leipzig 1923.
4. D. W. Mead, Hydrology, N. Y. 1919.
6. Meyer, The Elements of Hydrology, N. Y. 1928.
6. Schaffernak, Hydrographie, Wien 1936.
7. Schoklitsch, Wasserbau, B. I, Wien 1930.
8. Журналы.
  - а) „Annales des ponts et chaussees“.
  - б) „Annali dei Lavori Pubblici“.
  - в) „Civil Engineering“.
  - г) „Deutsche Wasserwirtschaft“.
  - д) „Energia Elettrica“.
  - е) „Proceedings of American Society of Civil Engineers“.
  - ж) „Transactions of American Geophysic Union. Hydrology Section“.
  - з) „Wasserwirtschaft“.
  - и) „Wasserkraft und Wasserwirtschaft“.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие.....	3
Глава 1 Введение.....	4
§ 1. Определение гидрологии. Классификация гидрологических дисциплин.....	—
§ 2. Значение гидрологии. Краткая история развития гидрологии. Советская гидрология.....	5
§ 3. Распределение вод на земной поверхности. Общий круговорот воды в природе.....	7
Литература к главе 1.....	11
Глава 2. Климатические факторы.....	—
§ 1. Температура воздуха и почвы.....	—
§ 2. Влажность воздуха.....	12
§ 3. Испарение.....	16
§ 4. Осадки.....	27
§ 5. Давление воздуха.....	81
§ 6. Воздушные течения в атмосфере.....	32
§ 7. Синоптические карты погоды.....	—
§ 8. Понятие о методе корреляции.....	34
Литература к главе 2.....	38
Глава 3. Подземные воды.....	—
§ 1. Происхождение подземных вод.....	—
§ 2. Физические свойства горных пород, определяющие их отношение к воде.....	39
§ 3. Различные виды состояния воды в природе и движение подземных вод.....	43
§ 4. Характеристика подземных вод.....	46
§ 5. Расчет потерь на фильтрацию.....	52
§ 6. Определение фильтрации из водохранилища методом водного баланса.....	54
§ 7. Изучение некоторых элементов водного баланса, связанных с режимом подземных вод.....	56
Литература к главе 3.....	66
Глава 4. Реки.....	—
§ 1. Водосбор, бассейн и водораздел.....	—
§ 2. Речная сеть.....	68
§ 3. Река и ее система.....	60
§ 4. Долина и русло реки.....	63
§ 5. Продольный профиль реки. Продольный уклон.....	66
§ 6. Поперечное сечение реки. Поперечные уклоны.....	68
§ 7. Скорости течения. Равнинные и горные реки.....	71
§ 8. Питание рек.....	76
§ 9. Уровни.....	78
§ 10. Расходы.....	84
§ 11. Энергия рек.....	87
§ 12. Паводки.....	88
§ 13. Термический режим.....	94
§ 14. Зимний режим рек.....	95
§ 15. Устья рек.....	105
§ 16. Химический состав речных вод. Прозрачность и цвет воды. Гидрофлора и гидрофауна.....	109
Литература к главе 4.....	—

	Стр.
Глава 5. Поверхностный сток.....	109
§ 1. Основные факторы, влияющие на сток.....	—
§ 2. Формулы, связывающие основные факторы, влияющие на сток.....	115
§ 3. Различные характеристики стока.....	116
§ 4. Карты изолиний модулей стока.....	116
§ 5. Непостоянство нормы стока.....	119
§ 6. Применение кривых вероятностей к установлению вариации стока.....	120
§ 7. Расчет максимальных расходов.....	166
§ 8. Некоторые особенности расчета вариации уровней.....	161
§ 9. Внутригодовое распределение стока.....	162
§ 10. Низкий сток рек.....	166
§ 11. Источники получения гидрологических данных.....	165
Литература к главе 5.....	—
Глава 6. Наносы и твердый сток.....	166
§ 1. Работа поверхностного стока.....	—
§ 2. Твердый сток.....	167
§ 3. Взвешивание частиц потоком.....	168
§ 4. Влечение донных наносов.....	170
§ 5. Деформация речного русла.....	173
§ 6. Расчет заиления водохранилищ.....	176
§ 7. Размыв русла ниже плотины.....	182
§ 8. Влияние речных наносов на работу турбин.....	183
Литература к главе 6.....	184
Глава 7. Озера и болота.....	—
§ 1. Стоячие водоемы и схема их образования.....	—
§ 2. Озера.....	185
§ 3. Болота.....	197
§ 4. Гидрологический режим болот.....	200
Литература к главе 7.....	201
Глава 8. Ледники. Вечная мерзлота.....	—
§ 1. Ледники.....	—
§ 2. Вечная мерзлота.....	205
Литература к главе 8.....	208
Заключение. Методы инженерной гидрологии и ее задачи. Связь о проектированием сооружений.....	209
Список общей литературы, относящейся к различным главам курса.....	210

