

МИНИСТЕРСТВО СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА  
И ПРОДОВОЛЬСТВИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, НАУКИ И КАДРОВ

Учреждение образования  
«БЕЛОРУССКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ОРДЕНОВ ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ  
И ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННАЯ АКАДЕМИЯ»

Учреждение образования  
«БРЕСТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

# **ИНЖЕНЕРНАЯ ГИДРОЛОГИЯ И РЕГУЛИРОВАНИЕ СТОКА ГИДРОЛОГИЯ ТРАНСПОРТНЫХ СООРУЖЕНИЙ**

*Рекомендовано учебно-методическим объединением  
по образованию в области сельского хозяйства  
в качестве учебно-методического пособия для студентов  
учреждений, обеспечивающих получение высшего образования  
I степени по специальности 1-74 05 01 Мелиорация и водное  
хозяйство*

Горки  
БГСХА  
2021

УДК 532.5(075.8)  
ББК 26.22я73  
И62

*Рекомендовано методической комиссией  
мелиоративно-строительного факультета 27.01.2020 (протокол № 5)  
и Научно-методическим советом БГСХА 29.01.2020 (протокол № 5)*

**Авторы:**

доктор географических наук, профессор *А. А. Волчек*;  
кандидат технических наук, профессор *П. В. Шведовский*;  
кандидат технических наук, доцент *Ан. А. Волчек*;  
кандидат технических наук, доцент *Н. Н. Шешко*;  
доктор сельскохозяйственных наук, профессор *В. И. Желязко*;  
кандидат сельскохозяйственных наук, доцент *В. М. Лукашевич*;  
старший преподаватель *И. А. Левиунов*

**Рецензенты:**

доктор геолого-минералогических наук, профессор,  
член-корреспондент НАН Беларуси *М. А. Богдасаров*;  
кандидат технических наук, доцент *А. С. Анженков*;  
главный инженер РУП «Белгипроводхоз» *А. В. Яцухно*

**И62 Инженерная гидрология и регулирование стока. Гидрология транспортных сооружений** : учебно-методическое пособие / А. А. Волчек [и др.]. – Горки : БГСХА, 2021. – 151 с.  
ISBN 978-985-882-051-0.

Рассмотрены основные аспекты гидрологических расчетов транспортных сооружений и методика прогнозирования характеристик высоких и низких вод для соответствующего класса сооружений в течение периода эксплуатации. Значительное внимание уделено прогнозу влияния дорожно-мостовых и аэродромных сооружений на водотоки, водную среду и прилегающие территории.

Для студентов учреждений, обеспечивающих получение высшего образования I ступени по специальности 1-74 05 01 Мелиорация и водное хозяйство.

Пособие может представлять определенный интерес для специалистов в области транспортного и водохозяйственного строительства, гидромелиорации, экологии, преподавателей вузов, аспирантов, магистрантов и студентов специальностей строительства автомобильных дорог, водохозяйственных объектов, а также специальностей, связанных с природопользованием и природообустройством.

**УДК 532.5(075.8)  
ББК 26.22я73**

**ISBN 978-985-882-051-0**

© УО «Белорусская государственная  
сельскохозяйственная академия», 2021

## ВВЕДЕНИЕ

Данное учебно-методическое пособие включает в себя сведения о гидрологии транспортных сооружений, одного из основных разделов, изучаемых в курсе «Инженерная гидрология и регулирование стока».

Развитие и совершенствование транспортной сети – одна из главных задач народного хозяйства любой страны. Мостовые переходы и другие водопропускные сооружения, являясь сложными и дорогими объектами, находятся в тяжелых условиях эксплуатации. Именно их надежность, как правило, определяет эффективность и бесперебойность работы транспортной сети. Воздействие воды на полотно дороги, ее основание, сооружения дорожного водоотвода, водопропускные трубы и мосты представляет одну из главных причин нарушения условий нормальной эксплуатации. Еще более высокие требования предъявляются к взлетно-посадочным полосам аэропортов.

Каждый из перечисленных объектов в течение длительного срока эксплуатации подвергается многократному воздействию водных потоков в широком диапазоне изменения их водности, начиная с полного пересыхания и кончая наводнениями и паводками. Как правило, для дорожных сооружений самыми опасными являются водные потоки в периоды паводков и половодий. Пучинообразование и вызываемая им резкая потеря несущей способности основания земляного полотна дороги наиболее интенсивны при высоких уровнях грунтовых вод. Перелив через насыпи, кюветы, лотки может вызвать многоводные потоки при таянии снега и интенсивных дождях. В период высоких половодий возможен размыв укрепленных участков русел и подмыв мостовых опор, затопление подходов к мостам и пролетных строений.

Изучая настоящий курс, будущий инженер должен овладеть методикой прогнозирования характеристик высоководных потоков, методами расчета сооружений на них на основе глубокого понимания физики природных и техногенных явлений и процессов.

Роль и место гидрологии в проектировании и строительстве автомобильных дорог, их связь со смежными дисциплинами можно продемонстрировать на примере самого распространенного сооружения – дорожной водопропускной трубы или малого моста. Как показывает статистика, в среднем на каждый километр дороги приходится одно такое сооружение.

Уже на первых этапах проектирования, наметив варианты трассы дороги, определяют тип водопропускных сооружений на пересечениях

с водотоками: дорожная труба, малый или средний мост, мостовой переход. Исходный материал при этом обеспечивает гидрология.

С помощью изысканий методами гидрометрии обеспечиваются измерения потоков в местах их пересечения с трассой дороги, глубины, ширины по свободной поверхности, скорости течения, т.

температурой воды, толщиной льда, ледовыми явлениями. На некоторых гидрологических постах дополнительно производятся метеорологические наблюдения за осадками, снежным покровом, метеорологическими явлениями. Эти материалы можно использовать при гидрологическом анализе и расчетах стока. К настоящему времени накоплен большой фактический материал по стоку рек, хотя для Беларуси он все же недостаточен.

Гидрологические характеристики рассчитывают для решения различных задач. Расчеты ведут обычно на основании указаний и рекомендаций, приведенных в нормативных документах, издаваемых различными государственными организациями и имеющих республиканское или ведомственное значение. Широкое применение имеет «ТКП 45-3.04-168-2009(02250) Расчетные гидрологические характеристики. Порядок определения», посвященный расчетам основных гидрологических характеристик.

Во всех случаях выполнения расчетов следует произвести анализ исходных материалов наблюдений, который включает проверку:

1) степени соответствия наблюдаемого режима реки в створе поста естественному ее режиму (отсутствие или наличие в русле реки или на водосборе искусственных сооружений, приводящих к нарушению естественного режима реки);

2) полноты и надежности наблюдений за уровнем воды. Частота наблюдений в периоды половодья и паводков должна обеспечивать регистрацию высшего уровня воды за период половодья или паводка;

3) причин, обусловивших высокий уровень воды: высокий паводок (половодье), затор или зажор, подпор от нижерасположенной плотины, сброс воды из вышерасположенного водохранилища, прорыв плотины и т. д.;

4) полноты учета стока на пойме и притоках в расчетном створе;

5) способа измерений наибольших расходов;

6) правильности экстраполяции кривых расходов воды до наивысших и низших уровней воды.

Чтобы избежать ненужных затрат времени и труда и по возможности облегчить вычислительную работу при расчетах, необходимо руководствоваться приведенными ниже рекомендациями и правилами.

1. Точность гидрологических расчетов должна соответствовать заданной точности конечных результатов, необходимых для решения той или иной практической задачи. Следовательно, производство различного рода расчетов не следует усложнять, если путем применения более простых приемов можно получить результат, удовлетворяющий поставленным задачам.

2. Точность конечных результатов вычислений не может быть больше точности исходных данных. Поэтому прежде чем переходить к вычислениям, необходимо получить ясное представление о том, какова точность исходных данных. Если в исходных данных указано излишнее число цифр, следует пользоваться правилом округления. Например, округляемые числа 17,84; 17,75; 17,86. Соответственно округленные 17,8; 17,8; 17,9.

3. При всех промежуточных вычислениях следует оставлять на одну цифру больше того числа, которое отвечает точности конечного результата. Так, например, если должен быть определен расход с точностью до  $1 \text{ м}^3/\text{с}$ , то все промежуточные вычисления следует производить с точностью до  $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$ .

4. Все вычисления должны производиться под непрерывным контролем, который своевременно обнаруживает ошибку. Основной формой контроля должна явиться проверка при помощи обратных действий. Очень важной формой контроля являются повторные вычисления, выполненные другим лицом. Следует отметить, что в гидрологических расчетах и при обработке гидрометрических материалов все бланки имеют две подписи: «составил» и «проверил», причем проверка должна проходить не выборочно, а полностью. Для обеспечения надлежащего контроля исполнитель первичной обработки всегда должен подробно указывать, какие приемы, формулы и методические указания были положены в основу.

Расчетные гидрологические характеристики определяют в большом диапазоне обеспеченностей. Однако для конкретной характеристики этот диапазон существенно сокращается. Так, максимальный расход воды рассчитывают, как правило, в диапазоне обеспеченностей 0,01–10 % (чаще 0,3, 1, 2, 3, 5 и 10 %) в зависимости от поставленных в проекте задач (от класса сооружения). Минимальные расходы воды обычно рассчитывают в диапазоне обеспеченностей 75–99 % (чаще 80, 85, 90, 95 и 97 %) в зависимости от типа (класса) сооружений.

В расчетах можно использовать мгновенные, срочные или средне-суточные максимальные расходы воды (в зависимости от размеров рек и класса сооружения), а при расчетах минимального стока наиболее широко используют средние расходы воды за 30 сут (или среднемесячные) и за 1 сут, хотя в отдельных случаях можно использовать средние за 5, 7 или 10 сут.

Уровни воды рассчитывают обычно для обеспеченностей 1, 3 и 5 или 90, 95 и 97 %.

Таким образом, круг решаемых задач весьма широк и разнообразен. Он определяется классом (типом) транспортного (гидротехнического) сооружения.

## 1.

### 1.1.

При исследовании гидрологических явлений и в особенности при расчетах стока широкое применение получили методы математической статистики, основанные на теории вероятности.

Основная задача расчетов стока заключается в получении данных, характеризующих сток в будущем, когда будут действовать проектируемые мероприятия. Основанием для такого прогноза являются данные о стоке и определяющих его факторах за прошедшее время. Имея результаты непосредственных измерений стока за длительный период и основываясь на закономерностях явлений, с достаточной степенью вероятности можно получить необходимые характеристики стока.

Гидрологические явления и процессы в преобладающем большинстве многофакторные, т. е. представляют результат действия большого числа факторов, степень влияния каждого из которых на формирование рассматриваемого явления учесть в полной мере не представляется возможным. Например, годовой сток зависит от количества осадков годовых, зимнего периода текущего гидрологического года, весенне-летнего периода предшествующего гидрологического года, температуры воздуха, запасов влаги в бассейне и др. Каждый из этих факторов, в свою очередь, обусловлен рядом действующих других факторов, например радиационным балансом, теплообменом с атмосферой и другими, поэтому их значение может быть определено только статистическими методами.

Использование статистических закономерностей в гидрологических расчетах основано на том, что характеристики гидрологического режима (максимальные, минимальные или годовые расходы воды, осадки и др.) рассматриваются как совокупность случайных величин. Случайными считают какие-либо значения одной и той же величины, последовательность появления которых не связана с появлением предыдущих значений этой же величины.

Теоретическим обоснованием возможности рассмотрения гидрологических рядов как совокупности случайных величин являются так называемые *предельные теоремы теории вероятности*.

Основное положение этих теорем сводится к закону больших чисел, согласно которому при очень большом числе случайных однородных явлений средний их результат практически перестает быть случайным и может быть предсказан с большой степенью определенности. Это свойство случайных явлений достаточно отчетливо проявляется в рядах гидрологических величин.

Второе положение заключается в центральной предельной теореме, согласно которой явления (события), возникающие под действием суммы или произведения большого числа независимых (слабо зависимых) случайных факторов, образуют случайную совокупность, подчиняющуюся определенным статистическим законам.

Многие гидрологические явления могут рассматриваться как удовлетворяющие этой схеме.

## 1.2.

*Обеспеченность гидрологической характеристики* – вероятность того, что рассматриваемое значение гидрологической величины может быть превышено.

Если ряд гидрологических характеристик, состоящий из  $n$  членов, расположить в порядке убывания, вероятность превышения в процентах или обеспеченность характеристики, занимающей  $m$  место в ряду, составит:

$$P = \frac{m}{n} 100 \%. \quad (1.1)$$

По формуле (1.1) обеспеченность последнего члена ряда независимо от числа входящих в него характеристик получаем одинаковой и равной 100 %. Поэтому в формулу (1.1) необходимо внести поправки, учитывающие асимптотическое приближение обеспеченности к 100 % при  $n$ .

Для установления эмпирической обеспеченности членом ограниченного ряда, которая бы в большей мере отвечала теоретической обеспеченности, предложено теоретически обоснованное выражение

$$P = \frac{m}{n+1} 100 \%. \quad (1.2)$$

Зная эмпирическую обеспеченность гидрологической характеристики, можно подсчитать вероятную повторяемость ее в годах. Под *повторяемостью* гидрологической величины понимают число лет  $N$ , в течение которых данная величина встречается (превышается) в среднем один раз. Обеспеченность  $P$  и повторяемость  $N$  связаны между собой следующим образом:

$$N = 100 / P, \text{ при } P < 50 \%, \quad (1.3)$$

$$N = 100 / (100 - P), \text{ при } P > 50 \%. \quad (1.4)$$

Имея достаточно длинный ряд наблюдений за расходами воды, можно вычислить эмпирическую обеспеченность каждого члена ряда по формуле (1.2) и построить ее эмпирическую кривую.

Однако эмпирическая кривая обеспеченности непосредственно не дает возможности решить вопрос о расходах за пределами фактических наблюдений, так как непосредственная экстраполяция ее довольно неопределенна и может привести к значительным ошибкам. Поэтому в гидрологии применяется ряд типовых математических кривых распределения для экстраполяции эмпирической обеспеченности. Кроме того, используются различные клетчатки, позволяющие спрямить эмпирическую кривую обеспеченности и таким образом облегчить задачу ее экстраполяции.

### 1.3.

Кривая распределения представляет графическое изображение распределения случайной величины. Предположим, имеются наблюдения за некоторой гидрологической характеристикой на какой-либо реке  $G(i)$  за период  $N$  лет. Выразим эти данные в относительных величинах:  $k(i) = G(i) / G_{\text{ср}}$  ( $G_{\text{ср}}$  – среднеарифметическое значение ряда). Рассмотрим их не в календарной последовательности, а в порядке убывания. Если такой ряд разбить на одинаковые интервалы по величине стока и определить частоту повторения его значений в каждом интервале ( $n_1, n_2, \dots, n_i$ ), можно построить ступенчатый график распределения частоты или вероятностей. Такой график в математической статистике называется *гистограммой распределения*. Чем ближе значение члена ряда к среднему значению, тем повторяемость больше. И наоборот, по мере удаления от среднего значения вправо и влево все меньше членов ряда попадает в интервал, и повторяемость, или частота, падает. Это обстоятельство соответствует закону больших чисел, из которого сле-

дует, что чем больше отклонение какого-либо значения в данном ряду от среднего, тем меньше вероятность появления такой величины.

При безграничном росте членов ряда и уменьшении интервала до бесконечно малой величины гистограмма распределения превращается в плавную кривую (кривую распределения вероятностей) (рис. 1.1). Она дает наглядное представление о законе распределения случайной величины и характеризует вероятность появления того или иного значения рассматриваемого ряда случайных величин.

Кривая распределения имеет три характерные точки на оси абсцисс: точка 1 – центр распределения, соответствует среднеарифметическому значению ряда (ордината, проходящая через эту точку, называется центральной); точка 2 – медиана, делит ряд на две равные части; точка 3 – мода, представляет значение члена ряда, которому соответствует наибольшая частота. Ордината, проходящая через точку 3, называется *модальной*.

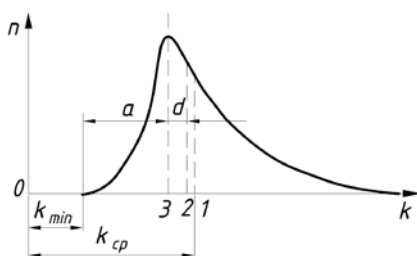


Рис. 1.1. Кривая распределения вероятностей:  
1 – центр распределения; 2 – медиана; 3 – мода

Кривые распределения бывают симметричные и асимметричные. Кривая распределения называется симметричной, если центральная, медианная и модальная ординаты совпадают и образуют ось симметрии. В асимметричных кривых эти ординаты не совпадают. Расстояние между центральной ординатой и модальной, называемое радиусом асимметрии  $d$  (рис. 1.1), показывает степень асимметричности кривой.

Гидрологические явления обычно характеризуются асимметричным распределением; распределение максимального стока, впрочем как и годового, минимального стока и других характеристик стока, имеет положительную асимметрию (мода и медиана лежат левее центральной ординаты).

Основными параметрами кривой распределения являются *среднеарифметическое ряда, характеристики рассеяния или изменчивости (дисперсия, среднеквадратическое и др.), характеристики симметричности (асимметричности)*.

Среднеарифметическое ряда переменной величины  $G(i)$  представляет центр, относительно которого распределяются члены совокупности и определяется по формуле

$$Q_{\text{cp}} = \sum_{i=1}^n \frac{G(i)}{n}, \quad (1.5)$$

где  $n$  – число членов ряда.

Для безразмерного ряда, т. е. для ряда модульных коэффициентов  $k(i) = G(i) / G_{\text{cp}}$ , среднеарифметическая величина равна единице.

Приведенное к длительному периоду значение среднеарифметической по ряду многолетних наблюдений той или иной гидрологической характеристики в гидрологии называется *нормой*.

Предел, к которому приближается среднеарифметическое при достаточно большом числе наблюдений ( $n \rightarrow \infty$ ), называется *математическим ожиданием*.

Изменчивость статистического ряда выражается различными характеристиками. Наиболее простая из них – амплитуда, или размах, варьирования:

$$\Delta = G_{\text{max}} - G_{\text{min}}. \quad (1.6)$$

Наиболее часто используемая характеристика рассеяния (изменчивости) статистического ряда относительно средней его величины – среднеквадратическое отклонение:

$$\sigma_Q = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (G(i) - G_{\text{cp}})^2}{n}}. \quad (1.7)$$

Среднеквадратическое отклонение имеет размерность исходного ряда наблюдений.

Гидрологические расчеты ведут по рядам ограниченной длительности наблюдений. Такие ряды можно рассматривать как некоторую выборку из генеральной совокупности, т. е. при  $n \rightarrow \infty$ . Поэтому среднеквадратическое отклонение  $\sigma$ , подсчитанное по выборочной совокупности, будет отличаться от истинного значения  $\sigma_0$  генеральной

совокупности на величину средней ошибки  $\delta$ , обусловленной недостаточной продолжительностью ряда. Эта постоянная ошибка равна

$$\delta = \sqrt{\frac{n}{n-1}}. \quad (1.8)$$

Следовательно,

$$\sigma_0 = \sigma_G \sqrt{\frac{n}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (G(i) - G_{cp})^2}{n} \cdot \frac{n}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (G(i) - G_{cp})^2}{n-1}}. \quad (1.9)$$

Расчеты по формуле (1.8) показывают, что при  $n = 10$  ошибка среднеквадратического отклонения выборочного ряда составляет 5 %; при  $n = 20$  она равна 2,5 %; при  $n = 30$  ошибка составит 1,6 %. Поэтому при  $n > 30$  можно вычислять  $\sigma_Q$  без учета ошибки  $\delta$ , т. е. по формуле (1.7).

Для сопоставления степени изменчивости двух и более рядов, образованных из существенно различных по абсолютной величине гидрологических характеристик, необходимо среднеквадратическое отклонение выразить в долях от среднеарифметического значения переменной. Отношение среднеквадратического отклонения к среднеарифметическому называется коэффициентом вариации (изменчивости):

$$C_v = \sigma_Q / G_{cp}. \quad (1.10)$$

При замене в формуле (1.10) величины  $\sigma_Q / G_{cp}$  на  $k(i)$  получим значение коэффициента вариации безразмерного ряда при  $n < 30$ :

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k(i) - 1)^2}{n-1}}. \quad (1.11)$$

Коэффициент вариации является безразмерной характеристикой изменчивости статистического ряда.

В качестве характеристики симметричности (асимметричности) ряда принимается среднее значение отклонений членов ряда от его среднего значения в кубе:

$$M_3 = \frac{\sum_{i=1}^n (G(i) - G_{cp})^3}{n-1}. \quad (1.12)$$

Когда члены ряда располагаются симметрично относительно среднего значения, разные по величине положительные и отрицательные отклонения от среднего повторяются одинаково часто. Отклонения в третьей степени получаются с разными знаками, они взаимно уравниваются, и сумма их будет равна нулю.

Если положительные отклонения (многоводные годы) повторяются реже, чем отрицательные, и наиболее часто наблюдающееся значение переменной (мода) оказывается меньше среднего, то асимметрия будет положительной (см. рис. 1.1). В противном случае наблюдается отрицательная асимметрия.

Чтобы получить безразмерное выражение для характеристики асимметричности ряда, среднее значение отклонения в кубе делят на среднеквадратическое отклонение в кубе. Это отношение называется коэффициентом асимметрии:

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (G(i) - G_{cp})^3}{(n-1)\sigma_Q^3}, \quad (1.13)$$

или для безразмерного ряда

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (k(i) - 1)^3}{(n-1)C_v^3}. \quad (1.14)$$

В качестве характеристики несимметричности кривой распределения используется также *коэффициент скошенности*:

$$S = (G(P) + G(100 - P) - 2G(50)) / (G(P) - G(100 - P)), \quad (1.15)$$

где  $G(P)$ ,  $G(100-P)$  – ординаты кривой обеспеченности, расположенные на равном расстоянии (по оси обеспеченности) от центра (медианы) распределения ( $G(50)$ ). Обычно принимают  $P = 5\%$ .

#### 1.4.

Представим гистограмму распределения, откладывая по оси абсцисс повторяемость  $n$ , а по оси ординат модульные коэффициенты  $k(i)$

(рис. 1.2). Начиная от наибольшего члена ряда, последовательно суммируем случаи появления изучаемой величины в пределах выделенных интервалов  $\Delta k$  и эти суммарные значения выразим в процентах от общего числа случаев  $N$ . Получим обеспеченности  $P$  соответствующих членов ряда  $k(i)$ . Если эти точки нанести на график, откладывая по оси абсцисс обеспеченность  $P$ , а по оси ординат значения  $k(i)$ , то плавная кривая, проведенная через эти точки, представит кривую обеспеченности максимальных величин стока.

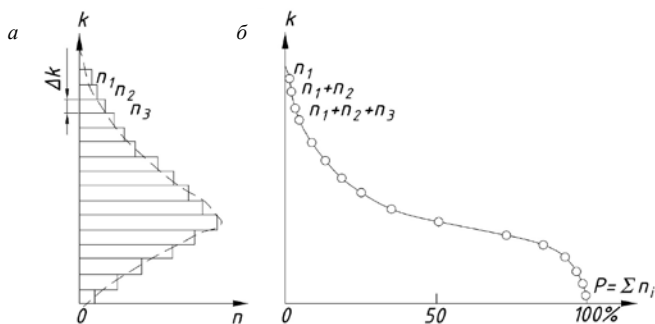


Рис. 1.2. Схема построения из кривой распределения (а) кривой обеспеченности (б)

Таким образом, кривая обеспеченности получена из гистограммы распределения путем последовательного суммирования частот появления изучаемой величины в пределах выделенных интервалов. При превращении гистограммы в кривую для получения обеспеченности суммируют бесконечно малые величины, т. е. интегрируют кривую распределения. Интеграл кривой распределения принято называть *теоретической кривой обеспеченности* (рис. 1.3).

При выводе понятия кривой распределения исходили из предположения наличия очень длинного ряда наблюдений по стоку. Практически построить кривую распределения гидрологических величин непосредственно по данным наблюдений невозможно из-за недостаточности данных. Поэтому теоретическую кривую обеспеченности гидрологических величин строят на основании математических кривых распределения, наиболее полно отражающих характер изменчивости гидрологических характеристик. Наибольшее распространение в гидрологии получили биномиальная кривая распределения (кривая Пирсона

III типа) и кривые трехпараметрического гамма-распределения, разработанные С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем.

Уравнение асимметричной биномиальной кривой распределения в дифференциальной форме при начале координат в точке моды имеет вид

$$y = y_0 \exp(-x/d) \cdot \left(1 + \frac{x}{d}\right)^{a/d}, \quad (1.16)$$

где  $x$  – переменные значения рассматриваемой гидрологической характеристики (абсциссы кривой распределения);

$y$  – соответствующее значение частоты (ординаты кривой распределения);

$y_0$  – модальная ордината кривой;

$d$  – радиус асимметрии;

$a$  – расстояние от моды до левого конца кривой.

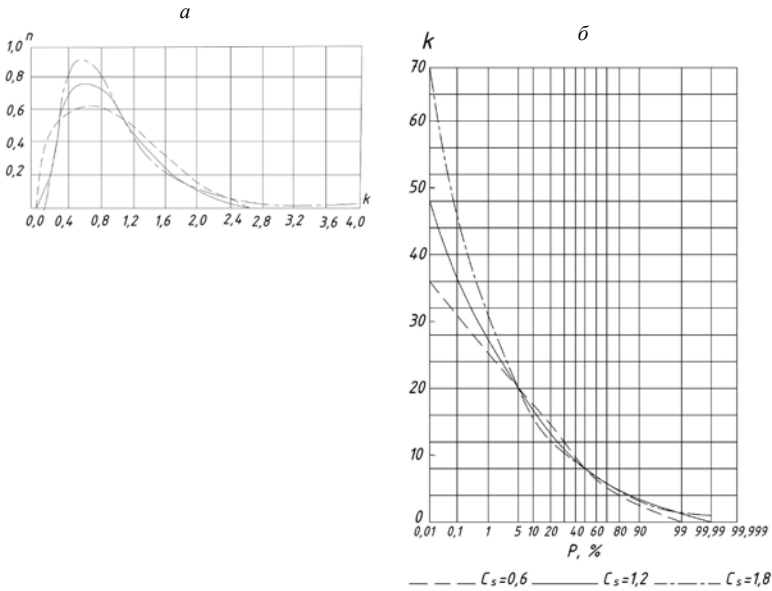


Рис. 1.3. Кривые распределения (а) и кривые обеспеченности (б), полученные С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем

Кроме того, биномиальная кривая распределения вполне определяется следующими тремя величинами:  $\bar{x}$ ,  $C_v$  и  $C_s$ . Эти величины называются *параметрами теоретической кривой обеспеченности*.

Параметры  $\bar{x}$ ,  $C_v$  и  $C_s$  можно определить для любого гидрологического ряда и на основании их построить биномиальную кривую распределения.

Как видно из выражения (1.16), точное интегрирование биномиальной кривой затруднено.

В результате приближенного интегрирования уравнения (1.16) составлена таблица, пользуясь которой можно определить ординаты кривой обеспеченности в зависимости от параметров  $\bar{x}$ ,  $C_v$  и  $C_s$ .

В специальных таблицах приведены отклонения от среднего значения ординат кривой обеспеченности, т. е.

$$\Phi = f(C_s, P) = k_p - 1 / C_v. \quad (1.17)$$

отсюда следует, что ордината кривой обеспеченности равна

$$k_p = \Phi_p C_v + 1. \quad (1.18)$$

Задаваясь различными обеспеченностями  $P$  (1, 5, 10, 20, 50 % и т. д.), по выражению (1.18) находят ординаты  $k_p$  и строят теоретическую кривую обеспеченности.

Таким образом, вычисляя по наблюдаемым данным значения коэффициентов вариации и асимметрии и пользуясь таблицей интеграла биномиальной кривой, проводят сглаженную кривую, которую экстраполируют до заданных пределов обеспеченности.

Рассмотренная биномиальная асимметричная кривая распределения нашла широкое практическое применение и в течение длительного времени являлась почти единственным способом расчета колебаний стока (годового, максимального, минимального и др.).

В то же время асимметричная биномиальная кривая имеет ряд существенных недостатков, к которым относятся ограниченный нижний предел  $C_v$  и неограниченный верхний предел кривой распределения (рис. 1.1), по которой

$$a + d = 1 - k_{\min}. \quad (1.19)$$

При интегрировании биномиальной кривой распределения имеем

$$a + d = 2C_v / C_s. \quad (1.20)$$

Сопоставляя уравнения (1.19) и (1.20), получаем

$$2C_v / C_s = 1 - k_{\min}, \quad (1.21)$$

откуда

$$C_s = 2C_v / (1 - k_{\min}). \quad (1.22)$$

Поскольку предельное положение левого конца кривой равно нулю ( $k_{\min} = 0$ ), из выражения (1.22) следует, что нижним пределом  $C_s$  является удвоенное значение  $C_v$ , т. е.  $C_s = 2C_v$ .

Таким образом, для биномиальной асимметричной кривой распределения коэффициент асимметрии заключается между следующими пределами:

$$2C_v \leq C_s \leq 2C_v / (1 - k_{\min}). \quad (1.23)$$

Анализируя выражение (1.22), устанавливаем положение начала биномиальной кривой распределения при различных соотношениях  $C_s$  и  $C_v$ . При  $C_s = 2C_v$  величина  $k_{\min} = 0$  и, как уже отмечалось, кривая выходит из начала координат.

Если  $C_s > 2C_v$ , то  $k_{\min} > 0$ , начало биномиальной кривой отстоит вправо от нуля на величину  $k_{\min}$ . Наконец, если  $C_s < 2C_v$ , что соответствует распределению годового стока в засушливых районах, по выражению (1.22) значение  $k_{\min}$  должно иметь отрицательную величину, что противоречит физической сущности явления. Таким образом, для случая  $C_s > 2C_v$  биномиальная кривая неприменима для расчетов стока.

В связи с этим С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель предложили семейство кривых распределения, в основе которых лежит допущение, что некоторая функция  $x^b$  исследуемой величины подчиняется закону гамма-распределения.

Уравнение этих кривых имеет вид

$$y = \left( \frac{\Gamma(\gamma + b)}{\Gamma(\gamma)} \right)^{\gamma/b} \frac{1}{x[b]\Gamma(\gamma)} \left( \frac{x}{b} \right)^{\gamma/b-1} \exp \left\{ - \left[ \frac{\Gamma(\gamma + b)}{\Gamma(\gamma)} \cdot \frac{x}{b} \right]^{\gamma/b} \right\}, \quad (1.24)$$

где  $\Gamma(\gamma)$  – символ гамма-функции;

$\gamma$  и  $b$  – параметры, связанные трансцендентными уравнениями с параметрами  $C_v$  и  $C_s$ ;

$x$  – исследуемая случайная величина;

$\bar{x}$  – центр распределения (среднее значение  $x$ ).

Распределение, выражающееся уравнением (1.24), также определяется тремя параметрами  $x$ ,  $C_v$ ,  $C_s$  и носит название трехпараметрического гамма-распределения.

Трехпараметрическое гамма-распределение допускает любые соотношения  $C_s$  и  $C_v$  ( $C_s / C_v = 1; 1,5; 2,0; 2,5; \dots; 6$ ), чем отличается от биномиальной асимметричной кривой. При  $C_s = 2C_v$  уравнение (1.24) совпадает с уравнением биномиальной асимметричной кривой. Кроме того, все кривые данного семейства выходят из начала координат.

Результаты интегрирования кривых распределения сведены в специальные таблицы, позволяющие определять ординаты теоретической кривой обеспеченности  $K_p$  в зависимости от  $C_v$ ,  $C_s / C_v$  и  $P$ . В качестве примера на рис. 1.3 приведены кривые распределения для  $C_v = 0,60$  и  $C_s = C_v$ ;  $C_s = 2C_v$ ,  $C_s = 3C_v$  и соответствующие им кривые обеспеченности.

Кривые трехпараметрического гамма-распределения имеют больший диапазон применения для различных характеристик стока, чем другие кривые распределения. Это и обуславливает их широкое применение для расчетов стока.

## 1.5.

Теоретическую кривую обеспеченности необходимо сопоставить с данными непосредственных наблюдений. Для этого вычисляют эмпирическую обеспеченность каждого члена ряда по формуле (1.2). Если точки эмпирической обеспеченности, нанесенные на график теоретической кривой обеспеченности, осредняют последнюю, значит, она соответствует действительности. Несоответствие эмпирических точек и теоретической кривой обеспеченности указывает на неправильность определения параметров кривой, в первую очередь на неточность определения коэффициента асимметрии  $C_s$ . В этом случае необходимо изменить соотношение  $C_s$  и  $C_v$  и вновь построить теоретическую кривую обеспеченности.

Кривая обеспеченности стока, построенная в простых координатах, имеет большую кривизну в верхней и нижней частях. Это затрудняет пользование кривой и графическую экстраполяцию крайних участков кривой, представляющих наибольший интерес при гидрологических расчетах. Поэтому для построения кривой обеспеченности применяют специальную клетчатку вероятностей. Основное свойство клетчатки

вероятностей состоит в том, что на ней кривая обеспеченности с коэффициентом асимметрии  $C_s = 0$  получает вид прямой. При других значениях  $C_s$  кривые обеспеченности, построенные на клетчатке вероятностей, имеют вид плавных линий, причем кривизна их увеличивается с увеличением коэффициента асимметрии.

Клетчатка вероятностей может быть с обычной и логарифмической вертикальной шкалой. Первый тип клетчатки применяется для кривых с умеренной асимметрией ( $C_s \leq 2C_v$ ), которая характерна для годовых величин стока, а второй тип – для кривых со значительной асимметрией ( $C_s > 2C_v$ ).

При наличии длинного ряда наблюдений кривую обеспеченности можно получить, пользуясь формулой (1.2). На клетчатку вероятностей наносят полученные точки и по ним проводят кривую, проходящую по точкам или занимающую среднее положение между ними. Построенная кривая экстраполируется до зоны наибольших и наименьших обеспеченностей. Клетчатку вероятностей можно использовать и для определения коэффициента асимметрии путем подбора.

## 1.6.

Основные параметры теоретической кривой обеспеченности – среднеарифметическое, коэффициент вариации и коэффициент асимметрии – можно определить методом моментов или методом наибольшего правдоподобия.

В соответствии с методом моментов значения  $\bar{x}$ ,  $C_v$  и  $C_s$  вычисляют по формулам (1.5), (1.11) и (1.14).

Расчет этих параметров обычно ведется по ограниченному ряду наблюдаемых гидрологических характеристик, представляющих лишь часть многолетнего ряда, которым мы в действительности не располагаем. В связи с этим важно знать, с какой точностью получаются интересующие нас параметры при той или иной длительности ряда.

В математической статистике получены формулы, позволяющие установить погрешности в вычислении  $\bar{x}$ ,  $C_v$  и  $C_s$  по выражениям (1.5), (1.11), (1.14).

Так, относительная среднеквадратическая ошибка (в процентах) среднеарифметического равна

$$\varepsilon_x = \pm \frac{C_v}{\sqrt{n}} 100 \%. \quad (1.25)$$

Точность нахождения среднеарифметического зависит не только от длительности ряда, но и от степени его изменчивости.

Относительную среднеквадратическую ошибку коэффициента вариации (в процентах) определяют по формуле

$$\varepsilon_{C_v} = \pm \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} 100 \%. \quad (1.26)$$

В гидрологических расчетах ошибку, полученную по выражению (1.26), сравнивают с допустимой ошибкой, указанной в нормах по проектированию. Если вычисленная ошибка превышает допустимую, значит ряд наблюдений короткий, недостаточный для определения  $C_v$  по формуле (1.11).

Относительную ошибку коэффициента асимметрии (в процентах) можно вычислить по формуле

$$\varepsilon_{C_s} = \pm \frac{1}{C_s} \sqrt{\frac{6}{n} (1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)} 100 \%. \quad (1.27)$$

Подсчеты по формуле (1.27) показывают, что для надежного определения коэффициента асимметрии необходимо иметь ряд, состоящий более чем из 100 членов. Столь продолжительные наблюдения имеются по небольшому количеству рек. Поэтому практическое применение формулы (1.14) для определения  $C_s$  очень ограничено. В гидрологических расчетах параметр  $C_s$  находят косвенными приемами.

Метод наибольшего правдоподобия заключается в том, что в качестве оценки для неизвестного параметра принимают такое его значение, при котором функция правдоподобия (произведение вероятностей наблюдаемых величин) достигает наибольшего возможного значения.

Согласно методу наибольшего правдоподобия коэффициент вариации  $C_v$  и отношение коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации  $C_s / C_v$  определяются по номограммам (рис. 1.4) в зависимости от статистик  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ .

Значения статистик находят по следующим выражениям:

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg k(i)}{n-1}; \quad \lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n k(i) \lg k(i)}{n-1}. \quad (1.28)$$

Номограммы разработаны применительно к трехпараметрическому гамма-распределению.

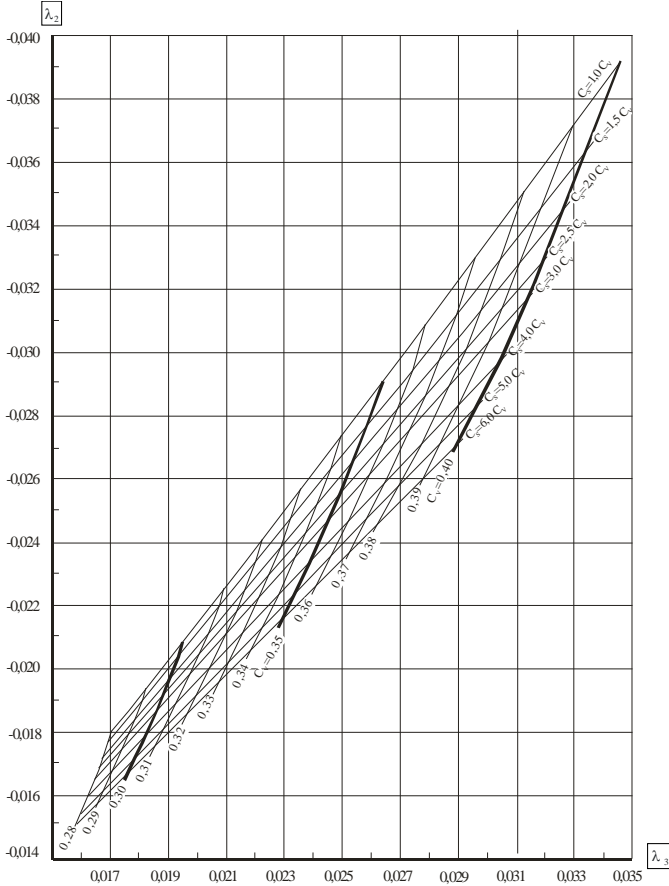


Рис. 1.4. Номограмма для вычисления параметров трехпараметрического гамма-распределения  $C_v$  и  $C_s$  методом наибольшего правдоподобия при  $C_v = 0,28-0,40$

Относительная среднеквадратическая ошибка коэффициента вариации, определенного методом наибольшего правдоподобия (в процентах), равна

$$\varepsilon_{C_v} = \pm \sqrt{\frac{3}{2n(3 + C_v^2)}} 100 \%. \quad (1.29)$$

Метод наибольшего правдоподобия рекомендуется использовать для определения параметров  $C_v$  и  $C_s$  при небольшой изменчивости рассматриваемых характеристик стока.

### 1.7.

При исследовании гидрологических явлений часто возникает необходимость установить зависимость между соответственными гидрологическими характеристиками в двух и более рядах.

Как отмечалось ранее, происходящие в природе явления настолько сложны и многообразны, что полный учет всех факторов, влияющих на эти явления, оказывается затруднительным. Например, высота весеннего половодья зависит не только от запаса воды в снеге, но и от количества весенних осадков, предварительного увлажнения почвы, наличия или отсутствия ледяной корки на почве. В связи с невозможностью учета всех этих факторов зависимость между максимальными уровнями воды половодья и запасами воды в снеге имеет приближенный характер.

Если функция  $y$  зависит не только от переменных  $x_1, x_2, \dots, x_n$ , но и от других причин, связь между  $y$  и  $x_1, x_2, \dots, x_n$  называется неточной, или корреляционной, в отличие от точной, или функциональной, связи. При наличии функциональной зависимости каждому значению аргумента  $x$  соответствует одно, вполне определенное значение функции  $y$ . При корреляционной зависимости каждому значению аргумента может соответствовать несколько значений функции.

Связи, наблюдающиеся между гидрологическими явлениями, бывают в большинстве случаев корреляционными. Корреляционную зависимость можно выразить аналитически, т. е. подобрать уравнения, связывающие  $x$  и  $y$  корреляционно. При изучении речного стока преимущественно встречаются корреляционные зависимости, имеющие прямолинейный характер: графически они выражаются прямыми линиями. Прямая линия, проведенная с таким расчетом, чтобы сумма квадратов отклонений от нее ординат  $y$  отдельных точек была бы наименьшей, дает наиболее вероятные значения  $y$ , отвечающие заданным значениям  $x$ . Эта прямая называется линией регрессии  $y$  по  $x$ .

Прямая, соответствующая наименьшей сумме квадратов отклонений от нее абсцисс  $x$ , называется линией регрессии  $x$  по  $y$  и дает наиболее вероятные значения  $x$ , отвечающие заданным значениям  $y$ . Линии регрессии пересекаются в одной точке, соответствующей средним значениям переменных  $x$  и  $y$ .

Тесноту связи между двумя рядами характеризует коэффициент корреляции  $r$ , который колеблется от  $-1$  до  $1$ . Положительное его значение указывает на прямую связь, когда оба признака  $x$  и  $y$  возрастают или убывают одновременно. При отрицательном значении коэффициента корреляции с увеличением  $x$  значение  $y$  уменьшается, что соответствует обратной связи. Таким образом, чем коэффициент корреляции ближе к  $\pm 1$ , тем теснее связь между  $x$  и  $y$ . В гидрологических расчетах связь считается достаточно тесной, если  $r \geq \pm 0,80$ .

Коэффициент корреляции вычисляют по формуле

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x(i) - \bar{x}) \cdot (y(i) - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x(i) - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y(i) - \bar{y})^2}}. \quad (1.30)$$

Среднеквадратическое отклонение коэффициента корреляции приближенно определяют по формуле

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{n - 1}}. \quad (1.31)$$

Формула (1.30) справедлива только при большом числе членов ряда ( $n > 20$ ). При малом числе членов ряда коэффициент корреляции может оказаться случайным.

Оценку достоверности коэффициента корреляции в гидрологических расчетах определяют с помощью коэффициента достоверности  $K_d$ . Он равен отношению коэффициента корреляции к его среднеквадратическому отклонению:

$$K_d = \frac{|r| \sqrt{n - 1}}{1 - r^2}, \quad (1.32)$$

где  $|r|$  – абсолютная величина коэффициента корреляции;  
 $n$  – число членов ряда.

При  $K_d < 1$  коррелятивная связь отсутствует; при  $3 > K_d > 1$  существует тенденция связи этих величин; при  $K_d > 3$  коэффициент корреляции считается достоверным.

Прямолинейная корреляция аналитически выражается следующими уравнениями регрессии:

$$y(i) - \bar{y} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x(i) - \bar{x}), \quad (1.33)$$

$$x(i) - \bar{x} = r \frac{\sigma_x}{\sigma_y} (y(i) - \bar{y}), \quad (1.34)$$

где  $\bar{x}$ ,  $\bar{y}$  – средние значения  $x(i)$  и  $y(i)$ ;

$r$  – коэффициент корреляции;

$\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  – среднеквадратические отклонения ряда  $x(i)$  и ряда  $y(i)$ .

Коэффициенты  $r \frac{\sigma_y}{\sigma_x}$  и  $r \frac{\sigma_x}{\sigma_y}$  определяют угол наклона прямой ре-

грессии к оси ординат и оси абсцисс и называются коэффициентами регрессии.

Уравнения (1.33) и (1.34), связывающие  $x(i)$  и  $y(i)$  корреляционно, имеют следующие свойства: определение  $y$  по  $x$  возможно только по уравнению (1.33), а  $x$  по  $y$  – по уравнению (1.34); оба уравнения имеют одну общую точку с координатами  $\bar{x}$  и  $\bar{y}$ .

Абсолютные среднеквадратические ошибки в определении  $y$  и  $x$  по уравнениям (1.33) и (1.34) находят по формулам

$$\Delta \varepsilon_y = \pm r \sigma_y \sqrt{1 - r^2}, \quad (1.35)$$

$$\Delta \varepsilon_x = \pm r \sigma_x \sqrt{1 - r^2}. \quad (1.36)$$

Метод корреляции широко используется в гидрологических расчетах для приведения коротких периодов наблюдений к длительному периоду.

При решении ряда гидрологических задач требуется вычислить коэффициент автокорреляции, т. е. связь текущего значения гидрологической величины от предыдущей. Коэффициент автокорреляции определяется по формуле

$$r(1) = \frac{\sum_{i=1}^n [(G(i) - G_{cp}) \cdot (G(i+1) - G_{cp})]}{(n-2)\sigma_G^2}. \quad (1.37)$$

## 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Определение расчетных гидрологических характеристик должно основываться на данных гидрометеорологических наблюдений, в том числе регулярных наблюдений последних лет, опубликованных в специальных документах в области гидрологии; дополнительно должны учитываться данные инженерно-гидрометеорологических изысканий. При отсутствии данных гидрометеорологических наблюдений в пункте проектирования необходимо проводить гидрометеорологические изыскания.

Определение расчетных гидрологических характеристик следует проводить по однородным рядам наблюдений. Оценку однородности рядов гидрологических наблюдений осуществляют на основе генетического и статистического анализов исходных данных наблюдений.

Данные гидрологических наблюдений, вызывающие сомнение, следует подвергать специальной проверке. Если нельзя уточнить данные гидрологических наблюдений низкого качества, то их исключают из расчетного ряда наблюдений.

Для рек, в бассейнах которых имеет место интенсивная хозяйственная деятельность, существенно нарушающая их естественный гидрологический режим, определение расчетных гидрологических характеристик производят по двум расчетным схемам.

Первая расчетная схема предполагает приведение гидрологических рядов наблюдений к естественным однородным стационарным условиям воднобалансовыми и регрессионными методами. В расчетное значение гидрологического параметра, полученного по естественному ряду, вводят поправку на влияние хозяйственной деятельности. Значение поправки расчетной вероятности превышения определяют по кривой распределения поправок.

Во второй расчетной схеме гидрологические ряды наблюдений приводят к бытовому стоку за период наблюдений в предположении, что сложившийся комплекс хозяйственной деятельности с учетом реальных планов развития территории действовал с начала наблюдений. Восстановление бытового стока за весь период наблюдений производят воднобалансовыми и регрессионными методами. Восстановленный ряд проверяют на однородность с использованием генетических и статистических методов. Определение расчетных гидрологических характеристик в этом случае производят по данным за весь период наблю-

дений без введения поправок на хозяйственную деятельность.

При определении расчетных гидрологических характеристик необходимо применять в зависимости от наличия гидрологической информации следующие приемы расчетов:

- при наличии данных гидрологических наблюдений – непосредственно по этим данным;
- при недостаточности данных гидрологических наблюдений – приведением их к многолетнему периоду по данным рек-аналогов с более длительными рядами наблюдений;
- при отсутствии данных гидрологических наблюдений – по формулам с применением данных рек-аналогов или интерполяцией, основанной на совокупности данных наблюдений всей сети гидрометрических станций и постов данного района.

При выборе рек-аналогов необходимо учитывать следующие условия:

- однотипность стока реки-аналога и исследуемой реки;
- возможная географическая близость расположения водосборов;
- площади водосборов не должны различаться более чем в 10 раз, а при проектировании объектов мелиоративного строительства и мелких прудов – более чем в 20 раз;
- однородность условий формирования стока, сходство климатических условий, однотипность почв (грунтов) и гидрогеологических условий, близкая степень озерности, залесенности, заболоченности и распаханности водосборов;
- отсутствие факторов, существенно искажающих естественный речной сток (регулирование стока, сбросы и изъятие воды).

Гидрологические расчеты для проектируемого сооружения при наличии действующих сооружений на реках должны учитывать возможность их влияния и при необходимости предусматривать согласованные решения по совместной работе вновь проектируемых и существующих сооружений с учетом возможности реконструкции последних.

## **2.1. Предварительный анализ гидрологической информации**

*Выборкой* называется совокупность данных наблюдений за гидрологическими элементами. Элементы выборки – это отдельные результаты наблюдений, измерений. Объем выборки  $n$  – это число элементов всей выборки.

*Упорядоченной выборкой* называется ряд элементов выборки, расположенных в возрастающем или убывающем порядке.

Для оценки точности результатов расчетов необходимо, чтобы элементы выборки были случайными (т. е. независимыми друг от друга). Кроме того, выборка должна быть репрезентативной. Под репрезентативностью понимаются два условия: 1) выборка должна быть однородной; 2) элементы выборки должны отражать основные свойства изучаемого явления.

Если  $n < 50$ , то целесообразно осуществлять приведение таких гидрологических рядов и их параметров к многолетнему периоду с использованием рек-аналогов с более продолжительными рядами наблюдений, что повышает точность расчетных гидрологических характеристик.

Проверку случайности и однородности элементов выборки проводят статистическими методами, изложенными ниже.

Необходимо отметить, что на практике элементы выборки часто не удовлетворяют условию случайности и скоррелированы между собой. Поэтому в гидрологии по возможности приводят отдельные формулы и методы как для случайных, так и для коррелированных рядов.

При применении аналитических функций распределения следует оценивать однородность и случайность элементов выборки. Если ряд наблюдений не случаен ( $r(1) > 0,2$ ) и отсутствует направленный тренд, то аналитические функции распределения использовать можно, но в этом случае увеличиваются случайные ошибки выборочных параметров и квантилей распределения.

Уровень значимости при проверке однородности гидрологических рядов следует назначать в соответствии с теми последствиями, которые могут возникнуть в результате совершения ошибок первого или второго рода. Уровнем значимости  $\alpha$  считается такое достаточно малое значение вероятности, которое в том или ином конкретном случае может считаться характеризующим практически невозможное событие. Появление такого редкого события указывает на неправильность принятой нулевой гипотезы с вероятностью, не превышающей выбранный уровень значимости. В таком случае с вероятностью, равной выбранному уровню значимости, можно отвергнуть нулевую гипотезу и совершить ошибку первого рода. В другом случае, задаваясь некоторым достаточно малым уровнем значимости, можно принять неправильную альтернативную гипотезу или совершить ошибку второго рода.

Обычно за уровень значимости принимают вероятность 5 или 1 %.

### 2.1.1. Анализ однородности гидрологических рядов наблюдений

Оценка однородности рядов гидрометрических наблюдений осуществляется на основе генетического анализа условий формирования речного стока путем выявления причин, обуславливающих неоднородность исходных данных наблюдений.

Первичный анализ однородности гидрологических рядов рекомендуется проводить графическими методами, которые предусматривают построение суммарных (интегральных) кривых связей от времени:

$$\sum_{i=1}^n G_i = f(t), \quad (2.1)$$

где  $\sum_{i=1}^n G_i$  – нарастающее значение гидрологической характеристики

исследуемой реки во времени;

$f(t)$  – временная функция.

Резкое изменение угла наклона кривой характеризует начало изменения водного режима (рис. 2.1). Результаты графического анализа должны подтверждаться информацией об изменении условий формирования водного режима на водосборе и в русле, так как нарушение однородности рядов стока возможно и по причине естественных природных циклов изменения водности.

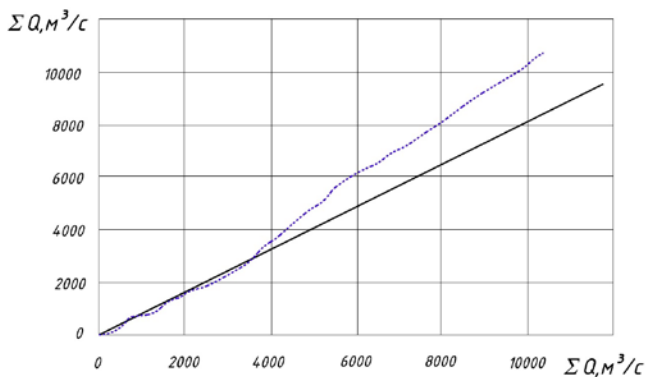


Рис. 2.1. Изменение нарастающей суммы минимальных летне-осенних расходов воды во времени  
р. Днепр (створ г. Речица) и р. Припять (створ г. Мозырь)

При необходимости количественной оценки однородности исходных данных наблюдений, применяются статистические критерии однородности средних значений и дисперсий с учетом внутрирядных и межрядных корреляционных связей.

По критерию Стьюдента  $t$  можно оценить однородность эмпирических средних двух выборок (или двух частей одной выборки) из исходной совокупности с нормальным законом распределения. Необходимыми условиями проведения исследования однородности по данному критерию являются случайность элементов выборок и равенство их дисперсий.

Случайное колебание параметра  $t$ , полученное по эмпирическому среднему и среднему квадратическому отклонению выборок с числом независимых элементов  $n$  и  $m$  из одной и той же исходной совокупности с нормальным законом распределения

$$t = \frac{|\bar{G}_n - \bar{G}_m| \sqrt{m \cdot n \cdot (n + m - 2)}}{\sqrt{(n + m) \cdot (n \cdot \sigma_n^2 + m \cdot \sigma_m^2)}}, \quad (2.2)$$

описывается «законом распределения Стьюдента», в котором  $f = m + n - 2$  ( $m \geq 2$ ;  $n \geq 2$ ) ( $f$  – степень свободы). Полученное значение статистики  $t$  сравнивается с ее критическим значением при заданном уровне значимости  $\alpha \geq 5\%$ . Если  $t > t_{кр}$ , принимается гипотеза однородности двух выборочных средних.

Критерий Фишера  $F$  служит для оценки однородности средних квадратических отклонений двух выборок (или двух частей одной выборки) из исходной совокупности с нормальным законом распределения. Необходимым условием применения данного критерия является случайность элементов выборки.

Распределение параметра  $F$

$$F = \frac{\sigma_m^2}{\sigma_n^2}, \quad \sigma_m \geq \sigma_n, \quad f_1 = m - 1, \quad f_2 = n - 1, \quad (2.3)$$

полученного по средним квадратическим отклонениям выборок

$$\sigma_m = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m (G_i - \bar{G}_m)^2}{m - 1}}; \quad \sigma_n = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (G_i - \bar{G}_n)^2}{n - 1}} \quad (2.4)$$

с числом однородных и независимых элементов  $m$  и  $n$  из одной и той же исходной совокупности с нормальным законом распределения, описывается законом распределения Фишера.

## **2.2. Определение расчетных гидрологических характеристик при наличии данных гидрологических наблюдений**

Определение расчетных гидрологических характеристик при наличии данных гидрологических наблюдений достаточной продолжительности осуществляют путем применения аналитических функций распределения ежегодных вероятностей превышения – кривых обеспеченностей.

Продолжительность периода наблюдений считают достаточной, если относительная средняя квадратическая погрешность расчетного значения исследуемой гидрологической характеристики не превышает 10 % для годового и сезонного стока и 20 % – для максимального и минимального стоков.

Если относительные средние квадратические погрешности превышают указанные пределы, необходимо осуществить приведение рассматриваемой характеристики к многолетнему периоду.

### **2.2.1. Общие указания по оценке выборочных средних, коэффициентов вариации и асимметрии, эмпирических функций распределения**

Эмпирические кривые распределения ежегодных вероятностей превышения строят на клетчатках вероятностей. Тип клетчатки вероятностей выбирают в соответствии с принятой аналитической функцией распределения вероятностей и полученного отношения коэффициента асимметрии  $C_s$  к коэффициенту вариации  $C_v$ .

Коэффициент вариации  $C_v$  и коэффициент асимметрии  $C_s$  для трехпараметрического гамма-распределения Крицкого – Менкеля следует определять методом наибольшего правдоподобия в зависимости от статистик  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ , вычисляемых по формулам (1.28). По полученным значениям статистик  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$  определяют коэффициенты вариации и асимметрии по специальным номограммам.

Коэффициенты вариации  $C_v$  и асимметрии  $C_s$  определяют методом моментов по формулам

$$C_v = \left( a_1 + \frac{a_2}{n} \right) + \left( a_3 + \frac{a_4}{n} \right) \tilde{C}_v + \left( a_5 + \frac{a_6}{n} \right) \tilde{C}_v^2, \quad (2.5)$$

$$C_s = \left( b_1 + \frac{b_2}{n} \right) + \left( b_3 + \frac{b_4}{n} \right) \tilde{C}_s + \left( b_5 + \frac{b_6}{n} \right) \tilde{C}_s^2, \quad (2.6)$$

где  $a_1, \dots, a_6; b_1, \dots, b_6$  – коэффициенты, определяемые в соответствии со специальным таблицами;

$\tilde{C}_v$  и  $\tilde{C}_s$  – соответственно смещенные оценки коэффициентов вариации и асимметрии, определяемые по формулам (1.11) и (1.14).

При  $C_v < 0,6$  и  $C_s < 1,0$  коэффициенты вариации и асимметрии допускаются определять по формулам (1.11) и (1.14) без введения поправок.

Расчетные значения отношения коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации, а также коэффициента автокорреляции между стоком смежных лет  $r(1)$  следует принимать как среднее из значений, установленных по данным группы рек с наиболее продолжительными наблюдениями за рассматриваемой гидрологической характеристикой в гидрологически однородном районе с учетом площадей водосборов и других азональных факторов.

Уточнение параметров распределений гидрологических величин допускается осуществлять методом объединения данных наблюдений по группе станций (постов) в пределах однородных районов. Рассматриваемая гидрологическая характеристика должна быть приведена к единым условиям формирования в однородном гидрологическом районе. Оценка гидрологической характеристики, приведенной к единым условиям формирования, является случайной величиной, распределение которой определяется объемом независимой информации.

Значение коэффициента асимметрии при расчете принимается на основе анализа отношений  $C_s / C_v$  по группе рек-аналогов.

Расчетные значения отношения коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации, а также коэффициента автокорреляции следует принимать как среднее из значений, установленных по данным группы рек с наиболее продолжительными наблюдениями за рассматриваемой гидрологической характеристикой в районе проектирования.

Параметры кривых распределения гидрологических характеристик при наличии обоснованных сведений о выдающихся значениях речно-

го стока определяют следующим образом.

При учете одного выдающегося значения гидрологической характеристики, не входящего в непрерывный  $n$ -летний ряд данных гидрометрических наблюдений:

– методом наибольшего правдоподобия в зависимости от статистик  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ , определяемых по формулам

$$\lambda_2 = \frac{1}{N} \left( \lg \frac{G_N}{G} + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^n \lg \frac{G(i)}{G} \right), \quad (2.7)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{N} \left( \frac{G_N}{G} \lg \frac{G_N}{G} + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^n \frac{G(i)}{G} \lg \frac{G(i)}{G} \right); \quad (2.8)$$

– методом моментов – по формулам

$$\bar{G} = \frac{1}{N} \left( G_N + \frac{N-1}{n} \sum_{i=1}^n G(i) \right), \quad (2.9)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N} \left[ \left( \frac{G_N}{G} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left( \frac{G(i)}{G} - 1 \right)^2 \right]}, \quad (2.10)$$

где  $\bar{G}$  – среднеарифметическое значение, рассчитанное с учетом выдающегося значения гидрологической величины;

$n$  – число лет непрерывных наблюдений;

$N$  – число лет, в течение которых выдающееся значение гидрологической характеристики не было превышено.

Использование формул (2.7)–(2.10) допускается лишь в том случае, когда исторические сведения о выдающемся гидрологическом значении и числе лет его непревышения достаточно обоснованы. Произвольное задание  $G_N$  и  $N$  недопустимо.

При учете одного выдающегося значения гидрологической характеристики, входящего в  $n$ -летний ряд данных гидрометрических наблюдений:

– методом наибольшего правдоподобия в зависимости от статистик  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ , определяемых по формулам

$$\lambda_2 = \frac{1}{N} \left( \lg \frac{G_N}{G} + \frac{N-1}{n-2} \sum_{i=1}^{n-1} \lg \frac{G(i)}{G} \right), \quad (2.11)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{N} \left( \frac{G_N}{G} \lg \frac{G_N}{G} + \frac{N-1}{n-2} \sum_{i=1}^{n-1} \frac{G(i)}{G} \lg \frac{G(i)}{G} \right); \quad (2.12)$$

– методом моментов – по формулам

$$\bar{G} = \frac{1}{N} \left( G_N + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} G(i) \right), \quad (2.13)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N} \left[ \left( \frac{G_N}{G} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n-2} \sum_{i=1}^{n-1} \left( \frac{G(i)}{G} - 1 \right)^2 \right]}. \quad (2.14)$$

### 2.2.2. Расчет неоднородных кривых распределения

В случае неоднородности исходных данных гидрологических наблюдений, когда рассматриваемый ряд состоит из неоднородных элементов гидрологического режима, эмпирические и аналитические кривые распределения устанавливают отдельно для каждой однородной совокупности.

Общую кривую распределения вероятностей превышения рассчитывают на основе кривых, установленных по однородным элементам одним из двух способов:

– при наличии в каждом году наблюдений за всеми однородными элементами водного режима реки ( $n_1 = n_2 = n_3 = n$ ) ежегодную вероятность превышения  $P_{\%}$  рассматриваемой гидрологической характеристики при любом ее значении определяют по формуле

$$P_{\%} = [1 - (1 - P_1) \cdot (1 - P_2) \cdot (1 - P_3)] 100, \quad (2.15)$$

где  $P_1, P_2, P_3$  – ежегодные вероятности превышения однородных элементов;

– для двух однородных гидрологических характеристик формула (2.15) принимает вид

$$P_{\%} = (P_1 + P_2 - P_1 P_2) 100; \quad (2.16)$$

– если в каждом году имеется лишь одно значение элемента рассматриваемой гидрологической характеристики, ежегодные вероятности превышения при любом ее значении определяют по формуле

$$P = \frac{n_1 P_1 + n_2 P_2 + n_3 P_3}{n_1 + n_2 + n_3}, \quad (2.17)$$

где  $n_1, n_2, n_3$  – число членов однородных элементов;

– для двух генетически однородных элементов формула (2.17) принимает вид

$$P = \frac{n_1 P_1 + n_2 P_2}{n_1 + n_2}. \quad (2.18)$$

При наличии в ряду наблюдений нулевых значений рассматриваемой гидрологической характеристики ежегодные вероятности превышения определяют по формуле

$$P = \frac{n_1 P_1}{n_1 + n_2}. \quad (2.19)$$

Вероятности превышения  $P_1, P_2, P_3$  в формулах (2.15) и (2.16) выражают в долях от единицы, а в формулах (2.17)–(2.19) – в процентах.

### 2.2.3. Особенности определения расчетных гидрологических характеристик для различных видов стока

**Методика расчета годового стока воды рек.** Оценка структуры многолетних колебаний годового стока включает анализ разностных интегральных кривых, автокорреляционных и спектральных функций. Полученные результаты используются при оценке репрезентативности рядов годового стока рек и точности инженерно-гидрологических расчетов.

Для оценки репрезентативности периода наблюдений при расчете среднего многолетнего значения годового стока могут служить разностные интегральные кривые стока по рекам-аналогам с периодом наблюдений более 50 лет. Разностные интегральные кривые характеризуют изменения во времени нарастающей суммы (от начала наблюдений в пункте-аналоге) отклонений значений стока от его среднего многолетнего значения. При построении указанной кривой значения стока удобнее выражать в модульных коэффициентах.

Ординаты разностных интегральных кривых вычисляются по уравнению

$$\sum_{i=1}^t \frac{(k(i)-1)}{C_v} = f(t). \tag{2.20}$$

Положение прямой, соединяющей точку кривой, соответствующую началу периода наблюдений в расчетном створе  $t_1$ , с точкой конца рассматриваемого периода  $t_2$ , характеризует среднюю водность за этот период относительно среднего значения за весь многолетний период.

Если разность  $\sum_{i=1}^{t_2} \frac{(k_i - 1)}{C_v} - \sum_{i=1}^{t_1} \frac{(k_i - 1)}{C_v}$  меньше нуля, то период  $t_2-t_1$  маловодный, равна нулю – период может быть принят за расчетный, больше нуля – период многоводный (рис. 2.2).

Для расчета автокорреляционных функций многолетних колебаний речного стока может быть использована формула

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} (G_i - \bar{G}) \cdot (G_{i-\tau} - \bar{G})}{\sqrt{\sum_{i=\tau}^n (G_i - \bar{G})^2 \cdot \sum_{i=1}^{n-\tau} (G_i - \bar{G})^2}}. \tag{2.21}$$

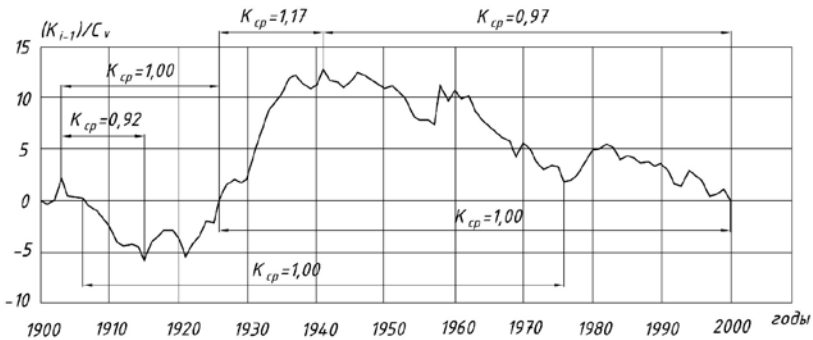


Рис. 2.2. Нормированная разностная интегральная кривая годового расхода воды р. Неман у г. Гродно

При использовании эмпирических автокорреляционных функций, рассчитанных по ограниченным данным наблюдений, возникает вопрос об оценке их точности. Для решения этого вопроса необходимо

оценить среднюю квадратическую ошибку выборочной автокорреляционной функции  $r(\tau)$ :

$$\sigma_{r(\tau)} = \frac{1 - r(\tau)^2}{\sqrt{n - \tau - 1}}. \quad (2.22)$$

Исходя из анализа временных рядов годового стока, о надежности автокорреляционных функций можно говорить лишь при  $\tau = 1$ . При этом оценка коэффициентов корреляции между смежными членами ряда осуществляется на основании группового анализа этих коэффициентов по достаточно большому числу рек, расположенных в однородных природных условиях. В первом приближении коэффициент корреляции между смежными членами ряда оценивается значением 0,3 для средних рек. Более точное значение этого коэффициента может быть получено в результате регионального группового анализа. Эмпирические автокорреляционные функции при  $\tau > 1$  незначимо отличаются от нуля и не могут быть использованы в дальнейших расчетах.

При расчете годового стока при наличии данных наблюдений необходимо оценить надежность этих данных, определить тип кривой распределения и ее параметры.

В случаях когда гидрологические расчеты производятся по данным непосредственных наблюдений на изучаемой реке или опираются на данные наблюдений на реках-аналогах, следует произвести анализ исходных материалов наблюдений.

Сомнительные данные гидрометрических наблюдений при невозможности уточнения могут быть исключены из расчетного ряда. Исключение данных производится после их тщательного гидрологического анализа и должно быть обосновано.

Для рек со значительной искусственной зарегулированностью стока водохранилищами и прудами необходимо получить максимально возможную информацию о влиянии зарегулированности на сток с целью восстановления значений естественного стока. Поправки, учитывающие изъятия воды из русла и сбросы воды в него, устанавливаются по отчетным данным службы эксплуатации гидросооружений.

Для сглаживания и экстраполяции эмпирических кривых распределения обычно применяются аналитические кривые распределения вероятностей. Оценка параметров кривых распределения осуществляется одним из следующих методов: а) методом моментов; б) методом наибольшего правдоподобия.

**Максимальный сток воды рек.** Для рек с продолжительностью стояния максимальных расходов воды сутки и более расчет производится по средним суточным значениям, менее суток – по мгновенным расходам воды. При прохождении максимального расхода воды между сроками наблюдений его значение определяют на основе установления соотношения между мгновенными и среднесуточными его значениями по данным измерений других лет с наибольшими расходами воды или по данным рек-аналогов.

Продолжительность периода наблюдений считают достаточной, если относительная средняя квадратическая погрешность расчетного значения исследуемой характеристики не превышает 20 %. Если относительные средние квадратические погрешности превышают указанные пределы, необходимо осуществить приведение рассматриваемой гидрологической характеристики к многолетнему периоду.

Расчет максимальных расходов воды при наличии данных гидрометрических наблюдений производится отдельно для периодов весеннего половодья и дождевых паводков. При невозможности четкого разграничения максимумов по условиям их формирования расчет производится по данным о наибольших годовых максимумах, т. е. для максимальных мгновенных расходов воды.

Расчетные максимальные расходы воды зарегулированных рек определяются исходя из расчетного максимального расхода воды реки в естественном незарегулированном состоянии с изменением его в результате хозяйственной деятельности в бассейне реки и трансформации проектируемыми или действующими водохранилищами.

Расчетная ежегодная вероятность превышения максимальных расходов воды устанавливается на основании норм проектирования речных гидротехнических дорожных сооружений, защитных сооружений на водохранилищах и в нижнем бьефе гидроузлов, гидротехнических сооружений мелиоративных систем и др.

**Минимальный сток воды рек.** При расчете минимальных расходов воды важно учитывать физико-географические факторы, особенно геологические, а также влияние человеческой деятельности. Анализ влияния физико-географических и антропогенных факторов на минимальный сток рекомендуется производить при использовании любого метода расчета минимальных расходов воды.

Предварительно решаются три проблемы, связанные с фактором времени: 1) выбор сезона, для которого необходимо знать характерные минимальные расходы воды, в зависимости от генезиса минимального

стока; 2) определение периода, за который проходит интересующий нас объем стока; 3) выбор повторяемости, или расчетной вероятности превышения.

В зависимости от генезиса формирования минимального стока в первую очередь необходимо определить периоды, в которые реки питаются исключительно или преимущественно за счет подземных вод, и определить степень истощения их запасов в эти периоды. Для этого учитывается режим осадков и температуры, выявляются периоды без осадков и периоды с осадками в виде снега, накапливающегося на почве, устанавливаются их наибольшая продолжительность и повторяемость. Обычно это критические периоды, когда на реках наблюдаются минимальные расходы. Это подтверждается и данными по стоку воды, полученными на сети гидрологических станций.

Расчетные минимальные расходы воды рек определяют для зимнего и летне-осеннего сезонов. За зимний период принимается время от начала ледовых явлений на реках рассматриваемой территории до начала весеннего половодья, за летне-осенний период – от конца половодья до начала ледовых явлений на реках. В расчет включают следующие характеристики: минимальный среднесуточный расход, минимальный среднемесячный расход за календарный месяц или за 30 дней с наименьшим стоком. Среднемесячные минимальные расходы используют, если они не превышают 30-суточные более чем на 10 %, в противном случае применяют средние расходы воды за 30 непрерывных суток с наименьшим стоком в рассматриваемом сезоне. При частых паводках и коротких межпаводочных периодах 30-суточный период допускается сокращать до 24 сут. Минимальный среднесуточный расход определяют по связи с 30-суточным.

Минимальный сток за определенную фазу режима при условии его постоянства можно охарактеризовать самыми низкими мгновенными расходами воды, обозначаемыми  $Q_{\min}$ , или самыми низкими минимальными расходами, средними за интервалы времени  $\Delta T$ , обозначаемыми  $Q_{\min \text{ срез } \Delta T}$ . Обычно эти интервалы принимаются равными 24 ч (1 сут), 10, 30 сут в зависимости от характера водопользования и природного или созданного человеком запаса.

Минимальные мгновенные расходы используются только в исключительных случаях, при совершенном отсутствии запасов, и тогда, когда необходимо для водопользования установить постоянный минимальный расчетный расход. Самые низкие минимальные средние расходы за 1 сут обычно применяются для водопользования промышлен-

ного типа при отсутствии запасов воды. Самые низкие минимальные средние расходы за 10 сут обычно применяются для водопользования сельскохозяйственного типа при наличии природных специфических запасов. Самые низкие минимальные средние расходы за 30 сут используются при расчете растворения загрязнителей.

Обычно за характерный период расчета минимального стока принимается календарный год (с 1/I по 31/XII) или период перехода от осени к зиме (1/X–30/IX или 1/XI–31/X), называемый гидрологическим годом (X–IX или XI–X).

Вследствие трудностей определения минимальных расходов, вызываемых особенностями их генезиса и влиянием антропогенных факторов, рекомендуется минимальные расходы различной вероятности превышения  $Q_{\min \Delta TP}$ , получаемые в результате статистической обработки рядов наблюдений, анализировать как в комплексе данных для расчетного створа, так и в комплексе данных для всей зоны.

Первоначальный анализ рекомендуется осуществлять на основе построения связи  $Q_{\min \Delta TP} = f(\Delta T)$ , при этом контрольным элементом является закономерное возрастание расхода при увеличении продолжительности. Рекомендуется также проводить территориальный анализ изменения минимального стока вдоль реки и в зависимости от площади бассейна путем построения графических связей для однородного физико-географического района. Отклонения более ( $\pm 10-15$ ) % от этих связей, если они не вызваны физико-географическими условиями, могут быть обусловлены погрешностями измерений, а также неучетом антропогенного влияния или недостаточной длиной ряда наблюдений.

## **2.3. Определение расчетных гидрологических характеристик при недостаточности данных гидрологических наблюдений**

### **2.3.1. Оценка репрезентативности наблюдаемых данных**

Оценки параметров кривых распределения (среднее, коэффициенты вариации и асимметрии), а также расчетных значений заданной вероятностью превышения имеют случайные ошибки, которые уменьшаются с увеличением объема исходных данных. Поэтому во всех случаях, когда имеется такая возможность, необходимо осуществлять приведение гидрологических рядов и их параметров к более длительному периоду, что уменьшает случайные ошибки расчетных параметров и повышает их надежность.

Оценка соответствия ограниченных данных наблюдений за речным стоком многолетнему периоду носит условный характер. Вместе с тем такая оценка необходима для того, чтобы, не прибегая к довольно сложным расчетам по приведению коротких гидрологических рядов наблюдений и их параметров к многолетнему периоду, оценить возможные ошибки параметров и расчетных значений заданной вероятностью превышения при инженерных расчетах.

Ряд наблюдений за речным стоком считается репрезентативным для определения среднего многолетнего значения, если средняя квадратическая погрешность расчетного значения гидрологической характеристики превышает 10 % для годового и сезонного стока, 20 % – для максимального и минимального стоков. При недостаточности данных гидрологических наблюдений параметры кривых распределения вероятностей гидрологических характеристик необходимо приводить к многолетнему периоду с привлечением данных наблюдений пунктов-аналогов.

Задаваясь случайной средней квадратической ошибкой расчетного значения заданной вероятностью превышения в зависимости от класса капитальности гидротехнического сооружения, можно рассчитать необходимую длительность ряда наблюдений. В первом приближении эта ошибка при расчете максимальных расходов воды может приниматься не более 10 % расчетного значения.

При оценке репрезентативности исследуемого короткого ряда наблюдений за речным стоком целесообразно сопоставить эмпирические кривые распределения, полученные за короткий и длинный периоды наблюдений по ряду-аналогу.

При оценке репрезентативности среднего многолетнего значения речного стока используются разностные интегральные кривые, которые характеризуют изменения во времени нарастающей суммы отклонений модульных коэффициентов от его среднего многолетнего значения, равного единице. Интегральные кривые используются для оценки водности коротких периодов наблюдений, когда необходимо оценить положение имеющегося ряда наблюдений относительно циклов изменения водности реки в течение длительного периода в пунктах-аналогах.

При выборе аналогов следует учитывать как возможно большую продолжительность наблюдений в этих пунктах, так и более тесные связи между стоком в приводимом к многолетнему периоду пункте и стоком в пунктах-аналогах.

При этом необходимо учитывать пространственную связанность рассматриваемой гидрологической характеристики, которую количественно выражают через матрицу парных коэффициентов корреляции или пространственную корреляционную функцию, представляющую собой зависимость коэффициентов парной корреляции стока рек от расстояния между центрами тяжести водосборов.

Матрицы парных коэффициентов корреляции и корреляционные функции определяют в однородном гидрологическом и физико-географическом районе.

При восстановлении значений стока за отдельные годы и расчете параметров и квантилей распределения необходимо производить статистическую оценку значимости и устойчивости получаемых решений с определением случайных и систематических погрешностей.

При приведении допускается использование гидрологической, а также метеорологической и другой информации, период наблюдений за которой превышает период наблюдений за рассматриваемой гидрологической характеристикой.

При привлечении метеорологической и другой информации могут быть использованы региональные зависимости рассматриваемого гидрологического параметра от факторов, его определяющих.

Приведение гидрологических рядов и их параметров распределения к многолетнему периоду, как правило, осуществляют аналитическими методами. Для предварительного приведения допускается использование графических и графоаналитических методов.

При расчете параметров распределения и значений стока за отдельные годы  $G(i)$  с использованием аналитических методов, основанных на регрессионном анализе, должны соблюдаться следующие условия:

$$n' \geq (6-10); \quad R \geq R_{кр}; \quad \frac{R}{\sigma_R} \geq S_{кр}; \quad \frac{B}{\sigma_R} \geq t_{кр}, \quad (2.23)$$

где  $n'$  – число совместных лет наблюдений в приводимом пункте и пунктах-аналогах ( $n' \geq 6$  при одном аналоге,  $n' \geq 10$  при двух и более аналогах) или число пунктов-аналогов при восстановлении с привлечением кратковременных наблюдений ( $n' \geq 6$ );

$R$  – коэффициент парной или множественной корреляции между значениями стока исследуемой реки и значениями стока в пунктах-аналогах;

$B$  – коэффициент уравнения регрессии;

$\sigma_R$  – средняя квадратическая погрешность коэффициента регрессии;

$R_{кр}$  – критическое значение коэффициента парной или множественной корреляции (обычно задается ( $r \geq 0,7$ ));

$S_{кр}, t_{кр}$  – критические значения отношений  $\frac{R}{\sigma_R}$  и  $\frac{B}{\sigma_B}$  соответственно (обычно задаются  $\geq 2,0$ ).

Если хотя бы один из коэффициентов уравнения регрессии не удовлетворяет условию, то это уравнение нельзя использовать для приведения к многолетнему периоду.

### 2.3.2. Методы приведения рядов гидрологических характеристик к многолетнему периоду с учетом материалов кратковременных (менее 6 лет) наблюдений

Методы учета материалов кратковременных полевых гидрометеорологических изысканий предусматривают предварительное приведение к многолетнему периоду погодичных значений, параметров и квантилей распределения речного стока рек исследуемого района.

Определение значений стока за каждый год, норм и квантилей распределения речного стока осуществляют по методу отношений, основанному на приблизительном равенстве модульных коэффициентов в пункте с кратковременными наблюдениями и в пунктах-аналогах, по формуле

$$G \approx G(i) \frac{G_a}{G(i)_a}, \quad (2.24)$$

где  $G(i)$  и  $G(i)_a$  – наблюдаемые значения речного стока соответственно в пункте с кратковременными наблюдениями и в пунктах-аналогах с регулярными наблюдениями;

$G$  и  $G_a$  – в зависимости от требуемых решений могут обозначать восстанавливаемые значения стока за конкретные годы, погодичные значения за пределами гидрометрических наблюдений в пункте проектирования, норму стока или значения стока заданной обеспеченности.

Метод отношений используют при выполнении условия  $R \geq R_{кр}$ , где  $R$  определяют по пространственной корреляционной функции. Пункты-аналоги с регулярными гидрометрическими наблюдениями при

расчетах по методу, основанному на равенстве модульных коэффициентов, обычно выбирают по наименьшему расстоянию между центрами тяжести водосборов проектируемого пункта и пунктов-аналогов.

Среднюю квадратическую погрешность расчета значений стока за каждый год, нормы стока и квантилей распределения определяют по пунктам-аналогам. Для этой цели выбирают два пункта с гидрометрическими наблюдениями в однородном гидрологическом районе проектирования, один из которых условно принимают в качестве исследуемого пункта, а другой – в качестве пункта-аналога. Расчетное значение стока определяют столько раз, сколько имеется наблюдений в створе, принимаемом за исследуемый.

Среднюю квадратическую погрешность погодичного значения (нормы стока или квантилей распределения) по данным одного года наблюдений определяют по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (G_H - G_P)^2}{n-1}}, \quad (2.25)$$

где  $G_H$  – наблюдаемое значение стока за каждый год, или норма стока, или квантили распределения;

$G_P$  – рассчитанное значение стока за каждый год, или норма стока, или квантили распределения.

В соответствии с методикой восстановления значений стока по уравнениям регрессии, когда имеется один год кратковременных наблюдений, строят уравнения между всеми наблюдениями за этот год и последовательно за все остальные годы, в которые имеются наблюдения в пунктах-аналогах, при условии, что количество пунктов должно быть не менее 5–6. Уравнения имеют следующий вид:

$$G_{ij} = B_{1i} G_{kj} + B_{0i}, \quad (2.26)$$

где  $G_{ij}$  – значения стока в  $j$ -м пункте в  $i$ -й год за пределами кратковременных наблюдений;

$G_{kj}$  – значения стока в  $j$ -м пункте за  $k$ -й год, в который имеются кратковременные наблюдения;

$B_{1i}, B_{0i}$  – коэффициенты уравнений регрессий.

В общем случае, если кратковременные наблюдения проводят в течение нескольких лет, строят зависимости для каждого года кратко-

временных наблюдений. При этом результаты восстановления стока за каждый год, полученные по нескольким уравнениям, соответствующим числу лет кратковременных наблюдений, обобщают.

Схема восстановления погодичных значений стока может применяться не только для приведения к многолетнему периоду наблюдений за речным стоком от одного до пяти лет, но и для более продолжительных наблюдений.

Для предварительной оценки коэффициентов вариации и квантилей распределения речного стока может быть использован графический способ: построение кривой обеспеченности рассматриваемой характеристики речного стока на клетчатке вероятности с фиксированным отношением  $C_s / C_v$ , полученным для исследуемого района. Шкала ординат на клетчатках представлена в виде модульных коэффициентов. Значения модульных коэффициентов определяют по фактическим наблюдениям в проектируемом пункте и норме стока.

Для определения расчетных значений стока необходимо иметь как минимум два года наблюдений в исследуемом пункте.

По данным пунктов-аналогов рассчитывают эмпирическую обеспеченность значений стока, которые наблюдались в конкретные годы в пункте проектирования. Рассчитанные модульные коэффициенты  $k_i$  соответствующей эмпирической обеспеченности наносят на клетчатку вероятности с выбранным фиксированным значением  $C_s / C_v$ . Разность между эмпирическими обеспеченностями стока за наблюдаемые годы должна быть не менее 10 %.

Полученные эмпирические точки  $k_i$  аппроксимируют прямой линией, которая продолжается до пересечения со шкалой коэффициентов вариации.

Графический способ рекомендуется и для предварительного определения расчетных значений стока заданной обеспеченности. Для этой цели значения модульных коэффициентов  $k_i$ , снятых с кривой распределения и рассчитанных по данным двух- или трехлетних наблюдений, умножают на норму стока.

### **2.3.3. Методы приведения рядов гидрологических характеристик к многолетнему периоду при наличии гидрологических наблюдений 6 лет и более**

Для объективного расчета параметров распределения гидрологических рядов используются аналитические методы, основанные на ре-

грессионном анализе. Приведение параметров кривых распределения ежегодных вероятностей превышения рассматриваемой гидрологической характеристики к многолетнему периоду осуществляется в двух вариантах:

- по значениям параметров распределения рек-аналогов;
- по погодишно восстановленным по уравнениям регрессии значениям гидрологической характеристики совместно с данными гидрометрических наблюдений.

В первом варианте средняя многолетняя величина определяется по формуле

$$\bar{G}_N = \bar{G}_n + r \left[ \frac{\sigma_n}{\sigma_{n,a}} \right] (\bar{G}_{N,a} - \bar{G}_{n,a}), \quad (2.27)$$

где  $\bar{G}_n, \bar{G}_{n,a}$  – среднеарифметические значения гидрологической характеристики соответственно для исследуемой реки и реки-аналога, вычисленные за период совместных наблюдений;

$r$  – коэффициент корреляции между гидрологическими характеристиками исследуемой реки и реки-аналога, вычисленный за период совместных наблюдений;

$\bar{G}_N, \bar{G}_{N,a}$  – норма стока за  $N$ -летний период соответственно для исследуемой реки и реки-аналога;

$\sigma_n, \sigma_{n,a}$  – средние квадратические отклонения гидрологической характеристики за совместный период  $n$  лет соответственно для исследуемой реки и реки-аналога.

Средняя квадратическая погрешность приведенной к многолетнему периоду нормы стока определяется по формуле

$$\varepsilon_{\bar{G}_N} = \frac{100\sigma_n}{\bar{G}_N \sqrt{n}} \sqrt{1 + r^2 \left( \frac{n\sigma_{N,a}^2}{N\sigma_{n,a}^2} - 1 \right)}. \quad (2.28)$$

Коэффициент вариации  $C_{v,N}$  определяют по формуле

$$C_{v,N} = \frac{\sigma_n}{\bar{G} \sqrt{1 - r^2 \left[ 1 - \frac{\sigma_{n,a}^2}{\sigma_{N,a}^2} \right]}}, \quad (2.29)$$

где  $\sigma_{N, a}$  – среднее квадратическое отклонение гидрологической характеристики реки-аналога за  $N$ -летний период.

Для расчета параметров распределения и значений стока за отдельные годы используют уравнения регрессии с привлечением одной или нескольких рек-аналогов на разных временных этапах. Поэтапное использование нескольких аналогов расширяет возможности приведения и делает его более качественным по сравнению с методами, в которых используется дополнительная информация в одном пункте-аналоге.

Восстановленные данные имеют систематически заниженную дисперсию. Исключение систематического уменьшения дисперсии восстановленных данных необходимо осуществлять введением поправки в погодичные значения стока, полученные по уравнению регрессии

$$G'_i = \frac{(G(i) - \bar{G}_n)}{R} + \bar{G}_n, \quad (2.30)$$

где  $G'_i$  – погодичные значения гидрологических характеристик, рассчитанные по уравнению регрессии;

$\bar{G}_n$  – среднее значение приводимого ряда за совместный с пунктом-аналогом период.

По восстановленному ряду совместно с наблюдаемыми данными рассчитывают параметры распределения: среднее многолетнее значение, коэффициенты вариации и асимметрии и коэффициент корреляции между стоком смежных лет.

Расчетные значения коэффициентов асимметрии  $C_s$  и автокорреляции  $r(1)$  принимают на основании группового анализа отношения  $C_s/C_v$  и  $r(1)$  по рекам-аналогам.

Восстановление речного стока по очень коротким рядам возможно и по уравнению регрессии с привлечением данных по различным характеристикам стока, например, при восстановлении годового стока можно использовать данные по максимальному или минимальному стоку. При восстановлении годового стока возможно привлекать данные наблюдений по среднему месячному и среднему суточному стоку.

Криволинейные связи значений стока принимают лишь в тех случаях, когда они объясняются не случайным расположением точек, а характером колебания стока в приводимом пункте и пункте-аналоге.

**Минимальный сток воды рек.** В расчетах минимального стока при небольшом числе лет совместных наблюдений (до 6 лет) с рекой-аналогом для более надежного выявления связи в условиях меженных

периодов длительностью более двух месяцев рекомендуется использовать значения расходов воды за меженный период, или 30-суточные, или среднемесячные расходы воды за все месяцы межени.

#### **2.4. Определение расчетных гидрологических характеристик при отсутствии данных гидрологических наблюдений**

При отсутствии гидрологических наблюдений в расчетном створе параметры распределения и расчетные значения гидрологических характеристик определяют с помощью следующих основных методов:

- водного баланса;
- гидрологической аналогии;
- осреднения в однородном районе;
- построения карт изолиний;
- построения региональных зависимостей стоковых характеристик от основных физико-географических факторов водосборов;
- построения зависимостей между погодичными стоковыми характеристиками и стокоформирующими факторами.

Для каждой гидрологической характеристики должны учитываться дополнительные условия. В качестве одного из основных требований выступает наличие достаточно продолжительного ряда на реке-аналоге, который при недостаточности наблюдений приводят к многолетнему периоду.

При статистической однородности параметров распределения в гидрологическом районе расчетное значение характеристик в исследуемом створе следует определять как среднеарифметическое значение для рек-аналогов, имеющих наиболее продолжительные ряды наблюдений, или по приведенным к многолетнему периоду данным. Однородность параметров распределения устанавливают по статистическим критериям однородности.

##### **2.4.1. Годовой сток воды рек**

При отсутствии наблюдений за стоком в расчетном створе параметры распределения определяют по рекам-аналогам, на которых имеются многолетние наблюдения за стоком с учетом влияния местных факторов (выходов грунтовых вод, особенностей геологического строения бассейна, характера почв, промерзания и пересыхания водотоков и др.).

Годовой расход расчетной обеспеченности определяется как

$$Q_p = \bar{q} A k_p, \quad (2.31)$$

где  $\bar{q}$  – средний многолетний годовой модуль стока,  $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ ;

$A$  – площадь водосбора до расчетного створа,  $\text{км}^2$ ;

$k_p$  – модульный коэффициент расчетной обеспеченности.

В случае невозможности подобрать реку-аналог среднюю многолетнюю величину стока (норму)  $\bar{q}$  и коэффициент вариации  $C_v$  допускается определять по картам изолиний, построенным для исследуемого района с учетом последних лет наблюдений. Соотношение  $C_s/C_v$  принимается по рекам-аналогам или равным 2,0 для рек бассейна Черного моря и 2,5 – для рек бассейна Балтийского моря.

При этом в значения среднего многолетнего стока, определенные по районной карте, следует вводить поправки на влияние местных азональных факторов.

Среднее многолетнее значение стока для расчетного пункта (центра тяжести водосбора) определяют линейной интерполяцией между изолиниями стока. В случае пересечения водосбора несколькими изолиниями определяется средневзвешенное значение.

Для малых водотоков (площадь водосбора менее  $100 \text{ км}^2$ ) норма стока,  $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ , определяется с учетом генетических составляющих годового стока:

$$\bar{q} = q_{\text{пов}} + K_{\text{др}} q_{\text{подз}}, \quad (2.32)$$

где  $q_{\text{пов}}$  – норма модуля поверхностного стока, определяемая по рекам-аналогам. При невозможности подобрать реку-аналог допускается определять норму поверхностного стока по картам, построенным для исследуемого района с учетом последних лет наблюдений,  $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ , а также по карте изолиний;

$K_{\text{др}}$  – коэффициент, учитывающий неполное дренирование подземных вод;

$q_{\text{подз}}$  – подземная составляющая зональных значений нормы модуля стока, определяемая по разности общего и поверхностного стока,  $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ .

Расчетам годового стока малых водотоков должно предшествовать их полевое обследование на предмет установления вида питания водотока, наличия родников на водосборе, выклиниваний подземных вод,

установления первой критической площади  $A_{1\text{кр}}$ , т. е. той площади водосбора, при которой водоток начинает получать подземное питание.

Коэффициент, учитывающий неполное дренирование подземных вод  $K_{\text{др}}$ , определяется по формуле

$$K_{\text{др}} = th \left[ a \left( A - A_{1\text{кр}} \right)^b \right], \quad (2.33)$$

где  $A - A_{1\text{кр}}$  – действующая площадь водосбора, км<sup>2</sup>;

$a$  и  $b$  – коэффициенты, зависящие от величин критической площади  $A_{1\text{кр}}$ , определяемые по формулам

$$\begin{cases} a = 0,8 A_{1\text{кр}}^{-0,8}; \\ b = 1 - 0,72 A_{1\text{кр}}^{-0,29}. \end{cases} \quad (2.34)$$

В случае невозможности проведения полевого обследования величину первой критической площади допускается определять как

$$A_{1\text{кр}} = \frac{0,98}{\rho^2} + \frac{1,5L_{\text{T}}}{\sqrt{i_{\text{T}}}}, \quad (2.35)$$

где  $\rho$  – густота гидрографической сети, км/км<sup>2</sup>;

$L_{\text{T}}$  – длина русла основного тальвега, км;

$i_{\text{T}}$  – уклон русла основного тальвега, ‰.

Для водосборов площадью, меньшей или равной первой критической, годовой сток равен поверхностному стоку  $K_{\text{др}} = 0$ .

При невозможности подобрать реку-аналог значение коэффициента вариации  $C_v$  неисследованных рек допускается определять по картам изолиний, построенным для исследуемого района с учетом последних лет наблюдений или по районным эмпирическим формулам, в которые вводят поправки на азональные факторы, а также с помощью специальных карт.

Для малых водотоков при определении коэффициента вариации  $C_v$  вводится поправочный коэффициент  $K_{C_v}$ , определяемый по формуле

$$K_{C_v} = 1 + 4,8 \exp(-5,3C_v) \cdot \left[ (A - A_{1\text{кр}}) + 1 \right]^n, \quad (2.36)$$

где  $C_v$  – коэффициент вариации, определенный по карте изолиний;

$n$  – показатель степени, рассчитываемый по формуле

$$n = 0,83C_v - 1,1. \quad (2.37)$$

При  $A = A_{1 \text{ кр}}$  поправочный коэффициент  $K_{C_v}$  принимается равным единице. Коэффициент асимметрии устанавливают по данным рек аналогов.

При отсутствии данных наблюдений за годовым стоком в расчетном створе допускается применять эмпирические зависимости от метеорологических и других факторов.

#### 2.4.2. Минимальный сток воды рек

Минимальные 30-суточные (среднемесячные) расходы воды на реках с площадью водосбора более 1000 км<sup>2</sup> за летне-осенний и зимний периоды определяют по рекам-аналогам или интерполяцией между величинами стока по соседним водосборам, имеющим многолетние наблюдения за минимальными расходами с учетом боковой приточности и данных полевых гидрометеорологических изысканий в расчетном створе.

При невозможности использовать указания предыдущего подраздела для расчета минимальных 30-суточных (среднемесячных) расходов применяют методы пространственной интерполяции минимального 30-суточного модуля стока 95%-ной обеспеченности для зимнего или летне-осеннего сезона. Минимальный сток воды на реках с площадью водосбора менее 1000 км<sup>2</sup>  $Q_{95\%}$ , м<sup>3</sup>/с, рассчитывают по зависимости минимальных 30-суточных расходов воды 95%-ной обеспеченности от площади водосбора для районов, однородных по условиям формирования минимального стока. В общем виде эта зависимость имеет вид

$$Q_{95\%} = q_{95\%} (A - A_{1 \text{ кр}})^n, \quad (2.38)$$

где  $q_{95\%}$  – элементарный модуль минимального 30-суточного летне-осеннего или зимнего стока, зависящий от физико-географических условий, определяемый по окружающим рекам-аналогам или по картам изолиний, построенным для исследуемого района с учетом последних лет наблюдений, м<sup>3</sup>/с · км<sup>2</sup>, а также для летне-осеннего стока по карте изолиний, а для зимнего – в зависимости от района;

$A_{1\text{кр}}$  – первая критическая площадь, км<sup>2</sup>;

$n$  – показатель степени редукции расхода воды обеспеченностью 95 % по величине действующей площади водосбора ( $A - A_{1\text{кр}}$ ), принимаемый для летне-осеннего периода равным 1,07, а для зимнего – в зависимости от района по карте.

Минимальный 30-суточный (среднемесячный) расход воды, м<sup>3</sup>/с, других обеспеченностей определяется по формуле

$$Q_p = aQ_{95\%} + \frac{bA}{1000}, \quad (2.39)$$

где  $a$  и  $b$  – эмпирические коэффициенты регрессии, определяемые как средние значения по данным рек-аналогов с учетом гидрогеологических условий, глубины вреза русла реки и других факторов минимального стока.

Минимальный среднесуточный расход воды расчетной обеспеченности определяют по формуле

$$Q_{p\text{сут}} = aQ_p - \frac{bA}{1000}, \quad (2.40)$$

где  $a$  и  $b$  – эмпирические коэффициенты регрессии, определяемые как средние по району по связи суточных и 30-суточных минимальных расходов рек-аналогов. При невозможности подобрать реки-аналоги для летне-осеннего периода  $a = 0,89$ ,  $b = 0,09$ , а для зимнего  $a = 0,86$ ,  $b = 0,11$  соответственно;

$A$  – площадь бассейна до расчетного створа, км<sup>2</sup>.

### 3. ГИДРОГРАФЫ СТОКА И ИХ РАСЧЕТ

#### 3.1. Понятие гидрографа стока и его расчленение по видам питания

Общее представление о смене в течение года фаз водного режима дают типовые графики колебания расходов воды (гидрографы стока). Гидрографы половодий бывают однопиковые, или одномодальные, двух-, трех- и многопиковые. Реки равнинных районов характеризуются, как правило, однопиковым весенним половодьем. Двух- и трехпиковые весенние половодья на равнинных реках могут иметь место либо при возврате холодов (прерывистая водоотдача), либо при неодновременном поступлении талых вод с различных частей бассейна, что характерно для водосборов с различной облесенностью или с разными условиями рельефа (рис. 3.1).

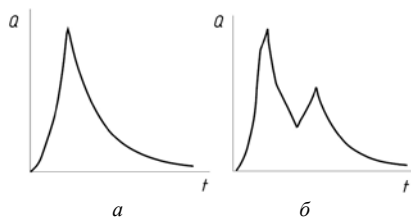


Рис. 3.1. Виды паводков:  
*a* – единичный; *б* – многопиковый

Дождевые паводки, формирующиеся на реках, имеют однопиковую форму гидрографа, однако при прерывистом ливневом дожде с переменной интенсивностью может образоваться многопиковая волна.

За типовой (нормальной) принимают такой гидрограф, который отражает общие черты гидрографов за ряд лет и вместе с тем свободен от случайных особенностей каждого года. При построении типового гидрографа усредняются за ряд лет значения ординат (расходы) и абсцисс (время) характерных точек гидрографов отдельных лет (начало половодья, наступление максимума, конец половодья и пр.). По установленным опорным точкам строят плавный график с таким расчетом, чтобы суммарный годовой объем стока, определенный по типовому гидрографу, отвечал действительному среднему его значению за многолетний период.

Количественная оценка доли различных источников питания в общем балансе стока исследуемой реки производится путем расчленения гидрографов. Расчленение гидрографов по источникам питания производится с учетом особенностей режима реки, условий поступления воды от дождей, снеготаяния и из подземных источников. Применительно для рек Беларуси с ясно выраженным весенним половодьем наиболее неопределенными являются выделения подземного стока и стока дождевых паводков.

Часто выделение грунтового стока производится прямой линией или плавной кривой, проходящей через ординату последнего зимнего расхода (предшествующего весеннему половодью) и через ординаты расходов начала летней межени. Так как расходы начала летней межени (после окончания спада весеннего половодья), как правило, выше расходов, предшествующих весеннему половодью, то по этой схеме значение грунтового стока несколько увеличивается в период весеннего половодья. Выделение летних паводков в этом случае осуществляется путем пересечения ветви подъема и спада паводков с линией, отделяющей подземный сток от поверхностного.

Однако указанная операция выделения подземного стока в реки содержит неопределенность. Поэтому рекомендуется схема, по которой вначале на гидрографах проводится линия глубоководного питания  $FE$  (рис. 3.2), отвечающая минимумам засушливых лет. Далее по данным для суровых зим определяется максимальное падение интенсивности уменьшения подземного питания и проводится линия подземного питания  $BC$ . Точка пересечения линии  $BC$  с линией  $FE$  определяет предел падения подземного питания в конце зимы – начале весны. От этого момента и до даты наступления гребня весеннего половодья подземное питание принимается неизменным (до точки  $D$ ). Начиная от этой даты предполагается увеличение подземного питания с интенсивностью, равной ранее определенной. Из точки  $H$  линию подземного питания ориентируют на летний минимум  $G$ ; от даты летнего минимума подземное питание принимается увеличивающимся за счет осенних дождей. При предельном подъеме линия подземного питания пересекается далее с такой же линией для зимнего периода в точке  $B$ . Таким образом, линия интенсивности спада  $BC$  принимается для определения положения на гидрографе линий  $DH$ ,  $HG$  и  $FB$ .

Рекомендуются также схемы, в которых подземное питание с начала весеннего половодья уменьшается, достигая нуля в период прохождения гребня половодья.

Указанное уменьшение подземного стока объясняется влиянием возрастания гидростатического давления речной паводочной волны на грунтовый поток, что может приводить к оттоку речных вод в грунты долины (отрицательное подземное питание реки).

На рис. 3.2 представлена схема расчленения гидрографа между грунтовым и поверхностным стоком применительно к условиям какого-либо одного створа. При этом не учитывается, что в рассматриваемом створе могут проходить не подземные воды, поступившие в русло за счет местного притока в этом створе, а транзитные воды, поступившие в русло в вышележащих частях водосбора.

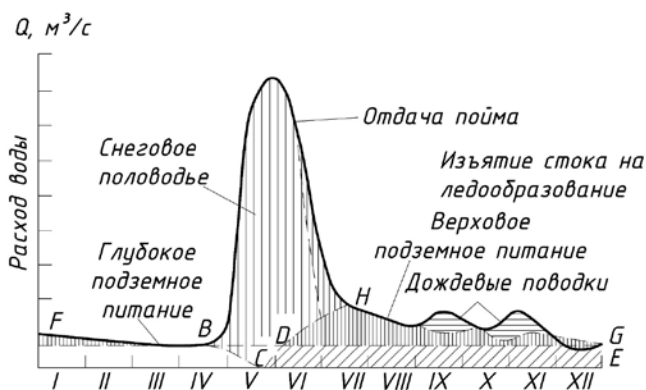


Рис. 3.2. Расчленение гидрографа реки

Однако характерные точки перелома гидрографов не всегда достаточно ясно выражены, поэтому в построение типового гидрографа вносится некоторая доля условности. Для рек снегового питания, где закономерности внутригодового хода стока проявляются более отчетливо, это построение проще, чем для рек дождевого питания, характеризующихся случайным сочетанием многочисленных паводков.

Количественная оценка доли различных источников питания в общем балансе стока исследуемой реки производится путем расчленения гидрографов. Расчленение гидрографов по источникам питания производится с учетом особенностей режима реки, условий поступления воды от дождей, снеготаяния и из подземных источников.

В различных физико-географических условиях и в разное время года удельный вес отдельных источников питания неодинаков. Объемы

воды каждого вида питания, поступающие в реку за короткие интервалы времени, практически невозможно измерить, поэтому их определяют путем расчленения гидрографа общего стока на составляющие, соответствующие отдельным видам питания.

Применительно к условиям рек Беларуси с ясно выраженным весенним половодьем наиболее неопределенной является операция выделения подземного стока и стока дождевых паводков.

Форма гидрографа любой равнинной реки в период формирования весеннего половодья или дождевого паводка отражает три основных вида стока воды в русло реки, различающихся степенью зарегулированности поверхностного и подземного питания (рис. 3.3).

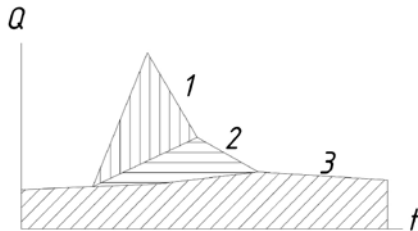


Рис. 3.3. Схема основных видов стока в русло при половодье и паводках:

1 — поверхностный склоновый сток;  
2 — промежуточный сток; 3 — подземный сток

Поверхностный склоновый сток отличается наименьшей естественной зарегулированностью, вследствие чего при его поступлении в русло происходит интенсивное повышение расходов воды, характеризующееся на гидрографе участками подъема.

Подземный сток из основных водоносных горизонтов водосбора, формирующий постоянное грунтовое питание реки, соответствует нижнему пологому участку кривой спада.

Практически на каждом гидрографе имеется переходный участок на кривой спада, характеризующий «промежуточный» (почвенный) сток с зарегулированностью, большей поверхностного и меньшей подземного стока. Он может формироваться за счет склонового стока при его поверхностном задержании в понижениях микрорельефа и в лесной подстилке, а также за счет почвенного стока и верховодки. Промежуточный сток трудно выделить на гидрографе, и его объединяют с поверхностным стоком. Таким образом, расчленение гидрографа об-

щего стока заключается в выделении на нем подземной составляющей, динамика которой определяется степенью гидравлической связи русловых и подземных вод.

Критерием в определении типа режима подземного стока в реки в период половодья (паводка) может служить соотношение характерных подземных расходов: до начала подъема уровня речных вод  $Q_H$ , в период половодья  $Q_P$ , соответствующего пику гидрографа подземного стока, и в период спада  $Q_K$ , когда река переходит преимущественно на подземное питание (межень). В результате систематизации по соотношению указанных расходов многообразных форм гидрографа подземного притока, полученных при расчленении гидрографов, предложен вариант типизации режима подземного стока в реки (рис. 3.4), основанный на оценке сложного водообмена между рекой и подземными водами в различных условиях гидравлической взаимосвязи.

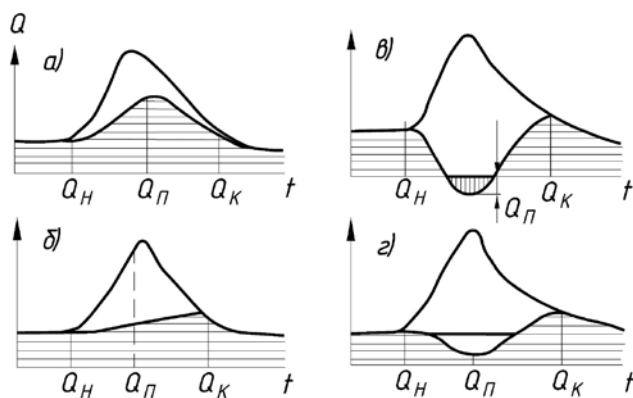


Рис. 3.4. Основные типы режима подземного стока в реки (подземного питания рек)

При нисходящем режиме подземного стока в реку, т. е. в условиях отсутствия гидравлической связи подземных и русловых вод (рис. 3.4, а), гидрограф подземного стока в общих чертах повторяет гидрограф речного стока, но имеет более сглаженный вид. Его режим соответствует следующим соотношениям характерных расходов подземного стока:  $Q_H < Q_P > Q_K$ . При нисходящем режиме подземного стока в реку, а также при гидравлической связи подземных и русловых

вод, но при слабом влиянии подпора реки, не приводящего к образованию обратных уклонов подземных вод в прибрежной зоне реки, происходит постепенное увеличение расходов подземного стока и в отдельных случаях его максимум может совпадать с концом половодья (паводка) в момент перехода реки на подземное питание (рис. 3.4, б), т. е. режим подземного стока в реку будет удовлетворять следующему соотношению характерных расходов:  $Q_n < Q_n < Q_k$ .

При подпорном режиме подземного стока в реку, т. е. при наличии гидравлической связи подземных и русловых вод, наблюдается прямо противоположная направленность фаз по сравнению с режимом речных вод вследствие образования обратных уклонов подземных вод в прирусловой зоне. Максимум речного стока может приходиться на минимум подземного стока в реку (рис. 3.4, в), и режим подземного стока в реку соответствовать соотношениям его характерных расходов:  $Q_k > Q_n > Q_n < 0$ .

В определенных условиях при наличии гидравлической связи подземных и русловых вод подпор речными водами не приводит к значительной инфильтрации их в берега, но в сильной мере сокращает подземный приток, значения которого уменьшаются по сравнению с предполоводными расходами подземного стока в реку. В этом случае может не наблюдаться «отрицательная фаза» подземного стока и в течение всего половодья будет происходить подземное питание реки (рис. 3.4, з), а режим подземного стока будет удовлетворять следующим соотношениям его характерных расходов:  $Q_k > Q_n > Q_n > 0$ .

Таким образом, для расчленения гидрографа по источникам питания требуется знание режима подземного притока к береговой зоне и условий его разгрузки в речное русло.

При отсутствии гидрогеологических наблюдений в приближенных расчетах подземного притока в реку можно производить расчленение гидрографа следующим образом. Сначала необходимо приближенно установить условия разгрузки подземных вод в русло реки, т. е. установить наличие или отсутствие гидравлической связи русловых и подземных вод.

Изложенные схемы расчленения гидрографов речного стока по видам питания носят приближенный характер в случае определения параметров, используемых в них, косвенными способами. Однако при обычных инженерно-гидрологических расчетах погрешности определения поверхностных и подземных составляющих речного стока за счет расчленения гидрографа по изложенной схеме обычно невелики по сравнению с выделяемыми объемами стока. Строгое решение этого

вопроса, как отмечалось выше, требует большого числа гидрогеологических и гидрометеорологических данных не только для отдельного створа, но и для реки в целом.

Расчленение гидрографа по видам питания необходимо для исследования процессов формирования стока рек, а также для развития генетических методов гидрологических расчетов и прогнозов.

### 3.2. Расчет гидрографов паводков и половодий

Гидрографы строят для многолетнего, годовичного и других характерных периодов. Для дорожного и аэродромного строительства наибольший интерес представляют гидрографы многоводных фаз водотоков – паводков и половодий. Сложный процесс взаимодействия многих факторов при формировании стока отражается различными формами гидрографов.

Гидравлические расчеты размывов русла в районе мостовых переходов, отверстий дорожных труб и мостов, прогноз заиления и другие расчеты невозможны без знания гидрографа паводков и половодий.

По моделям строятся и гидрографы половодий. За координаты берут среднесуточные расходы. В качестве модели расчетного гидрографа половодья может быть взят гидрограф высокого половодья в расчетном створе или в створе реки-аналога.

Существующие методы построения гидрографа можно разделить на несколько типов. Один из них заключается в том, что расчетные гидрографы сводят к какой-либо заранее установленной форме *методами геометрической схематизации* или по типовым моделям. Например, подъем и спад расходов описываются соответственно параболой 2-й и 3-й степеней, сливающимися в точке максимума. Если использовать линейные зависимости, то приходим к простейшей форме гидрографа в виде треугольника. Возможна схематизация гидрографа по трапеции.

Методы схематизации по *модели реальных паводков* используют при наличии многолетних наблюдений, по которым и может быть выбрана модель расчетного гидрографа.

Генетические методы построения гидрографа основаны на теории добегания (теории изохрон). Подобие гидрографов единичных паводков является базой соответствующих методов моделирования расчетного гидрографа.

Разработан ряд способов построения гидрографов паводков, в том числе и сложных. Наиболее полный учет особенностей гидрографов

возможен на базе многолетних (более 15–20 лет) гидрометрических измерений. В простейшем случае однопикового паводка или половодья в соответствии с нормативными документами рекомендуется их расчетные характеристики определять по модели – наблюдавшемуся паводку или половодью с наибольшим расходом и объемом:

$$Q_{tp} = k_Q Q_{tm} \quad \text{и} \quad t_p = k_t t_M. \quad (3.1)$$

При этом коэффициенты расхода  $k_Q$  и времени  $k_t$  определяют по формулам

$$k_Q = Q_{\max p} / Q_{\max m}; \quad k_t = q_{\max p} h_p / (q_{\max m} h_m), \quad (3.2)$$

где  $Q_{tp}$  и  $Q_{tm}$  – расчетные расходы паводков и модели на моменты времени соответственно  $t_p$  и  $t_M$ ;

$Q_{\max p}$  и  $Q_{\max m}$ ;  $q_{\max p}$  и  $q_{\max m}$ ;  $h_p$  и  $h_m$  – соответственно максимальные расходы, модули и слоисток – расчетные и модели.

При отсутствии натуральных данных могут быть использованы типовые модели.

Фазы подъема и спада паводка описываются уравнениями

$$Q_t = Q_{\max} (t / t_n)^m; \quad Q_t = Q_{\max} [(t_{\text{сп}} - t) / t_{\text{сп}}]^n, \quad (3.3)$$

где  $Q_t$  и  $Q_{\max}$  – расход на момент времени  $t$  и максимальный;

$t_n$  и  $t_{\text{сп}}$  – время подъема и спада паводка (половодья);

$m = 2$ ;  $n = 3$ .

Время подъема пика паводка в часах рекомендуется определять по формуле

$$t_n = k_n L / (3,6 v_n), \quad (3.4)$$

где  $k_n = 1-1,5$  (меньшие значения берут для коротких ливней и большие – для обложных дождей с продолжительностью более суток);

$L$  – длина реки, км;

$v_n$  – средняя скорость добега пика паводка ( $v_n \approx 0,7 v_{\max}$ ,  $v_{\max}$  – максимальная скорость течения в расчетном створе), м/с.

Для водосборов площадью  $A < 200 \text{ км}^2$  рекомендуется уравнение

$$Q_t = Q_{\max} Y = Q_{\max} 10^{-a(1-x)/x}, \quad (3.5)$$

где  $Y = Q_t / Q_{\max}$ ;

$a$  – параметр, зависящий от коэффициента формы гидрографа;  
 $x = t / t_n$ , где  $t_n$  – продолжительность подъема пика гидрографа.

### 3.3. Расчетные гидрографы стока воды рек весеннего половодья и дождевых паводков

Расчетные гидрографы стока воды рек весеннего половодья и дождевых паводков необходимо рассчитывать при проектировании водохранилищ, прудов, отводе вод от сооружений в период их строительства, расчете затопления пойм, пропуске высоких вод через дорожные и другие искусственные сооружения.

Форма расчетных гидрографов принимается по моделям наблюдаемых высоких весенних половодий или дождевых паводков с наиболее неблагоприятной их формой, для которых основные элементы гидрографов и их соотношения должны быть близки к расчетным.

Для расчета отверстий дорожных и других искусственных сооружений допускается принимать схематизацию гидрографов стока воды рек весеннего половодья и дождевых паводков по геометрическим формам.

Гидрографы речного стока следует рассчитывать по равнообеспеченным значениям максимального расхода воды, объема стока воды основной волны и объема всего весеннего половодья (дождевого паводка) расчетной ежегодной вероятности превышения.

Расчетные гидрографы стока воды рек определяются:

– для весеннего половодья – по среднесуточным расходам воды; гидрографы внутрисуточного хода стока воды рассчитываются, если величина максимального мгновенного расхода воды в 1,5 раза больше соответствующего ему среднесуточного расхода воды;

– для дождевых паводков – по мгновенным расходам воды.

При проектировании гидротехнических сооружений *при наличии данных гидрологических наблюдений* принимаются следующие натурные модели гидрографа стока воды реки :

– при проектировании гидротехнических объектов с относительно небольшой регулирующей емкостью водохранилища – модель одновершинного гидрографа с наибольшим максимальным расходом воды;

– при больших регулирующих емкостях, сопоставимых с полным объемом половодий (паводков), – модель с наибольшим объемом половодья (паводка) и наибольшей сосредоточенностью стока в центральной части гидрографа;

– для рек с многовершинными гидрографами – модель из числа многоводных лет, в которой большая волна после короткого промежутка следует за меньшей;

– при каскаде водохранилищ строят расчетный гидрограф притока к верхнему гидроузлу и гидрографы боковой приточности между гидроузлами. При этом выбирают модель, общую для всего каскада;

– для развитых систем инженерной защиты, включающих наряду с водохранилищами обвалование, регулирование русла реки и другие мероприятия, строят расчетные гидрографы во входном створе на основной реке и гидрографы боковой приточности на всем протяжении инженерной защиты по общей для всей системы модели.

Основные элементы расчетных гидрографов стока воды рек: максимальный расход воды, объем весеннего половодья (дождевого паводка), объем основной волны расчетной ежегодной вероятности превышения, а также боковая приточность определяются по данным гидрометрических наблюдений. Для определения гидрографа боковой приточности между створами гидроузлов элементы гидрографа следует рассчитывать путем суммирования ежедневных расходов отдельных притоков (за имеющийся период наблюдений), одновременно притекающих к замыкающему створу реки, или методом водного баланса, или по разности между соответствующими расходами в ограничивающих участках створах с учетом руслового регулирования.

Общая продолжительность весеннего половодья больших и средних рек, включая дождевые паводки на спаде половодья, принимается одинаковой для всех лет и створов как на основной реке, так и на притоках при условии включения в ее пределы продолжительности всех половодий.

Назначение периода общей продолжительности весеннего половодья допускается принимать переменным для разных лет, но одинаковым по длине реки.

Продолжительность основной волны, включающей максимальную ординату, следует принимать постоянной в подвижных границах для всех лет исходя из условия наибольшего объема стока (притока) за принятый период.

Расчет гидрографов весеннего половодья (дождевого паводка) выполняется следующими методами:

а) переходом от гидрографа-модели к расчетному гидрографу путем умножения ординат гидрографа-модели на коэффициенты, определяемые по формулам

$$k_1 = \frac{Q_{P\%}}{Q_M}; \quad (3.6)$$

$$k_2 = \frac{V_{P\%} - Q_{P\%} 86\,400}{V_M - Q_M 86\,400}; \quad (3.7)$$

$$k_3 = \frac{V'_{P\%} - V_{P\%}}{V'_M - V_M}, \quad (3.8)$$

где  $Q_{P\%}$  и  $Q_M$  – максимальный среднесуточный расход воды весеннего половодья или мгновенный для дождевого паводка соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели, м<sup>3</sup>/с;

$V_{P\%}$  и  $V_M$  – объем основной волны соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели, м<sup>3</sup>;

$V'_{P\%}$  и  $V'_M$  – полный объем весеннего половодья (дождевого паводка) соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели, м<sup>3</sup>;

б) переходом от гидрографа-модели к расчетному гидрографу с применением коэффициента  $k_1$ , определяемого по формуле (3.6), и коэффициента  $k_t$ , определяемого по формуле

$$k_t = \frac{q_M}{h_M} \cdot \frac{h_{P\%}}{q_{P\%}}, \quad (3.9)$$

где  $q_{P\%}$ ,  $q_M$  – модуль максимального среднесуточного расхода воды соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели, м<sup>3</sup>/с · км<sup>2</sup>;

$h_{P\%}$ ,  $h_M$  – слой стока половодья (паводка) соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели, мм.

Переход от гидрографа-модели к расчетному гидрографу по методу, указанному в подпункте «б», возможен только при соблюдении следующих условий:

$$\gamma_{P\%} = \gamma_M; \quad k_{s, P\%} = k_{s, M}, \quad (3.10)$$

где  $\gamma_{P\%}$  и  $\gamma_M$  – коэффициент полноты  $\gamma$  соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели, определяемый по формуле

$$\gamma = \frac{qt}{0,0116h}, \quad (3.11)$$

где  $q$  – модуль максимального среднего суточного расхода воды,  $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ ;

$t$  – продолжительность весеннего половодья (дождевого стока), сут;  
 $h$  – слой стока весеннего половодья (дождевого паводка), мм;

$k_{s, \text{P}\%}$  и  $k_{s, \text{M}}$  – коэффициент несимметричности соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели, определяемый по формуле

$$k_s = \frac{h_{\Pi}}{h}, \quad (3.12)$$

где  $h_{\Pi}$  – слой стока за период подъема половодья (паводка), мм.

Координаты расчетного гидрографа определяются в зависимости от коэффициентов  $k_1$  и  $k_t$  по формулам

$$Q_i = Q_{i, \text{M}} k_1; \quad t_i = t_{i, \text{M}} k_t, \quad (3.13)$$

где  $Q_i$  и  $Q_{i, \text{M}}$  – расходы воды в  $i$ -ю единицу расчетного времени соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели;

$t_i$  и  $t_{i, \text{M}}$  – ордината времени соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели.

За начало отсчета времени  $t_{i, \text{M}}$  принимается начало подъема весеннего половодья (дождевого паводка).

Определение гидрографов внутрисуточного хода стока следует производить по методу, указанному выше; обозначения в формулах (3.6)–(3.13) принимаются следующие:  $q_{\text{P}\%}$ ,  $q_{\text{M}}$  – модули максимального мгновенного расхода воды соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели,  $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ ;  $h_{\text{P}\%}$ ,  $h_{\text{M}}$  – максимальный суточный слой стока весеннего половодья соответственно для расчетного гидрографа и гидрографа-модели  $h$ , мм;  $h_{\Pi}$  – слой стока за период подъема максимальной суточной волны весеннего половодья, мм;  $t$  – продолжительность максимальной суточной волны весеннего половодья, сут и менее.

Для построения расчетных гидрографов боковой приточности *при недостаточности данных гидрологических наблюдений* должны быть использованы имеющиеся материалы гидрометрических наблюдений

по притокам на участках рек или водохранилищ. Если эти материалы освещают режим только наиболее крупных притоков, то сток с остальной части бассейна следует определять по аналогии с гидрологически сходными изученными водосборами.

В зависимости от размеров водохранилища, расположения притоков по его длине и их водности расчетные гидрографы боковой приточности можно строить для всего водохранилища в целом или для его отдельных участков.

При недостаточности данных гидрологических наблюдений следует выполнять приведение параметров основных элементов расчетного гидрографа к многолетнему периоду.

Модель расчетного гидрографа стока воды устанавливаются путем осреднения нескольких гидрографов стока воды высоких весенних половодий (дождевых паводков), выраженных в относительных единицах. Координаты натуральных гидрографов  $t'_i$  и  $Q'_i$  из абсолютных значений пересчитывают в относительные ( $t_i$ ,  $Q_i$ ) в долях от общей продолжительности паводка  $t_m$  и максимального расхода  $Q_m$ :

$$t_i = \frac{t'_i}{t_m}; Q_i = \frac{Q'_i}{Q_m}, \quad (3.14)$$

Ординаты совмещают на одном чертеже относительно модальной ординаты. Затем по осредненным значениям ординат строят обобщенный гидрограф, наиболее полно отражающий особенности формы натуральных гидрографов. Этот гидрограф и принимают за модель.

Координаты расчетных гидрографов определяются по формуле (3.13).

Максимальный средний суточный расход,  $m^3/c$ , при отсутствии данных гидрометрических наблюдений определяется по формуле

$$Q_p = \frac{Q'_p}{k_\tau}. \quad (3.15)$$

Коэффициент перехода  $k_\tau$  от максимального мгновенного расхода воды весеннего половодья  $Q'_{p\%}$  к среднесуточному  $Q_{p\%}$  устанавливается по рекам-аналогам. При их отсутствии допускается принимать коэффициент  $k_\tau$  по данным, приведенным в специальных таблицах.

Относительные ординаты одновершинного гидрографа стока воды весеннего половодья (дождевого паводка) приведены в специальных таблицах по значению коэффициента несимметричности  $k_\tau$ , определяемого по данным рек-аналогов или по значению коэффициента формы

гидрографа  $\lambda^*$ , определяемого по формуле

$$\lambda^* = \frac{qt_n}{0,0116h}. \quad (3.16)$$

Ординаты расчетного гидрографа определяются по формуле

$$Q_i = yQ_{p\%}, \quad (3.17)$$

а абсциссы – по формуле

$$t_i = xt_n, \quad (3.18)$$

где  $x, y$  – относительные ординаты расчетного гидрографа стока воды, приведенные в специальных таблицах;

$t_n$  – продолжительность подъема весеннего половодья (дождевого паводка), определяемая по формуле

$$t_n = \frac{0,0116\lambda h_{p\%}}{q_{p\%}}. \quad (3.19)$$

Внутрисуточный гидрограф стока определяется по формуле (3.17), значения относительных ординат приведены в специальных таблицах.

Для рек с площадью водосбора менее 200 км<sup>2</sup> и продолжительностью подъема дождевого паводка сутки или менее расчетная продолжительность подъема определяется по формуле

$$t_n = \frac{\beta \lambda h_{p\%}}{q_{p\%}}, \quad (3.20)$$

где  $\beta$  – коэффициент, принимаемый при расчете продолжительности подъема дождевого паводка в часах равным 0,28 и в минутах – равным 16,7.

При определении расчетных гидрографов дождевых паводков коэффициент несимметричности  $k_s$  принимать равным 0,30; для рек с площадью водосбора менее 1 км<sup>2</sup> – 0,20.

## 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА

Максимальным стоком называют сток паводков и половодий. Генеральные размеры дорожно-мостовых водопропускных сооружений и систем водоотвода зависят от максимального стока паводков и половодий. Превышение характеристик потока над расчетными является основной причиной, угрожающей нормальной эксплуатации большинства дорожных сооружений. Оно может привести к аварийным ситуациям и даже катастрофическим последствиям, вплоть до полного разрушения мостов, насыпей, дорожных труб и т. д. Поэтому определение характеристик максимального стока – главная задача гидрологического обеспечения сооружений. Например, отверстие моста, дорожной трубы или сооружений водоотвода определяется высокими расходами и соответствующими им уровнями. Именно они определяют надежность перечисленных сооружений, гарантии от подмыва основания опор, перелива через насыпи и пролетные строения мостов, переполнения кюветов и коллекторов водоотвода. Поэтому все расчеты дорожных сооружений базируются на использовании данных о максимальных годовых расходах и уровнях.

### 4.1. Общие закономерности и факторы формирования весеннего стока

Половодье – подъем воды в результате правильного периодического усиления стока вследствие таяния зимних снегов. В период половодья, ежегодно повторяющегося в один и тот же сезон года, отмечается значительное увеличение водности реки, вызванное главным образом таянием накопленного за зиму снега. Сток рек в этот период составляет 50–70 % годового. Наибольшие расходы воды отмечаются в основном весной. Начало половодья хорошо выражено и совпадает с первым днем интенсивного повышения водности реки. Окончание половодья, как правило, относят к моменту перехода от интенсивного снижения расходов воды в период спада половодья к более замедленному.

Факторы, влияющие на процесс формирования весеннего стока в бассейне реки, можно разделить на две основные группы: переменные – гидрометеорологические – и относительно постоянные факторы подстилающей поверхности. Переменными факторами являются снегозапасы, интенсивность снеготаяния, увлажнение почвогрунтов и их

промерзаемость, испарение и количество осадков. Эти факторы в основном определяют объем половодья, сроки его начала и окончания, максимальный расход и в значительной степени форму гидрографа.

Факторы подстилающей поверхности определяют характер распределения снега на водосборе, аккумуляцию талой воды на его поверхности, инфильтрацию талых вод, скорости стекания и время добегания по склонам и русловой сети. К числу этих факторов относятся: размеры, конфигурация и рельеф бассейна, его геологическое строение; состав почвогрунтов; растительность; степень озерности, заболоченности; уклоны склонов и русел. К этой же группе можно отнести и антропогенный фактор – интенсивное осуществление хозяйственной деятельности на водосборах и в руслах рек.

В зависимости от преобладания того или иного фактора в весеннем снеготаянии можно выделить следующие основные типы весен:

– адвективный – весна с пасмурной погодой, температурой воздуха выше нуля и отсутствием прямой солнечной радиации;

– плювиальный – дождливая весна без солнечных дней;

– солярный – весна без дождей с солнечными днями и большими отрицательными температурами воздуха.

Помимо перечисленных, могут быть и промежуточные типы весен:

– адвективно-солярный – весна с температурой воздуха выше нуля и участием прямой солнечной радиации;

– плювио-солярный – весна с дождливыми и солнечными днями.

Одним из главных факторов подстилающей поверхности, влияющих на формирование весеннего половодья, является интенсивность отдачи талой воды из снега в почву, вызывающая ее аккумуляцию и перераспределение как внутри снега, так и на поверхности бассейна и в почвогрунтах.

Различают следующие виды аккумуляции и регулирования талых вод, формирующих вместе бассейново-русловое регулирование:

– внутриснежная аккумуляция;

– аккумуляция на поверхности бассейна;

– аккумуляция в почвогрунтах;

– русловое регулирование в тальвежной и речной сети бассейна.

Снег, как и почва, обладает способностью удерживать воду в виде пленочной и капиллярной воды. При этом мелкозернистые и плотные прослойки являются относительными водоупорами, а более крупнозернистые слои играют роль водоносных горизонтов.

В результате способности снега аккумулировать воду интенсивность водоотдачи из снега не равна интенсивности снеготаяния как по величине, так и по времени. Поэтому в процессе снеготаяния отмечаются две фазы:

*аккумуляция*, когда вода, образовавшаяся от таяния снега, просачивается и увлажняет нижние слои снега;

*стекание*, или *водоотдача*, когда вследствие достижения нижними слоями снега максимальной влагонасыщенности начинается отдача воды из снега.

Первая фаза аккумуляции продолжается около одной третьей от общей продолжительности снеготаяния. В начальный период второй фазы интенсивность водоотдачи из снега в почву, как правило, отстает от интенсивности снеготаяния, но через некоторое время водоотдача превышает таяние. При этом в последний день снеготаяния интенсивность водоотдачи из снега в почву может превышать интенсивность снеготаяния почти в два раза.

Начало поступления на поверхность почвы избыточной гравитационной воды, не удерживаемой снегом, или начало водоотдачи из снега, соответствует моменту стаивания от 15 до 25 % начальных влагозапасов, что может произойти в зависимости от дружности весны через 1–5 дней после начала снеготаяния.

Максимальная водоудерживающая способность снега может колебаться в широком диапазоне от 0,08 до 0,18 в зависимости от структуры снега. В обычных условиях этот диапазон существенно сужается и составляет 0,12–0,16. Расхождение между значениями различных опытов обусловлено как временем взятия проб, так и способом исследования влажности снега.

После начала водоотдачи проникающая через толщу снега избыточная гравитационная вода скапливается под снегом на поверхности почвы в местных понижениях рельефа либо стекает по поверхности.

Дата начала водоотдачи из снега играет более существенную роль в формировании весеннего стока, чем начало снеготаяния, так как она определяет со сдвигом на время добегания талых вод по склонам и руслу дату начала стока в замыкающем створе.

Кроме этих двух характерных дат весеннего снеготаяния, можно отметить следующие характерные фазы снеготаяния:

1) сплошной снежный покров, когда проталины занимают 2–5 % общей площади;

2) пестрый ландшафт, когда проталины занимают от 5 до 50 % площади;

3) сход отдельных пятен снега, когда проталины занимают от 50 до 95 % площади.

Наиболее интенсивное снеготаяние и водоотдача имеют место во вторую фазу или в начале третьей. Продолжительность этих фаз зависит как от степени дружности весны, так и от характера рельефа, экспозиции склонов и равномерности залегания снежного покрова.

В первый период снеготаяния талые воды, образовавшиеся из снега, частью задерживаются в понижениях рельефа, образуя так называемые снегохранилища, частью стекают по поверхности. Эти снегохранилища действуют как обычные регулирующие водохранилища, аккумулируя талые воды.

Аккумулированные талые воды в снегохранилищах составляют в некоторые дни первой фазы снеготаяния до 20–30 % общих снегозапасов. Снегозапасы в русловой сети часто достигают 10–30 % общих снегозапасов, поэтому аккумуляция снегозапасов в русловой сети влияет на растягивание весеннего половодья, что обусловлено более поздним таянием снега в русловой сети по сравнению со склонами.

Переполнение снегохранилищ может произойти под влиянием весенних дождей, вызывающих механическое разрушение снежных и ледовых перемычек в руслах гидрографической сети и этим ускоряющих сброс талых вод, что при одновременных прорывах снежных затворов, возникающих на склонах и в руслах гидрографической сети, может содействовать формированию высоких весенних максимумов, превышающих по величине наибольшую интенсивность снеготаяния и водоотдачи из снега.

Наиболее сильно выражены процессы задержания и аккумуляции талых вод в речных бассейнах, имеющих значительные аккумулярующие емкости в виде озер и болот. Такие бассейны резко выделяются среди других водосборов равнинной зоны более низкими значениями максимальных модулей стока.

Регулирующая роль озер не является универсальной, а зависит от конкретных географических условий.

Аккумулирующая роль болот при одной и той же площади примерно в пять раз меньше аккумуляющей роли озер.

Значительная аккумуляция талых вод происходит также под влиянием леса. При этом наряду с поверхностной аккумуляцией в микропонижениях рельефа, имеющей место в заболоченных и озерных бас-

сейнах, в лесных бассейнах снеготаяние более замедленное, кроме того поверхностный сток переводится в подземный. Несмотря на наличие этих факторов, общий эффект снижения максимумов под влиянием леса ниже, чем под влиянием озер и болот, что обусловлено меньшим аккумулирующим слоем лесной подстилки по сравнению с аккумулирующим слоем озер и болот.

Суммарный водный баланс талых вод может быть представлен в следующем виде:

$$h_b = h'_c + x - u - z - h_{ак}, \quad (4.1)$$

где  $h_b$  – слой весеннего стока;

$h'_c$  – запасы воды в снеге;

$x$  – жидкие осадки;

$u$  – часть инфильтрировавшихся талых вод, пошедшая на пополнение почвенной влаги;

$z$  – величина испарения со снега минус конденсация;

$h_{ак}$  – слой талых вод, аккумулировавшихся на поверхности бассейна.

Уравнение (4.1) можно также представить в виде

$$h_b = (h'_c + x) \left( 1 - \frac{u + z + h_{ак}}{h'_c + x} \right) = (h'_c + x) \alpha, \quad (4.2)$$

где  $\alpha$  – коэффициент стока талых вод.

Также следует отметить и влияние на объем весеннего стока не только количества, но и времени выпадения осадков, так как условия водопоглощения осадков резко изменяются после схода снега и оттаивания почвы. Поэтому осадки в бассейнах с залесенностью не более 30 % учитываются за два периода формирования половодья. Первый период – от даты наступления максимальных снеготаяний до схода снега в поле и второй – от даты схода снега в поле до окончания половодья. После схода снега и разморзания почвы значительно повышаются испарение и впитывающая способность почвы. Потери жидких осадков на спаде половодья возрастают, и их вклад в формирование объема весеннего стока понижается. В бассейнах с залесенностью более 30 % при подсчете количества осадков отдельно для площади, занятой лесом, границей между этими периодами является дата схода снега в лесу.

Преобладание на *урбанизированных территориях* водонепроницаемых покрытий и застройки приводит к снижению инфильтрационных свойств почв, что является основной причиной роста максимального стока в городах. Радикальное изменение характера поверхности (увеличение площадей крыш и территорий, покрытых асфальтом) приводит к резкому сокращению инфильтрации, ускорению стекания талых и дождевых вод.

Кроме снижения инфильтрационных свойств почв в городах за счет застройки большое значение в увеличении паводкового стока могут иметь неправильный выбор параметров мостов и проведение определенных видов противопаводковых мероприятий в пределах поймы. При строительстве мостовых переходов пойма, как правило, полностью или частично перегораживается глухой дамбой, которая нарушает естественное регулирование стока. Также значительные наводнения происходят в результате недостаточной водопрпускной способности подмостовых отверстий, что связано с низкой точностью гидрологических расчетов при их проектировании или просто с некачественным техническим проведением работ; при частичном обваловании русел рек с целью защиты от паводков прилегающих территорий.

*Гидротехнические мероприятия* в речном русле влияют на гидрологический режим реки. На участках естественных русел рек характеристики максимального стока практически не изменяются. При интенсивном регулировании русел рек наибольший расход воды возрастает. Если русло регулируется только в верховье реки, то ниже по течению расход воды увеличивается и наблюдается повышение уровня воды. В этих условиях площади затопления большие.

Стеснение живого сечения потока осуществляется вдоль русловыми дорогами, дамбами, мостовыми переходами, уменьшает пропускную способность русла и повышает уровень воды, нарушая естественный режим расходов уровней воды. Вносят изменения в местные гидравлические условия и другие гидротехнические сооружения на берегах рек – мостовые переходы, набережные, пристани.

#### **4.2. Механизм формирования дождевых паводков**

В формировании стока дождевых паводков можно выделить следующие основные процессы:

- поступление воды на поверхность почвы;

- потери дождевых вод на впитывание в почву, поверхностное задержание и испарение при стекании воды по склонам;
- стекание воды с поверхности водосбора;
- стекание воды по руслам рек.

Характерной особенностью дождевых паводков является их генетическая неоднородность, под которой подразумеваются различные условия их формирования, динамики развития и режима стекания. А. Н. Бефани предложил следующую генетическую классификацию видов склонового дождевого стока:

- 1) сток равнин при глубоком залегании грунтовых вод, возникающий от дождей более интенсивных, чем поверхностная фильтрация («подвешенный» сток);
- 2) поверхностный сток с равнин, возникающий при подъеме грунтовых вод к поверхности (равнинный «подпертый»);
- 3) надмерзлотный сток болотно-тундровых вод (преимущественно поверхностный) и смешанный болотный сток;
- 4) «подвешенный» поверхностный сток горных районов;
- 5) «подпертый» поверхностный сток с горных склонов, возникающий после насыщения рыхлых отложений, лежащих на относительном водоупоре коренных пород или на мерзлоте;
- 6) «контактный» сток в слое рыхлых отложений, имеющий различные формы (дренажный, жильный, пластовый и т. д.);
- 7) внутрипочвенный сток равнин.

Часто разные виды стока сочетаются, переходят из одного вида в другой. Даже в пределах одного бассейна условия формирования паводков непостоянны и изменяются в зависимости от интенсивности и слоя стокообразующего дождя, предшествующего увлажнения, состояния поверхности.

В условиях Беларуси из указанных видов склонового дождевого стока встречаются пять: поверхностный «подвешенный» и «подпертый», внутрипочвенный «подвешенный» и «подпертый» и болотный. В связи с неглубоким залеганием грунтовых вод преобладающим является «подпертый» поверхностный сток, и водообразование определяется не столько разностью осадков и впитывания, сколько особенностями пространственного распределения емкости зоны аэрации и слоем дождя в период подтопления. На малых открытых водосборах может образовываться и «подвешенный» ливневый сток.

Формирование паводочного стока начинается с выпадения жидких осадков. При этом сам по себе факт выпадения осадков не может обу-

словливать формирование дождевых паводков в гидрографической сети, если осадки не обладают параметрами, достаточными для зарождения и поддержания устойчивого или эффективного стокообразования, при котором формируется избыточная влага, расходуемая затем на питание паводков.

К началу дождя водосбор обладает определенной предельной поглощательной способностью, которая зависит от предшествующей гидрометеорологической обстановки и определяет начальные потери паводочного стока (потери, предшествующие началу стокообразования). Таким образом, первоначальное стокообразование возможно лишь в случаях, когда слой расчетного дождя превышает расчетные потери, а эффективное стокообразование возможно тогда, когда слой расчетного дождя превышает суммарные потери паводочного стока.

Для описания простейшего механизма формирования паводков используется генетическая формула стока (метод изохрон). Поскольку формирование дождевых паводков (как и снеговых) происходит в результате стекания дождевых вод по склонам, их добегаания по гидрографической сети и суммирования элементарных расходов, то общая схема формирования паводков основана на учете времени добегаания.

Уравнение водного баланса за период дождевого стока имеет вид  $Y = X - P$ , где  $Y$  – слой дождевого стока от осадков  $X$ ,  $P$  – слой потерь. Одной из главных проблем расчета паводков является расчет потерь паводочного стока.

Потери стока – это суммарное (за некоторый интервал времени) количество воды, временно или безвозвратно задержанное в поверхностных и внутрипочвенных емкостях, а также испарившееся с площади водосбора.

При поверхностном задержании вода расходуется на смачивание растительного покрова и заполнение разного рода отрицательных форм рельефа и микрорельефа. Оно зависит в основном от физико-географических характеристик водосбора (рельефа, растительности, степени водопроницаемости верхнего слоя грунта). Задержание внутри почвы зависит от водоудерживающей способности и влажности грунтов. Испарение с площади бассейна определяется как физико-географическими характеристиками водосбора, так и метеорологическими факторами и играет роль главным образом в промежутках между дождями. Доля испарения в величине суммарных потерь сравнительно мала, поэтому при расчетах и прогнозах дождевых паводков ею пренебрегают.

Основные потери дождевого стока связаны с инфильтрацией воды в почву, а потери на поверхностное задержание учитываются косвенно посредством параметров в эмпирических формулах. Можно выделить три основные фазы инфильтрации: полное поглощение дождевой воды, снижение интенсивности инфильтрации и относительно постоянной (установившейся) интенсивности фильтрации. В первый период дождя (после поверхностного смачивания) интенсивность инфильтрации в капиллярные и некапиллярные поры почвы, свободные от воды, весьма велика. В последующем инфильтрационная способность почв в связи с заполнением почвенных пор водой резко падает и асимптотически приближается к установившейся величине фильтрации.

Величина инфильтрации зависит от степени предшествующего увлажнения, интенсивности выпадения осадков, механических и водо-физических свойств почвы.

Почвенное задержание – слой воды, расходуемый на увлажнение почвы от предпаводочной до наименьшей влагоемкости. С этого момента и возникает подповерхностный сток. Средний по площади слой задержания зависит как от степени предшествующего увлажнения почво-грунтов, так и от осадков.

Следующей стадией формирования дождевых паводков, зависящей от свойств подстилающей поверхности, является стекание дождевых вод по склонам и добегание по руслу к замыкающему створу. Концентрируясь на склонах в мелкие ручейки, она стекает в ближайшие тальвеги, а по ним в ручьи и реки.

Постепенное и разновременное стекание и добегание дождевых вод по склонам и русловой сети с разных частей бассейна вызывает растягивание и выравнивание паводка, в результате чего неправильный по форме многопиковый дождь трансформируется в плавный паводок.

В условиях Беларуси склоновое стекание происходит, как правило, внутрипочвенным или грунтовым путем. Формирование паводков происходит не от коротких ливней, аккумулирующихся в лесной, травяной или моховой подстилке, а от продолжительных ливневых или обложных дождей.

Таким образом, формирование дождевых паводков на реках начинается лишь в случае превышения количества осадков над потерями дождевых вод на впитывание в почву, поверхностное задержание и испарение при стекании воды по склонам. Сами же потери зависят от физико-географических характеристик водосбора, а также от предшествующей гидрометеорологической обстановки на водосборе.

#### 4.2.1. Факторы формирования дождевого паводочного стока

Формирование дождевых паводков на реках происходит под влиянием большого числа различных факторов, как природных, так и антропогенных, встречающихся в сложных сочетаниях, неповторимых во времени и индивидуальных в каждом бассейне. Поэтому четко выявить роль каждого из них путем анализа гидрометрического материала практически невозможно. Действие отдельных факторов на сток обусловлено совокупностью остальных, т. е. физико-географическими и гидрологическими особенностями водосборов. В разных природных условиях одни и те же факторы могут оказывать различное влияние на сток как по величине, так и по направлению. Роль каждого фактора может быть оценена только в сочетании с другими, т. е. функциональным выражением, отражающим природу взаимодействия факторов.

Все факторы паводочного стока можно разделить на две основные группы: *метеорологические* и *гидрографические* (факторы подстилающей поверхности).

Размеры паводков определяются в первую очередь метеорологическими факторами, главную роль среди которых играют стокообразующие осадки и предшествовавшие им метеорологические условия, сформировавшие влагозапасы бассейна. Эти факторы являются зональными, так как величина их определяется географическими координатами бассейна. Они характеризуют водообмен бассейна с атмосферой – приход (осадки) и расход (испарение) влаги. Для предвычисления необходимо знать зависимость стока от метеорологических факторов, для расчета – связи между обеспеченными величинами стока и соответствующих факторов. Из метеорологических факторов основными являются атмосферные осадки – их количество, интенсивность, продолжительность и распределение по площади водосбора.

Величина стока зависит от формы осадков и их распределения во времени. Летом значительная часть выпадающих осадков испаряется, поэтому на реках формируется летняя межень. Осенью осадков выпадает меньше, но в связи с уменьшением испарения большая часть их идет на формирование стока.

В начальную часть дождя происходит первоначальное увлажнение почвы и заполнение депрессий микрорельефа, шлейф ливня вызывает некоторое удлинение спада или добавочные небольшие подъемы на спаде. Продолжительность центральной части ливневого дождя обычно невелика, однако слой дождя, выпадающий за это время, составляет 80–90 % и более от всего слоя дождя.

Таким образом, общая продолжительность дождей недостаточна для их характеристики применительно к оценке их стокового эффекта: необходимо учитывать продолжительность их эффективной части, во время которой интенсивность дождя превышает интенсивность инфильтрации, т. е. так называемую продолжительность водоотдачи, во время которой и происходит процесс стока.

Слой осадков зависит не только от продолжительности выпадения, но и от площади орошения. Это объясняется тем, что влагонасыщенность ливневого облака, как правило, убывает от его центра к периферии. Поэтому слой осадков уменьшается с увеличением площади, т. е. имеет место редукция слоя осадков с увеличением площади бассейна. Характер редукции зависит от типа дождя. Ливневые дожди, обладающие большой пестротой и локальностью распространения, более резко убывают с увеличением площади, чем дожди, охватывающие одновременно огромные площади.

Среди гидрографических факторов можно выделить *азональные* (морфометрические): площадь водосбора, длина реки и др., и *интразональные*: лесистость, почвенный покров, озерность, заболоченность, густота речной сети. Величина интразональных факторов в общем связана с зональными условиями, но внутри каждой зоны варьируется, характеризуясь некоторой кривой распределения. В больших бассейнах их сочетания почти постоянны и соответствуют типичным для данной зоны, на малых же они могут быть весьма различными.

Интразональные факторы в свою очередь можно разделить на две группы: факторы склонового и руслового стока. К первым относятся залесенность, заболоченность, карст и другие, способные повлиять на продолжительность и слой притока воды со склонов в русловую сеть. Среди факторов руслового стока следует прежде всего выделить озера, водохранилища и пруды, которые осуществляют трансформацию максимальных расходов за счет регулирующей призмы.

Если метеорологические факторы динамичны и постоянно изменяются, то гидрографические являются постоянными и служат основой для наложения метеорологических факторов. Многие из факторов стока представляют собой сложную совокупность природных условий, оказывающую множественные воздействия на процесс развития стока.

### 4.3. Схема формирования стока при выпадении дождя

Рассмотрим простейшую схему формирования расхода на склоне, имеющем уклон к дороге (рис. 4.1).

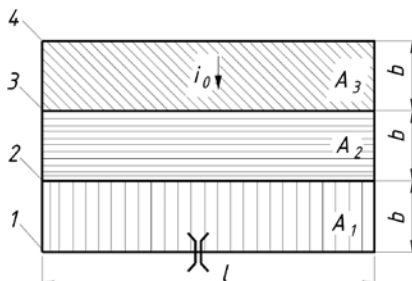


Рис. 4.1. Схема формирования расхода воды на склоне

Допустим следующие упрощения: 1) водосборный бассейн представляет прямоугольник площадью  $A$  со сторонами  $nb$  и  $l$ ; 2) склон в пределах всей площади водосбора имеет постоянный уклон  $i_0$  в сторону дороги, неизменны и остальные характеристики поверхности: шероховатость, растительность, тип грунта, испарения и т. д.; 3) предыдущим дождем целиком заполнены все неровности микрорельефа и грунт насыщен водой; 4) дождь, формирующий сток, имеет постоянную за время выпадения и постоянную по всей рассматриваемой площади  $A$  склона интенсивность, начало и окончание выпадения дождя по всей площади происходит одновременно; время выпадения возьмем для простоты больше, чем необходимо для поступления стока от самых удаленных частей бассейна (створ 4 на рис. 4.1) к расчетному створу дороги  $l$ .

Перечисленные выше характеристики должны обеспечить равные по всему водосборному бассейну условия водоотдачи сразу после начала выпадения дождя и одинаковые условия стекания по склону. Обозначим через  $a$  интенсивность водоотдачи, равную толщине слоя, образующего в единицу времени на данной площади сток за счет разницы в интенсивностях дождя и потерь на инфильтрацию. Разобьем всю площадь водосбора  $A$  на три прямоугольника ( $n = 3$ ) с равной площадью  $A_i$  и такой шириной  $b$ , чтобы можно было допустить, что вода со всех точек каждой полоски достигает расчетного створа  $l$  (дороги) одновременно, например, с первой  $A_1$  – за время  $\Delta t$ , со второй  $A_2$  – за время  $2\Delta t$  и т. д. Время, необходимое для преодоления водой заданного расстояния, называют временем добега. Иногда этот термин применяют к перемещениям фазово-однородных явлений, например пика паводка. Обозначим время добега воды до расчетного створа от самой удаленной части водосборного бассейна через  $\tau_6 = 3\Delta t$ .

Верхние границы площадок  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$  рассматриваемой схемы являются одновременно линиями равных времен добегания; такие линии называют *изохронами*. Расход, очевидно, равен  $Q_A = a \Delta t$ . Спустя время  $\Delta t$  он увеличится до величины  $Q_{2A} = 2Q_A = 2a \Delta t$ . Этот полный расход состоит из расхода, образовавшегося на площадке  $A_1$  за второй интервал  $\Delta t$  и на площадке  $A_2$  – за первый такой же интервал, но пришедший к расчетному створу  $l$  с опозданием на время добегания  $2\Delta t$ . По прошествии времени  $3\Delta t$  заданного створа будет достигать вода, поступающая со всей площади  $A$ . Расход достигнет своего максимума  $Q_A = 3Q_A = 3a \Delta t$ .

Теперь проанализируем влияние на характер гидрографа времени водоотдачи  $t_b$ , в течение которого на водосборном бассейне слой осадков превышает инфильтрацию (рис. 4.2, б). В упрощающих условиях рассматриваемой схемы очевидно, что время водоотдачи равно времени выпадения дождя. В общем случае время водоотдачи меньше времени выпадения дождя за счет времени поверхностного смачивания, полного поглощения, времени заполнения неровностей рельефа. Если время  $t_b$  больше времени добегания  $\tau_b$ , то начиная с момента  $3\Delta t$  от начала выпадения дождя, т. е. когда вода будет поступать в расчетный створ со всего водосбора  $A$ , расход будет сохраняться постоянным. Такое положение не изменится до окончания дождя. С этого момента расход начнет убывать. Если при этом пренебречь разницей в характере неустановившегося движения по склону на стадии нарастания и спада паводка, то левая и правая части гидрографа окажутся симметричными.

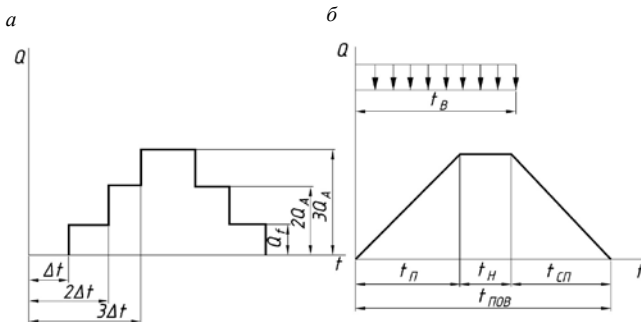


Рис. 4.2. Схема гидрографа паводка

Если площадь  $A$  водосборного бассейна делить на полосы малой ширины, то ступенчатая часть гидрографа (рис. 4.2, *а*) на подъеме и спаде расхода в пределе перейдет в наклонные прямые, а сам гидрограф будет иметь вид трапеции (рис. 4.2, *б*).

Проекции левой и правой сторон трапеции на ось абсцисс определяют соответственно время подъема  $t_n$  и спада  $t_{сп}$  паводка. Верхнее основание – время  $t_n$  неизменного расхода. Сумма трех перечисленных отрезков времени дает нижнее основание гидрографа – время прохождения стока через расчетный створ, т. е. время паводка  $t_{пав}$ . Сумма времени подъема паводка и стояния максимума расхода определяет время водоотдачи  $t_b = t_n + t_n$ ; во время спада паводка  $t_{сп}$  происходит сток по нижним частям бассейна от слоя, образовавшегося ранее на верхней части водосборной площади.

Легко доказать, что форма гидрографа паводка не изменится, если время водоотдачи станет меньше времени добегания  $t_b < \tau_6$ . Например, при  $\tau_6 = 3\Delta t > t_b = 2\Delta t$  в первый интервал времени расход поступает с площадки  $f_1$ , во второй – с площадок  $A_1$  и  $A_2$ . В третий интервал он будет такой же, но придет с площадок  $A_2$  и  $A_3$ , так как с первой процесс водоотдачи уже закончится. Наконец, в последний интервал времени придет вода только с самой удаленной площадки  $A_3$ .

Характерной чертой последнего примера является то, что постоянно (даже при неизменном расходе в замыкающем расчетном створе) меняется положение действующей площади, с которой приходит вода в замыкающий створ одновременно. Схематично в отдельные моменты времени эта площадь показана на рис. 4.1 разной штриховкой: для  $t_1 = \Delta t$  – вертикальной, для  $t_2 = 2\Delta t$  – горизонтальной, для  $t_3 = 3\Delta t$  – наклонной.

Из вышеизложенного можно сделать некоторые выводы. Время подъема равно времени спада паводка и времени водоотдачи  $t_b$  (при  $t_b < \tau_6$ ) или времени добегания  $\tau_6$  (при  $t_b > \tau_6$ ). Продолжительность паводка складывается из времени водоотдачи и времени добегания:  $t_{пов} = t_b + \tau_6$ .

Поддержание в течение некоторого времени постоянного максимума расхода (верхнее основание гидрографа) определяется постоянством в этот период действующей площади. В первом примере это «бегущая» по водосбору площадь, а во втором – площадь всего водосбора.

В формировании максимума расхода при  $t_b < \tau_6$  участвует весь дождь, а при  $t_b > \tau_6$  – только его часть в течение времени  $\tau_6$ . Поэтому

если не допускать для простоты анализа обоих случаев разницы в толщине слоя водоотдачи, то максимум расхода при  $t_b > \tau_6$  будет выше, чем при  $t_b < \tau_6$ . Время водоотдачи в первую очередь зависит от времени выпадения дождя, а последнее, как показывают наблюдения, определяет интенсивность дождя. Обычно чем меньше время выпадения дождя, тем выше его интенсивность.

Изложенные обстоятельства дают основание допускать, что максимум расхода с малого водосбора достигается при условии равенства времен добегающего и выпадения дождя – так называемой критической продолжительности дождя. Интенсивность дождя при критической продолжительности называется предельной интенсивностью и обозначается  $S_p$ .

Перейдем от простейшей схемы к реальным условиям. В действительности водосборный бассейн имеет неправильную форму (рис. 4.3, *a*). Этот фактор в совокупности с переменными по времени и площади характеристиками самого дождя (началом и окончанием выпадения, интенсивностью и т. д.), с изменениями по площади характеристик бассейна (рельефа, растительности, грунтов и т. д.) сводит на нет возможность сохранения максимума расхода в течение длительного периода.

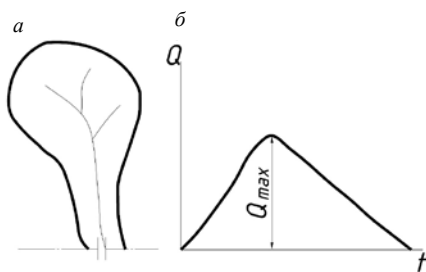


Рис. 4.3. Водосбор:  
*a* – форма водосбора; *b* – форма гидрографа

Гидрограф трансформируется в фигуру типа треугольника (рис. 4.3, *b*). Причем перечисленные выше факторы объясняют несимметричность гидрографа на подъеме и спаде паводка. При  $t_b > \tau_6$  расход  $Q_t$  для гидрографа подобного вида может быть выражен, как и для модели бассейна, суммой: 1) расхода с ближайшей к створу площадки  $A_1$  от образовавшегося на ней в данный момент времени  $t$  слоя водо-

отдачи  $a_i$ ; 2) расхода с площадки  $A_2$ , который образовался на единицу времени раньше от слоя водоотдачи  $a_{i-1}$  и т. д. Последним в сумме будет расход с самой удаленной для данного момента времени  $t$  площадки  $A_k$ , с которой сток успел дойти до створа. Этот расход образовался на  $t - (k + 1)$  единиц времени раньше от слоя водоотдачи

$$Q_t = a_i \cdot A_1 + a_{i-1} \cdot A_1 + \dots + a_{t-(k+1)} \cdot A_k. \quad (4.3)$$

Анализ индексов у пар сомножителей показывает, что у величины  $a$  – интенсивности водоотдачи – они равны разности времени  $t$  и времени добегания  $\tau$  рассматриваемой площадки; у площадки  $A$  они совпадают с временем их добегания  $\tau$ .

Формула расхода для других случаев, например когда сток идет не со всего бассейна, имеет аналогичную структуру. Поэтому можно записать следующий общий вид формулы расхода, переходя к бесконечно малой ширине площадок  $f$ , в форме интеграла:

$$Q_t = \int_0^t a_{t-\tau} \cdot A_\tau. \quad (4.4)$$

В формулу (4.4) можно ввести скорость добегания  $v$  – среднюю скорость стекания в пределах элементарной площадки площадью  $A$ . Если ширину площадки обозначить через  $dL$ , а время, за которое поток преодолевает это расстояние, через  $dt$ , то скорость добегания будет равна  $v = dL/dt$ . С учетом этого выражения преобразуем формулу (4.4):

$$Q_t = \int_0^t a_{t-\tau} b \cdot v, \quad (4.5)$$

где  $b$  – протяженность каждой элементарной площадки, расположенной нормально к течению.

Аналогично формируется половодье при таянии снега, и теоретически формирования половодья и паводка будут мало отличаться друг от друга. В действительности же процесс таяния определяет существенные особенности половодий, заключающиеся в обширности территорий, которые охватывает процесс таяния, и продолжительности образования стока.

Подавляющее большинство водопропускных дорожных сооружений составляют трубы и малые мосты. Они пропускают сток с малых водосборных бассейнов. Сток с больших бассейнов проходит через

мостовые переходы. В условиях Беларуси максимальный сток обычно формируется в период таяния снега. На малых водосборных бассейнах максимум расходов обычно формируется за счет выпадения дождей. К малым водосборным бассейнам обычно можно отнести городские территории, в частности улицы и прилегающие к ним участки, сток с которых идет к решеткам и коллекторам систем водоотвода поверхностного стока. Аэродромные водоотводные системы взлетно-посадочных полос, рулежных дорожек, мест стоянки самолетов и перронов в соответствии с нормативами в основном тоже рассчитываются на ливневый сток, так как снег с них обычно убирается. Поэтому в разделе, посвященном стоку с малых водосборных бассейнов, основное внимание уделено факторам ливневого стока.

В тех случаях, когда ширина площади водосбора аэродромных сооружений превышает 300 м, сток с них определяется для талых вод, а для больших грунтовых площадей – на оба вида стока. Наивысшие расходы больших бассейнов чаще всего являются результатом половодий при таянии снега. По ним накоплен обширный статистический материал многолетних гидрометрических измерений. Эти данные лежат в основе гидрологического обоснования мостовых переходов.

#### **4.4. Методы определения расчетных характеристик максимального стока**

Методы определения расчетных характеристик максимального стока весеннего половодья и дождевых паводков классифицируют следующим образом:

- а) при наличии одной или нескольких рек-аналогов;
- б) при отсутствии рек-аналогов.

Значения параметров и коэффициентов в расчетных формулах следует уточнять на основе использования гидрометеорологической информации за весь период наблюдений, включая последние годы.

**Максимальный сток воды рек весеннего половодья.** Методы расчета максимальных расходов воды рек весеннего половодья, изложенные в настоящем разделе, следует применять при расчете для водосборов с площадями от элементарно малых (менее 1 км<sup>2</sup>) до 20 000 км<sup>2</sup>.

При наличии рек-аналогов расчетный максимальный расход воды весеннего половодья  $Q_p$ , м<sup>3</sup>/с, заданной ежегодной вероятностью превышения определяется по редуccionной формуле

$$Q_p = \frac{K_0 h_p \mu \delta \delta_1 \delta_2}{(A + 1)^{0,20}} A, \quad (4.6)$$

где  $K_0$  – параметр, характеризующий дружность весеннего половодья, который рассчитывают как среднее из значений, определенных по данным нескольких рек-аналогов обратным путем из формулы (4.6);

$h_p$  – расчетный слой суммарного весеннего стока (без срезки грунтового питания), мм, ежегодной вероятностью превышения  $P\%$ ;

$\mu$  – коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров слоев стока и максимальных расходов воды;

$\delta$  – коэффициент, учитывающий влияние водохранилищ, прудов и проточных озер;

$\delta_1, \delta_2$  – коэффициенты, учитывающие снижение максимального расхода воды соответственно в залесенных и заболоченных водосборах;

$A$  – площадь водосбора до расчетного створа реки, км<sup>2</sup>.

При обосновании в формулу (4.6) допускается введение дополнительных параметров, учитывающих влияние естественных и искусственных факторов на формирование максимального стока воды рек весеннего половодья.

Допускается определять параметр  $K_0$  по региональным зависимостям, установленным для мелиорированных водосборов в связи с различием формирования максимального стока на естественных водосборах и водосборах мелиоративной сети и невозможностью подбора аналогов для определения параметра  $K_0$ , как среднее из значений, определенных по данным нескольких рек-аналогов обратным путем.

Расчетный слой стока  $h_p$ , мм, определяется следующими методами:

– по данным рек-аналогов,

– в зависимости от коэффициента вариации  $C_v$  и соотношения  $C_s / C_v$ , а также среднего многолетнего слоя весеннего половодья  $h_0$ .

Средний многолетний слой весеннего стока  $h_0$ , мм, и коэффициент вариации слоя стока  $C_v$  определяются по данным рек-аналогов, а при невозможности их подбора – интерполяцией по картам, построенным для исследуемого района с учетом последних лет наблюдений. При больших площадях значения  $h_0$  и  $C_v$  принимаются по аналогии со створами в данном бассейне, имеющими многолетние наблюдения.

Для рек с площадями водосбора менее  $200 \text{ км}^2$  в значения  $C_v$ , полученные по карте изолиний, следует вводить поправочный коэффициент  $k_{C_v}$ , учитывающий величину площади водосбора и определяемый по формуле

$$k_{C_v} = 1,3 - 0,0014 \cdot A, \quad (4.7)$$

где  $A$  – площадь водосбора до расчетного створа реки,  $\text{км}^2$ .

Расчетное значение отношения коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации  $C_s / C_v$  устанавливается для однородных гидрологических районов.

Коэффициент  $\delta$ , учитывающий снижение максимального стока рек, зарегулированных проточными озерами, определяется по формуле

$$\delta = \frac{1}{1 + c A_{\text{оз}}}, \quad (4.8)$$

где  $c$  – коэффициент, принимаемый в зависимости от среднего многолетнего слоя весеннего стока  $h_0$  (при  $h_0 \geq 100 \text{ мм}$   $c = 0,2$ ; при  $h_0 = 50 \text{ мм}$   $c = 0,3$ ; при  $h_0$ , изменяющемся от 100 до 50 мм,  $c$  находят интерполяцией;

$A_{\text{оз}}$  – средневзвешенная озерность водосбора, %, определяемая по формуле

$$A_{\text{оз}} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i A_i}{A^2} 100, \quad (4.9)$$

где  $S_i$  – площади зеркал озер,  $\text{км}^2$ ;

$A_i$  – площади водосборов озер,  $\text{км}^2$ ;

$A$  – площадь водосбора до расчетного створа реки,  $\text{км}^2$ .

Если река и ее притоки вытекают из озер, водосборы которых занимают значительную часть площади водосбора реки ( $A'_{\text{оз}} > 50 \%$ ), то средневзвешенную озерность  $A_{\text{оз}}$  вычисляется по формуле

$$A_{\text{оз}} = \frac{(A'_{\text{оз}} - 2)}{0,92}, \quad (4.10)$$

где  $A'_{\text{оз}}$  – относительная озерность, %, определяемая по формуле

$$A'_{\text{оз}} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i 100}{A}. \quad (4.11)$$

Если озера расположены на водосборе вне главного русла и основных притоков, значение  $\delta = 0,8$  независимо от степени озерности.

Влияние прудов, регулирующих меженный сток, при расчете максимальных расходов воды вероятностью превышения  $P < 5\%$  не учитывается, а при  $P \geq 5\%$  допускается уменьшение расчетного значения расхода воды до 10 %.

Коэффициент  $\delta_1$ , учитывающий снижение максимальных расходов воды в залесенных бассейнах, определяется по формуле

$$\delta_1 = \frac{\alpha_1}{(A_{\text{л}} + 1)^{0,22}}, \quad (4.12)$$

где  $\alpha_1$  – параметр, учитывающий расположение леса на водосборе;

$A_{\text{л}}$  – залесенность водосбора, %.

При относительной залесенности  $A_{\text{л}} < 3\%$  или при проточной озерности  $A_{\text{оз}} > 20\%$  или при  $A_{\text{л}} > 30\%$  коэффициент  $\alpha_1 = 1,0$ .

Коэффициент  $\delta_2$ , учитывающий снижение максимального расхода воды заболоченных водосборов, определяется по формуле

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1A_{\text{б}} + 1), \quad (4.13)$$

где  $\beta$  – коэффициент, учитывающий тип болот и преобладающий механический состав почв (грунтов) вокруг болота и заболоченных земель;

$A_{\text{б}}$  – заболоченность водосбора, %.

Внутриболотные озера, рассредоточенные по водосбору и расположенные вне главного русла и основных притоков, следует включать в значение относительной площади болот.

При заболоченности менее 3 % или проточной средневзвешенной озерности более 6 % коэффициент  $\delta_2 = 1$ .

Расходы воды весеннего половодья малых рек при соответствующем обосновании допускается определять по упрощенным генетическим формулам.

**Максимальный сток воды рек дождевых паводков.** Выбор типа расчетной формулы для определения максимального срочного расхода

воды дождевого паводка заданной вероятности превышения  $Q_{P\%}$  приведен в табл. 4.1.

Таблица 4.1. Условия применения расчетных формул по определению максимального расхода воды дождевого паводка заданной вероятности

Тип формулы	Расчетная формула	Площадь водосбора реки	Учитываемые характеристики бассейна	Методические возможности формулы
I	Эмпирическая редуционная формула при наличии реки-аналога	$A > 50 \text{ км}^2$	Гидрографические характеристики русла, озерность, заболоченность, средняя высота водосбора	Расчет $Q_{\max, P\%}$ без учета наиболее вероятных календарных сроков его прохождения
II	Эмпирическая редуционная формула при отсутствии реки-аналога	$A > 0 \text{ км}^2$	То же	То же
III	Формула предельной интенсивности стока: – при наличии реки аналога; – при отсутствии реки-аналога	$A < 50 \text{ км}^2$	Гидрографические характеристики русла и водосбора, озерность, тип и механический состав почв водосбора, наибольший суточный максимум осадков в году, интенсивность осадков	То же
IV	Объемные, генетические и другие формулы, основанные на расчете стока по осадкам, в том числе через индексы предшествующего увлажнения	$A > 0 \text{ км}^2$	Гидрографические характеристики русла и водосбора, озерность, заболоченность, инфильтрационные свойства почв, уровень подземных вод, стокоформирующие одно- и многосуточные осадки по календарным периодам года (на уровне декад и месяцев), показатель увлажненности почв	Расчет $Q_{\max, P\%}$ с учетом календарных сроков летне-осеннего сезона и имеющихся представлений о формировании потерь стока

Расчетная формула типа I (редуционная) для определения  $Q_{P\%}$ ,  $\text{м}^3/\text{с}$ , при наличии одной или нескольких рек-аналогов имеет вид

$$Q_{P\%} = q_{P\%, a} \Phi_M \frac{\delta \delta_2}{\delta_a \delta_{2a}} A, \quad (4.14)$$

где  $q_{P\%,a}$  – модуль максимального срочного расхода воды реки-аналога расчетной вероятности превышения  $P\%$ ,  $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ :

$$q_{P\%,a} = \frac{Q_{P\%,a}}{A_a}, \quad (4.15)$$

где  $Q_{P\%,a}$  – максимальный расход воды дождевого паводка вероятности превышения  $P\%$ ,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;

$A_a$  – площадь водосбора реки-аналога,  $\text{км}^2$ ;

$\varphi_M$  – коэффициент, учитывающий редукцию максимального модуля стока дождевого паводка  $q_{1\%}$  с увеличением площади водосбора  $A$ ,  $\text{км}^2$ , и рассчитываемый в зависимости от значения коэффициента  $k_\Phi$ , представляющего соотношение коэффициентов формы водосбора исследуемой реки и реки-аналога:

$$k_\Phi \approx \frac{L A_a^{0.56}}{A^{0.56} L_a}, \quad (4.16)$$

где  $L$  и  $L_a$  – гидрографическая длина водотока для исследуемой реки и реки-аналога соответственно,  $\text{км}$ ;

$A$  и  $A_a$  – площадь водосбора для исследуемой реки и реки-аналога соответственно,  $\text{км}^2$ .

Значение коэффициента  $\varphi_M$  определяют по формуле

$$\varphi_M = \begin{cases} \left( \frac{A_a}{A} \right)^n & \text{при } k_\Phi \leq 1,5; \\ \left( \frac{\Phi_a}{\Phi} \right)^{n_1} & \text{при } k_\Phi > 1,5, \end{cases} \quad (4.17)$$

где  $\Phi$  и  $\Phi_a$  – гидроморфометрический параметр русла для исследуемой реки и реки-аналога соответственно:

$$\Phi = \frac{1000L}{m_p i_p^{1/3} A^{1/4}}, \quad (4.18)$$

где  $m_p$  – гидравлические параметры, характеризующие состояние и шероховатость русла водотока;

$i_p$  – средневзвешенный уклон русла водотока, ‰;

$n$  и  $n_1$  – степенные коэффициенты, отражающие редукцию максимального модуля стока дождевого паводка  $q_{1\%}$  соответственно с увеличением площади водосбора  $A$ , км<sup>2</sup>;

$\delta$ ,  $\delta_a$  – коэффициенты соответственно для исследуемой реки и реки-аналога, учитывающие снижение максимального расхода воды озерами;

$\delta_2$ ,  $\delta_{2a}$  – коэффициенты соответственно для исследуемой реки и реки-аналога, учитывающие снижение максимального расхода воды вследствие заболоченности водосбора.

Расчетный максимальный срочный расход воды дождевого паводка определяют по формуле (4.14) на основе использования одной или нескольких рек-аналогов с учетом полученных значений степенных коэффициентов  $n$  и  $n_1$  и формул для учета регулирующего влияния естественных и искусственных факторов.

При наличии значений степенных коэффициентов  $n$  и  $n_1$ , а также расчетных формул по определению поправочных коэффициентов  $\delta$ ,  $\delta_a$ ,  $\delta_2$  и  $\delta_{2a}$ , полученных на основе региональных обобщений, допускается их использование при выполнении расчетов по формуле (4.14).

При невозможности подобрать реку-аналог максимальные мгновенные расходы воды дождевых паводков  $Q_P$ , м<sup>3</sup>/с, обеспеченности 10 % определяются по формуле типа II, которая имеет вид

$$Q_P = \frac{q_{10\%} \delta \tilde{\lambda}_{P\%}}{\Phi^{0,8}} A, \quad (4.19)$$

где  $q_{10\%}$  – модуль максимального срочного расхода воды ежегодной вероятности превышения  $P = 10\%$ , определяемый интерполяцией между данными наблюдений соседних гидрологически изученных рек в исследуемом районе или по карте;

$\Phi$  – морфологический параметр русла;

$A$  – площадь водосбора до расчетного створа, км<sup>2</sup>;

$\lambda_{P\%}$  – переходный коэффициент от максимальных срочных расходов воды ежегодной вероятностью превышения  $P = 10\%$  к значениям другой вероятности превышения  $P < 25\%$ , назначаемый по данным гидрологически изученных рек в исследуемом районе на основе установления соотношения

$$\lambda_{P\%} = \frac{Q_{P\%}}{Q_{10\%}}. \quad (4.20)$$

Расчетная формула типа III для определения максимального мгновенного расхода воды дождевых паводков  $Q_{P\%}$ , м<sup>3</sup>/с, на водосборах площадью менее 50 км<sup>2</sup> имеет вид

$$Q_{P\%} = q'_{1\%} \cdot \varphi \cdot H'_{1\%} \cdot \delta \cdot \lambda_{P\%} \cdot A, \quad (4.21)$$

где  $q'_{1\%}$  – относительный модуль максимального срочного расхода воды ежегодной вероятности превышения  $P = 1\%$ , м<sup>3</sup>/с · км<sup>2</sup>, представляющий отношение

$$q'_{1\%} = \frac{q_{1\%}}{\varphi \cdot H'_{1\%}}, \quad (4.22)$$

определяют для исследуемого района в зависимости от гидроморфометрического параметра русла  $\Phi_P$  и продолжительности склонового добега  $\tau_{ск}$ , мин;

$\varphi$  – сборный коэффициент стока;

$H'_{1\%}$  – максимальный суточный слой осадков вероятности превышения  $P = 1\%$ , мм, определяемый по данным ближайших метеорологических станций, имеющих наибольшую длительность наблюдений;

$\lambda_{P\%}$  – переходный коэффициент от максимальных мгновенных расходов воды ежегодной вероятностью  $P = 1\%$  к максимальным расходам другой вероятности превышения.

Гидроморфометрический параметр русла исследуемой реки  $\Phi_P$  определяется по формуле

$$\Phi_P = \frac{1000L}{m_P i_P^{1/3} A^{1/4} (\varphi H'_{1\%})^{1/4}}. \quad (4.23)$$

Сборный коэффициент  $\varphi$  при наличии рек-аналогов определяется по формуле

$$\varphi = \frac{q_{1\%,a}}{16,67 \bar{\Psi}(\tau_6) \delta H'_{1\%}} \left( \frac{i_{ск}}{i_{ск,a}} \right)^{n_2} \left( \frac{A_a + 1}{A + 1} \right)^{0,07}, \quad (4.24)$$

где  $q_{1\%,a}$  – модуль максимального срочного расхода воды реки-аналога ежегодной вероятности превышения  $P = 1\%$ , м<sup>3</sup>/с · км<sup>2</sup>;

$i_{\text{ск}}, i_{\text{ск. а}}$  – средний уклон склонов исследуемой реки и реки-аналога, %;

$n_2$  – степенной коэффициент, определяемый в зависимости от механического состава почв;

16,67  $\bar{\Psi}(\tau_6)$  – ордината кривой редукции осадков;

$\tau_6$  – продолжительность бассейнового добегаания, мин:

$$\tau_6 = 1,2\tau_p^{1,1} + \tau_{\text{ск}}, \quad (4.25)$$

где  $\tau_p$  – продолжительность руслового добегаания, мин:

$$\tau_p = \frac{1000L}{m_p i_p^{1/3} A^{1/4} q_{1\%}^{1/4}}, \quad (4.26)$$

$\tau_{\text{ск}}$  – продолжительность склонового добегаания, мин.

При наличии рек-аналогов продолжительность склонового добегаания зависит от гидроморфологического параметра склонов  $\Phi_{\text{ск}}$ :

$$\Phi_{\text{ск}} = \frac{\sqrt{1000L_{\text{ск}}}}{m_{\text{ск}} i_{\text{ск}}^{1/4} \sqrt{\varphi H'_{1\%}}}, \quad (4.27)$$

где  $L_{\text{ск}}$  – средняя длина безрусловых склонов водосбора, км:

$$L_{\text{ск}} = \frac{1}{\gamma \rho_p}, \quad (4.28)$$

где  $\rho_p$  – густота русловой и овражно-балочной сети водосбора, км/км<sup>2</sup>;

$\gamma$  – коэффициент, принимаемый для односкатных склонов равным 0,9, для двухскатных – 1,8;

$m_{\text{ск}}$  – коэффициент, характеризующий шероховатость склонов водосборов.

При отсутствии рек-аналогов сборный коэффициент стока  $\varphi$  определяется по формуле

$$\varphi = \frac{1,2\varphi_0}{(A+1)^{0,07}} \left( \frac{i_{\text{ск}}}{50} \right)^{n_2}, \quad (4.29)$$

где  $\varphi_0$  – сборный коэффициент стока для водосбора, определяемый в зависимости от механического состава почв.

Для среднего уклона водосбора  $i_b \geq 150 \text{ ‰}$ , сборный коэффициент  $\phi$  определяется по формуле (4.17) при  $i_b = 150 \text{ ‰}$ , при  $i_b \leq 15 \text{ ‰}$  расчет ведется при уклоне  $i_b = 15 \text{ ‰}$ .

При различной крутизне склонов или значительной пестроте почвогрунтов, слагающих исследуемый водосбор, сборный коэффициент стока  $\phi$  принимают как средневзвешенное значение.

Величины слоев дождевого стока при наличии рек-аналогов принимаются независимо от площади водосбора рек равными величинам расчетных слоев дождевого стока аналогов.

Расчетный слой дождевого паводка  $h_{P\%}$  для водосборов площадью менее  $50 \text{ км}^2$  при отсутствии рек-аналогов определяется по формуле

$$h_{P\%} = \phi H'_{1\%} \lambda_{P\%}^*, \quad (4.30)$$

где  $\lambda_{P\%}^*$  – переходный коэффициент от слоя стока дождевого паводка вероятности превышения  $P = 1 \text{ ‰}$  к слоям других вероятностей превышения:

$$\lambda_{P\%}^* = \frac{H'_{P\%}}{H'_{1\%}}. \quad (4.31)$$

где  $H'_{P\%}$  – слой максимальных суточных осадков вероятности превышения соответственно  $P\%$ , мм, определяемый по кривым распределения суточных осадков.

Величины расчетных слоев дождевого стока для водосборов площадью более  $50 \text{ км}^2$  при отсутствии рек-аналогов определяются по данным гидрометрических постов соседних рек интерполяцией или по карте изолиний.

Средние суточные максимальные расходы воды  $\bar{Q}_c$  дождевого стока следует определять по гидрометрическим данным рек-аналогов. При отсутствии рек-аналогов значение  $\bar{Q}_c$ ,  $\text{м}^3/\text{с}$ , допускается определять по формуле

$$\bar{Q}_c = \frac{Q_P}{k'_t}, \quad (4.32)$$

где  $Q_P$  – расчетный максимальный мгновенный расход воды,  $\text{м}^3/\text{с}$ , ежегодной вероятностью превышения  $P$ ;

$k'_t$  – переходный коэффициент от срочных максимальных расходов воды к средним суточным:

$$k'_\tau = \frac{b}{(A+1)^{m_1}}, \quad (4.33)$$

где  $A$  – площадь водосбора, км<sup>2</sup>;

$b, m_1$  – параметры.

Максимальные расходы воды дождевых паводков  $Q_{P\%}$ , м<sup>3</sup>/с, ежегодной вероятностью  $P\%$  для расчета гидротехнических и дорожных сооружений при площади водосбора менее 50 км<sup>2</sup> и отсутствии рек-аналогов допускается определять по формуле

$$Q_{P\%} = \bar{q} A k_p, \quad (4.34)$$

где  $\bar{q}$  – средний многолетний модуль стока дождевых паводков, м<sup>3</sup>/с · км<sup>2</sup>;

$A$  – площадь водосбора, км<sup>2</sup>;

$k_p$  – модульный коэффициент расчетной ежегодной вероятности превышения.

Средний многолетний модуль стока дождевых паводков, м<sup>3</sup>/с · км<sup>2</sup>, определяется по формуле

$$\bar{q} = a \frac{B_{\text{ср}}^{0,25} i_{\text{в}}^{0,143} (1+0,5\rho)}{(A+1)^{0,25} (1+0,2A_{\text{оз}}) \cdot (1+0,02A_{\text{б}}) \cdot (1+0,02 \cdot A_{\text{л.з}}) \cdot (1+0,01 \cdot A_{\text{л.с}})}, \quad (4.35)$$

где  $a$  – физико-географический параметр, определяемый по данным рек-аналогов, а при невозможности их подбора – интерполяцией по картам, построенным для исследуемого района с учетом последних лет наблюдений;

$B_{\text{ср}}$  – средняя ширина водосбора, км;

$i_{\text{в}}$  – средний уклон водосбора, ‰;

$\rho$  – густота речной сети (учитываются водотоки длиной  $L \geq 2,0$  км), км/км<sup>2</sup>;

$A_{\text{оз}}$  – средневзвешенная озерность водосбора, %;

$A_{\text{б}}$  – относительная заболоченность водосбора, %;

$A_{\text{л.з}}$  – относительная площадь заболоченного леса на водосборе, %;

$A_{\text{л.с}}$  – относительная площадь сухого леса на водосборе, %.

Коэффициент вариации средних многолетних модулей стока воды дождевых паводков определяется по формуле

$$C_v = \frac{a'}{(A+10)^{0,05}(\bar{q}+1)^{0,10}}, \quad (4.36)$$

где  $a'$  – физико-географический параметр, определяемый по данным рек-аналогов, а при невозможности их подбора – интерполяцией по картам, построенным для исследуемого района с учетом последних лет наблюдений.

Отношение коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации модулей стока дождевых паводков для рек бассейна Западной Двины  $C_S = 2C_v$ ; для рек бассейна Немана и левобережных притоков Припяти –  $C_S = 3C_v$ ; для рек бассейнов Днепра, Сожа, Березины, правобережных притоков Припяти –  $C_S = 4C_v$ .

## 4.5. Максимальный сток на реках Беларуси

### 4.5.1. Максимальные половодья на реках Беларуси

В Беларуси половодье бывает весной вследствие таянья снежного покрова. Начинается на юго-западе в начале, на севере в третьей декаде марта. Заканчивается в бассейне Немана в конце апреля – начале мая, в бассейнах Западного Буга и Припяти – в конце мая – начале июня. Длительность (30–120 сут) зависит от запасов снега, глубины промерзания земли, температуры воздуха, размеров реки, заболоченности, лесистости и озерности водосбора и остальных факторов. На севере и северо-востоке наибольшие уровни подъема на средних реках составляют 4,0–6,5 м, на малых – 2,5–3,5 м, подъем продолжается 15–20, спад – 36–40 сут, на западе соответственно 2–3 и 1,5–2 м, 8–12 и 25–30 сут. На юго-западе и юге половодье растянутое и сглаженное, продолжается 60–80 сут, превышение над минимальными летними уровнями составляет 1,5–3 м. В поймах малых рек на юге в половодье вода стоит в среднем 25–30 сут, средних и огромных – 45–60 сут, преобладающая ширина разлива – 1,5–2 км, глубина на пойме – традиционно 0,3–0,8 м. В бассейнах Немана, Березины, Сожа вода на пойме стоит 8–12 сут, ширина разлива на малых и средних их притоках составляет 0,3–0,5 км, на огромных – 2–3 км, глубина затопления поймы – 0,5–1 м. На реках бассейна Западной Двины пойма затопляется реже, глубина затопления – 1–1,5 м. Средняя величина слоя стока половодья составляет 43–167 мм. Типично общее уменьшение весеннего стока с севера на юг и с северо-востока на юго-запад. На период половодья приходится 36–77 % годового стока рек Беларуси.

Водный режим больших рек (Западной Двины, Днепра, Сожа, Припяти, Немана) в общем отличается от режима средних рек. Наибольшее различие в водном режиме больших рек наблюдается также на реках, расположенных в северных и южных районах территории.

Влияние леса на весенний сток проявляется в основном в снижении его максимума и увеличении продолжительности половодья. Помимо степени залесенности бассейна на форму волны половодья большое влияние оказывает характер размещения лесов на водосборной площади, так как вследствие более низкой интенсивности таяния снега в лесу там наблюдается более поздний сход снежного покрова по сравнению с открытой местностью. На снижение максимальных расходов и увеличение продолжительности половодья оказывают влияние также и болота. Замедленный сток с них обусловлен прежде всего малыми уклонами, поэтому в зависимости от общего процента болот и их размещения по территории сток талых вод с отдельных частей бассейна осуществляется в разное время, что отражается на форме волны половодья.

В наступлении как высоких, так и низких половодий в основном существует синхронность по территории, однако высота половодья в отдельных ее частях может быть различной. Асинхронность в наступлении высокого половодья наблюдается очень редко.

Гидрологические характеристики половодий для рек Беларуси, полученные на основании обработки однородных рядов наблюдений речного стока, приведены в табл. 4.2.

Таблица 4.2. Гидрологические характеристики половодий для основных рек Беларуси

Река	Пункт наблюдений	Уровни весеннего половодья, см над «0» графика			Отметка выхода воды на пойму, см над «0» графика
		1 %	25 %	50 %	
Западная Двина	г. Полоцк	1409	1060	933	1195
	г. Верхнедвинск	1420	1062	898	950
Неман	г. Гродно	893	415	314	500
Днепр	г. Могилев	858	570	538	630
	г. Речица	590	470	438	280
	г. Лоев	775	585	498	300
Березина	г. Светлогорск	810	709	681	560
Сожа	г. Славгород	558	406	356	230
	г. Гомель	700	532	465	330
Припять	пос. Коробы	498	439	370	400
	г. Мозырь	551	398	281	330

Частота и продолжительность затоплений поймы для рек, указанных в табл. 4.2, приведены в табл. 4.3.

Таблица 4.3. Сведения о затоплении пойм основных рек Беларуси (весеннее половодье)

Бассейн реки	Пункт наблюдений	Период наблюдений, лет	Число лет с затоплением поймы	Продолжительность стояния воды на пойме, дн.	
				средняя	максимальная
Днепр	г. Речица	46	46	53	85
	г. Лоев	51	49	40	70
Березина	г. Светлогорск	38	31	28	52
Сож	г. Славгород	41	41	29	42
	г. Гомель	51	45	29	42
Припять	пос. Коробы	23	21	60	107
	г. Мозырь	29	24	41	82

Пространственная структура весеннего половодья на реках Беларуси представлена на рис. 4.4.

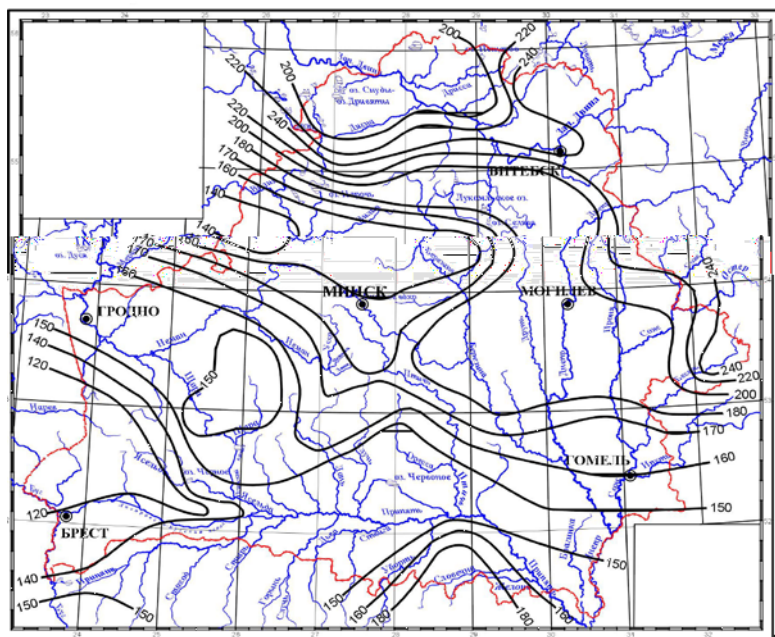


Рис. 4.4. Карта слоя весеннего половодья 1%-ной обеспеченности рек Беларуси, мм

Максимальное половодье на Припяти было отмечено в 1845 г. Причем в тот год оно сформировалось на большом пространстве Восточной Европы. В бассейне Припяти оно было столь катастрофическим, что его, вероятно, можно отнести к группе предельно возможных в нашу климатическую эпоху. Половодье 1845 г. – это уникальное гидрологическое явление весьма редкой повторяемости. При этом расход воды оценивается в  $11\,000\text{ м}^3/\text{с}$ .

В табл. 4.4 приведены расходы воды 10 наиболее значительных паводков на Припяти и их обеспеченности в створе г. Мозырь.

Таблица 4.4. Максимальные расходы воды р. Припять – г. Мозырь,  $\text{м}^3/\text{с}$

Годы	1845	1877	1895	1888	1889	1940	1979	1932	1970	1958
$Q$	11000	7500	5670	5100	4700	4520	4310	4220	4140	4010
$P, \%$	0,806	1,61	2,42	3,23	4,03	4,84	5,65	6,45	7,26	8,06

#### 4.5.2. Максимальные паводки на реках Беларуси

Слово «паводок» в научной литературе нередко принимают в качестве обобщающего термина для обозначения явлений, которые называют паводками, наводнениями, половодьями, существенно различающимися между собой.

Паводок – быстрый подъем уровня воды в реке в результате таяния снега или сильных дождей. Применительно к условиям Беларуси это определение можно сформулировать как фаза водного режима реки, которая может многократно повторяться в различные сезоны года и характеризуется интенсивным, обычно кратковременным, увеличением расходов и уровней воды, вызывается дождями (дождевой паводок) или снеготаянием во время оттепелей. Паводки, в отличие от половодий, бывают по несколько раз в году и случаются часто неожиданно. В отдельные годы паводков может и не быть.

Паводки на реках Беларуси бывают почти ежегодно и наблюдаются в различное время года. Высота паводков в среднем составляет 0,4–0,7 м над уровнем межи. На реках Белорусского Поозерья вода во время паводков может подниматься до 2 м, на Полесье – до 1 м. В отдельные годы высота летних паводков может достигать 4–7 м над меженным уровнем.

На дождевые паводки приходится в среднем 15–20 % годового стока рек, в отдельные годы – до 40 % и более.

В зимний период сток на реках страны формируется главным образом за счет сработки запасов подземных вод, аккумулированных в пределах бассейна. На реках устанавливается зимняя межень, а осадки, выпадающие в виде снега, в дальнейшем участвуют в формировании весеннего половодья. Зимой нередки оттепели, вызывающие интенсивное таяние снежного покрова и разрушение льда на реках, которые часто сопровождаются выпадением осадков в жидком виде. Во время оттепелей на реках страны формируются зимние паводки.

Проблема паводков является весьма актуальной для территории Беларуси. Паводки относятся к числу одного из опасных гидрологических явлений, так как они не приурочены к какому-либо сезону, возникают внезапно и развиваются стремительно. Нередко они бывают катастрофическими и приносят ущерб экономике страны, особенно сельскому хозяйству, и много бедствий населению. В случае причинения материального ущерба паводки приобретают характер наводнений.

Самым паводкоопасным регионом Беларуси является ее южная часть – Белорусское Полесье, где неглубокое залегание грунтовых вод, плоский, практически без уклонов рельеф создают условия, при которых даже относительно небольшие дожди вызывают затопления в понижениях поймы.

В отдельные годы максимальные расходы воды дождевых паводков являются наибольшими в году и знание их необходимо при решении многих научных и практических задач (при проектировании и эксплуатации автомобильных и железных дорог, нефте- и газопроводов, оценке водных ресурсов и др.). От правильности определения максимальных расходов воды зависит как безопасность гидротехнических сооружений, так и их экономическая эффективность.

### **4.5.3. Характеристика наводнений на реках Беларуси**

Под наводнением понимают затопление территории водой в результате подъема уровня воды в реке или озере, которое причиняет материальный ущерб, наносит урон здоровью населения или приводит к гибели людей.

Причины наводнений многообразны, и каждой из них или группе причин соответствует свой вид наводнения. Для территории Беларуси характерны наводнения, связанные с прохождением очень большого расхода воды. Природной генетической основой формирования навод-

нений являются факторы половодий, такие как степень осеннего увлажнения почвы, дата наступления зимнего периода, высота снежного покрова, дружность весны, отсутствие резких колебаний температуры и заморозков, промерзание почвы. Они случаются в период весеннего снеготаяния, при выпадении обильных осадков, в случае прорыва плотин. На формирование весеннего половодья в первую очередь влияют климатические факторы. Наводнения делятся на небольшие, большие, выдающиеся и катастрофические. В период весеннего половодья опасные уровни, при которых начинаются наводнения, наблюдались на всех реках бассейнов Западной Двины, Немана, Западного Буга, Днепра, Березины, Припяти. Наиболее часто, в среднем один раз в 2–3 года, весенние наводнения бывают на Уборти, Горыни, Соже, Западной Двине, Припяти у Мозыря, Березине у Борисова. Больше всего дней (6–25) с опасным уровнем в бассейне Западной Двины отмечено в 1931, 1951, 1956, 1970 гг., Немана (10–16 дн.) – в 1958 г., Западного Буга (17 дн.) – в 1979 г., Днепра (13–24 дн.) – в 1908, 1958 гг., Березины (6–21 дн.) в 1883, 1956, 1958, 1970 гг., Сожа (22 дн.) – в 1956, 1970 гг., Припяти (28–46 дн.) в 1941, 1979, 1999 гг. К катастрофическим и выдающимся относятся наводнения в 1931, 1956, 1958, 1962, 1970 гг. на реках бассейна Западной Двины, Днепре, Березине, Соже, а в бассейне Припяти – в 1845, 1895, 1932, 1958, 1979, 1999 гг. Выдающиеся и большие паводки, как правило, формировались при сочетании высокого увлажнения предшествующей осени, накопления за зиму значительных запасов снега, интенсивного снеготаяния в весенний период и выпадения осадков выше нормы во время таяния снега. Размеры ущерба при наводнениях зависят от многих причин: высоты и продолжительности стояния опасных уровней, площади затопления, своевременности принятия мер защиты. Наибольший ущерб народному хозяйству наносят высокие уровни в период весеннего половодья в бассейне реки Припять.

Возникновению весенних наводнений содействуют многоснежные зимы без оттепелей, позже и дружное таяние снега одновременно со значительным выпадением осадков. Наводнения такого типа наблюдались на Немане в 1958 г. (самое существенное за последние 150 лет), на Припяти – в 1977 и 1979 гг., в верховьях Днепра и Западной Двины – в 1908 и 1931 гг. Летне-осенние наводнения вызываются интенсивными осадками. Огромные осенние наводнения отмечены в 1948, 1950, 1958, 1960, 1974 гг.; наибольшее за последние 120 лет осеннее наводнение в 1974 г. обхватило бассейны Западного Буга и Припяти;

количество осадков при этом в отдельных пунктах за октябрь было в 3–6 раз больше обычного. Зимние наводнения чаще всего отмечаются в бассейне Припяти, а также бывают в бассейнах Немана и Западного Буга при мощных оттепелях.

Следует отметить, что, как показывает анализ данных о наводнениях 1845 и 1931 гг., возможно формирование в будущем и более катастрофических по физическим характеристикам паводков и половодий. Такая ситуация возможна при усилении антропогенной нагрузки на территорию водосбора, выражающейся в существенном изменении условий формирования стока.

Одним из наиболее опасных является наводнение, причина которого заключается в прорыве плотины, дамбы либо другого гидротехнического сооружения или в переливе воды через плотину из-за переполнения водохранилища. Затопление местности, расположенной ниже сооружения, осуществляется в этом случае внезапно, с приходом так называемой волны прорыва (вытеснения, пропуска), высота которой может достигать нескольких десятков метров, а скорость движения – нескольких десятков метров в секунду.

На основании накопленных материалов можно спрогнозировать время и характер наступления наводнений, а также определить максимальный ожидаемый уровень вод в период паводков. За основу планирования и прогнозирования мероприятий по уменьшению ущерба берутся научно обоснованные выводы специалистов-гидрологов, гидротехников, гидрометеорологов и других специалистов водного хозяйства.

## 5.

### 5.1.

Русловой процесс представляет собой постоянно происходящие изменения морфологического строения русла водотока и поймы, обусловленные действием текучей воды. Русловой процесс является результатом сложного, саморегулирующего взаимодействия между потоком и руслом. При этом каждое изменение морфологического строения русла вызывает изменение структуры руслового потока, и наоборот, всякое изменение структуры руслового потока вызывает изменение форм русла и русловых образований. Неупорядоченные на первый взгляд очертания русловых морфологических образований и соответствующая им сложная структура макротурбулентности потока оказываются более логичными и простыми, чем плановая прямолинейность каналов.

Как всякий природный процесс, русловой процесс находится в сложных взаимоотношениях с комплексом природных условий водосбора реки. Климатические условия и свойства подстилающей поверхности водосбора обуславливают объем и режим жидкого стока и формирование твердого стока. Тем не менее русловой процесс в основном зависит от одного фактора – гидродинамического действия текучей воды, обладающей механической энергией и способной выполнять работу в виде размыва русла и поймы, переноса и аккумуляции наносов. Однако этот единственный фактор сам не является вполне независимым, так как он подчинен гидрологическому режиму реки, и изменяется вместе с изменением режима стока.

Русловые и пойменные деформации неотделимы от перемещения наносов, которое осуществляется их перекладыванием на разных участках реки, а транспорт наносов в свою очередь неосуществим без речных морфологических преобразований. Транспорт наносов следует считать содержанием руслового процесса, а морфологические преобразования – его внешним выражением (формой).

Речной поток обладает транспортирующей способностью, т. е. способностью переносить определенное количество наносов данной крупности при соответствующих гидравлических характеристиках потока (уклон, скорость, глубина). Транспортирующая способность потока обычно выражается через среднюю мутность, отвечающую насыщенности потока наносами, или через максимальный расход

взвешенных наносов, при котором процессы размыва и аккумуляции на данном участке реки взаимно уравниваются (динамическое равновесие). Если же фактическое содержание наносов в потоке меньше его транспортирующей способности, то происходит размыв русла, и наоборот, чрезмерное содержание наносов в потоке, большее его транспортирующей способности, вызывает их выпадение (аккумуляцию).

Необходимо учитывать, что возникающие деформации русла в свою очередь непосредственно влияют на гидравлические характеристики потока (уклон, скорость) и, следовательно, на его транспортирующую способность.

Если на каком-либо участке реки существовал установившийся режим транспорта наносов, то размывы русла вызовут увеличение площади живого сечения потока и, следовательно, при том же расходе воды уменьшение скорости течения, а в конечном счете, и транспортирующей способности потока. В результате этого процесса должно иметь место или уменьшение, или полное прекращение размыва на этом участке.

При отложении наносов происходит уменьшение площади живого сечения потока, а следовательно, возрастание скорости течения потока и его транспортирующей способности, прекращающей процесс осаждения наносов.

Таким образом, деформации русла, являющиеся следствием отсутствия или нарушения динамического равновесия между транспортирующей способностью потока и его насыщенностью наносами, как бы стремятся создать постоянство расхода наносов по длине потока. Отсюда следует, что нарушение постоянства расхода наносов по длине вызывает на одних участках эрозию, а на других аккумуляцию, что, в конечном счете, должно привести к восстановлению нарушенного равновесия постоянства расхода наносов по длине потока.

## 5.2.

При использовании рек необходимо знать не только их водный режим, но и режим переносимых рекой наносов.

Правильное использование реки даже в ее естественном, бытовом состоянии, например для строительства мостов и трубопереездов, невозможно без учета процессов размыва и отложений на перекатах и

песах. Особенно важно знать режим наносов и законы его формирования при устройстве в потоке гидротехнических сооружений, изменяющих естественные условия и создающих новый режим, когда процессы размыва и отложения наносов приобретают совершенно иной характер.

Транспортируемые потоком наносы представляют собой обломки горных пород или частицы грунтов. Размеры этих продуктов разрушения земной коры изменяются в широких пределах: от тысячных долей миллиметров до валунов, поперечные размеры которых измеряются метрами. Объемный вес наносов изменяется в узких пределах и в среднем обычно принимается равным  $2,65 \text{ г/см}^3$ . Поперечные размеры частиц называют их диаметром, поскольку они в некотором приближении могут рассматриваться как шары, в которые вписываются многогранники, фактически характеризующие наносы.

При делении наносов по размерам частиц (мм) придерживаются следующей шкалы:

Глина	0,001
Ил	0,001–0,01
Пыль	0,01–0,1
Песок	0,1–1,0
Гравий	1,0–10
Галька	10–100
Валуны	>100

Вода, стекающая по земной поверхности, под действием силы тяжести непрерывно производит работу. Количество этой работы зависит от массы стекающей воды и падения в пределах рассматриваемого участка.

Если расход реки на участке равен  $Q$ ,  $\text{м}^3/\text{с}$ , а падение  $\Delta H$ , м, и вес единицы объема воды  $\gamma = 1000 \text{ кг/м}^3$ , то работа, совершаемая водой в единицу времени (мощность), выразится произведением

$$N = 9,81Q\Delta H . \quad (5.1)$$

Отметка уровня водоприемника, куда впадает река, определяет как общую энергию потока, так и значение предельных уклонов в низовой части реки. Эта плоскость есть *базис эрозии* реки.

Изменение отметки базиса эрозии непосредственно повлечет за собой изменение размывающей энергии потока. Понижение отметки ба-

зиса эрозии вызовет усиление размыва, повышение, наоборот, – усиление отложения наносов.

Большая часть энергии потока расходуется на преодоление внутреннего сопротивления движению воды, возникающего вследствие трения частиц жидкости между собой. Остальная, меньшая часть энергии потока, представляющая в данном случае больший интерес, тратится на размыв твердых пород и перемещение продуктов размыва с более повышенных мест бассейна в более пониженные.

Таким образом, этой энергией и обуславливаются все процессы *дегудации*, а именно:

- 1) смыв частиц грунта с поверхности, или эрозия;
- 2) перенос частиц вниз по течению;
- 3) отложение, или аккумуляция, частиц.

Частный случай эрозии, когда размыв грунтов или истирание наносов совершается не путем непосредственного воздействия на грунты скорости течения потока, а путем трения влекомыми водой твердыми частицами, называется *коррозией*.

Перенос продуктов размыва в зависимости от их веса и скорости течения реки осуществляется в виде *взвешенных наносов*, а также *влекомых по дну*, или *донных наносов*.

В зависимости от распределения скоростей течения на отдельных участках взвешенные наносы могут перейти в донные или, наоборот, донные наносы могут перейти во взвешенное состояние.

Только очень мелкие илистые и глинистые частицы могут находиться во взвешенном состоянии длительное время даже в спокойной воде.

Иногда наносы, имеющие примерно те же размеры, что и частицы, образующие речные русла, называют *русловыми*, а мелкие фракции, представляющие собой продукты смыва грунтов и почти не встречающиеся в донных отложениях, – *внерусловыми*.

Различное количество взвешенных наносов определяет различную *мутность* речной воды. Обычно мутность характеризуют количеством твердого вещества в граммах, содержащегося в  $1 \text{ м}^3$  воды ( $\text{г/м}^3$ ), или в миллиграммах – в  $1 \text{ дм}^3$  воды ( $\text{мг/дм}^3$ ).

Количество взвешенных наносов, проносимое в одну секунду через поперечное сечение потока, называют *расходом наносов*. Обычно расходы наносов выражают в килограммах в секунду.

Суммарное количество проносимых рекой наносов за какой-то период времени (месяц, год и т. д.) называется *стоком наносов* и измеряется обычно в тоннах.

Сток наносов может быть охарактеризован и средним расходом наносов за рассматриваемый период времени (месяц, год или ряд лет).

Помимо взвешенных и донных наносов поток осуществляет перенос веществ в растворенном виде. Иногда объем переносимых рекой взвешенных и донных наносов, а также сток растворенных веществ называют *твердым стоком* реки.

В формировании стока наносов существенное значение имеют не только энергия реки, но и физико-географические условия, в которых река протекает. Это следует прежде всего из того, что текущая вода не только производит размыв русла и долины потока, но и смыв частиц с поверхности бассейна. Поэтому состояние поверхности бассейна (степень его покрытости растительностью, наличие готового рыхлого материала, расчлененность поверхности, твердость слагающих бассейны грунтов и пр.) непосредственно влияет на мутность воды рек.

Помимо указанных характеристик бассейна, на сток наносов оказывает влияние интенсивность поступления воды на поверхность бассейна, т. е. интенсивность дождей и снеготаяния, сток воды и особенно степень его неравномерности в течение года.

Рельеф местности способствует усилению или ослаблению скоростей течения движущейся по поверхности бассейна воды, а следовательно, и усилению или ослаблению размыва. Большое значение имеет величина уклонов отдельных скатов поверхности как элемент, определяющий в основном скорость движения и интенсивность действия поверхностных вод.

Почвы, являясь объектом эрозии, содержат материал размыва и смыва, поступающий в гидрографическую сеть, но в то же время они оказывают влияние на интенсивность движения воды, уменьшая в различной степени (в зависимости от физических свойств) количество движущейся по поверхности воды за счет просачивания и создавая различное сопротивление ее движению.

Растительность предохраняет поверхность почвы от разрушения. Уничтожение естественного растительного покрова путем распашки поверхности водосбора или иными средствами, если оно проводится бессистемно и без должной борьбы за сохранение почвенного покрова, не только способствует увеличению мутности рек, но и приводит к смыву плодородного почвенного слоя.

Несомненно, что некоторое влияние на размер стока наносов оказывают и такие метеорологические факторы, как осадки, температура и влажность воздуха, ветер и пр., потому что под влиянием этих фак-

торов изменяется как количество стекающей воды, так и состояние почв в отношении эрозионной устойчивости.

В отдельных районах большую мутность рек может вызвать ветер, переносящий во взвешенном состоянии не только очень мелкие, но и достаточно крупные частицы почвы.

На процессы размыва непосредственно в русле оказывают существенное влияние поперечные течения, водовороты и пр., а также действие льда во время ледохода.

### 5.3.

Воздействие речного потока на русло проявляется в *размыве (эрозии), переносе частиц (транспорте наносов) по реке, отложении (аккумуляции) наносов*. Все эти стадии одного процесса в естественных руслах могут наблюдаться на всем протяжении реки, однако в зависимости от преобладания одной из них можно выделить участки речного русла, где: а) эрозия преобладает над аккумуляцией; б) они взаимно компенсируются; в) аккумуляция преобладает над эрозией.

На равнинных реках эрозия обычно преобладает в верхнем течении, а аккумуляция – в нижнем. Это наблюдается в том случае, когда продольный профиль реки приближается к профилю равновесия. Однако нередко профиль имеет изломы, обусловленные местными базами эрозии, перед которыми происходит отложение наносов, а ниже них – размыв. В этих случаях места размыва и отложений будут чередоваться по длине реки в соответствии с расположением местных базисов эрозии.

Твердая частица, обладающая большим удельным весом, чем вода, помещенная в неподвижную воду, начинает опускаться. Скорость ее падения сначала возрастает, а затем остается постоянной. В этом случае действующие на твердую частицу сила тяжести и сила динамического сопротивления уравновешиваются. Эта постоянная скорость падения частицы в стоячей воде называется *гидравлической крупностью, или гидравлическим размером частиц*.

При малых диаметрах частиц ( $d \leq 0,15$  мм), а значит, малых скоростях падения их в воде обтекание носит ламинарный характер. Сила сопротивления в этом случае обусловлена вязкостью воды. Математическое выражение гидравлической крупности при обтекании малой шарообразной частицы выводится из закона Стокса и имеет вид

$$U = k_n g d^2 \frac{(\rho_s - \rho)}{4\mu}, \quad (5.2)$$

где  $U$  – гидравлическая крупность, см/с;

$k_n$  – коэффициент, зависящий от формы частиц и равный 0,22 для шарообразных частиц;

$g$  – ускорение свободного падения, см/с<sup>2</sup>;

$d$  – диаметр частицы, см;

$\rho_s$  и  $\rho$  – плотность наносов и воды, г/см<sup>3</sup>;

$\mu$  – коэффициент динамической вязкости, зависящий от температуры воды, г/(см · с).

С возрастанием диаметра частиц от 0,15 до 2 мм ламинарный характер обтекания сменяется на турбулентный, при котором сила сопротивления уже не зависит от вязкости воды. Гидравлическая крупность для этого случая может быть определена по уравнению

$$U = k_t \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho) g d}{\rho_s}}, \quad (5.3)$$

где  $k_t$  – коэффициент турбулентности, зависящий от формы частиц и равный 1,22 для естественных наносов при отсутствии данных об их форме.

В текучей воде вследствие турбулентного характера течения твердые частицы могут находиться во взвешенном состоянии в тех случаях, когда вертикальная составляющая скорости течения потока превышает гидравлическую крупность частиц. Такое положение создается в турбулентном потоке под воздействием гидродинамических сил, возникающих при несимметричном обтекании потоком частиц, лежащих на дне русла.

Гидродинамическое воздействие придонных струй на частицу, лежащую на дне потока, выражается двумя силами: лобовым давлением, направленным вдоль потока, и подъемной силой, действующей вверх по нормали к направлению течения. Возникновение подъемной силы связано с несимметричным обтеканием частицы, когда скорость течения над верхней ее поверхностью больше, чем над нижней. Вследствие этой разницы, обусловленной большими градиентами скорости в придонном слое, на верхней поверхности частицы создается зона пониженного давления и частица под действием большего давления снизу как бы выталкивается вверх.

При значительных скоростях течения и достаточно больших размерах частиц, выступающих над поверхностью дна, сила лобового давления и подъемная сила пропорциональны квадрату скорости придонных струй.

Уравнение равновесия шарообразной частицы, свободно лежащей на дне, имеет вид

$$P_{\text{д}} = (P_{\text{в}} - P_{\text{п}}) f, \quad (5.4)$$

где  $P_{\text{д}}$  – сила лобового давления;

$P_{\text{в}}$  – вес частицы в воде;

$P_{\text{п}}$  – подъемная сила;

$f$  – коэффициент трения.

Сила лобового давления на частицу пропорциональна ее площади сечения и скоростному напору, т. е.

$$P_{\text{д}} = \frac{k\rho\pi d^2 v_{\text{д}}^2}{4 \cdot 2g}, \quad (5.5)$$

где  $k$  – коэффициент, зависящий от формы частицы;

$\rho$  – плотность воды;

$d$  – линейный размер частицы;

$v_{\text{д}}$  – придонная скорость.

Подъемная сила  $P_{\text{п}}$  выражается той же формулой, что и сила лобового давления, но с другим коэффициентом пропорциональности  $k_1$  и имеет вид

$$P_{\text{п}} = \frac{k_1\rho\pi d^2 v_{\text{д}}^2}{4 \cdot 2g}. \quad (5.6)$$

Эксперименты показывают, что подъемная сила составляет примерно 1/3 от силы лобового давления. Вес шаровой частицы в воде

$$P_{\text{в}} = \frac{\pi d^3 (\rho_s - \rho)}{6}, \quad (5.7)$$

где  $\rho_s$  – средняя плотность наносов.

Следовательно, уравнение равновесия можно записать в виде

$$\frac{k\rho v_d^2}{4g} = \left( \frac{d(\rho_s - \rho)}{3} - \frac{k_1\rho v_d^2}{4g} \right) f. \quad (5.8)$$

Это равенство соблюдается при некотором определенном значении придонной скорости, при котором частица лежит неподвижно на дне. С возрастанием придонной скорости произойдет увеличение силы лобового давления, которая станет больше силы сопротивления, и частица начнет перекаатываться по дну. Она еще не может подняться в поток. С дальнейшим увеличением придонной скорости сначала наступит момент, когда вес частицы в воде будет равен подъемной силе и частица станет как бы невесомой, после чего она начнет подниматься вверх. После отрыва от дна и поднятия на небольшую высоту частица станет обтекаться со всех сторон потоком, вследствие чего подъемная сила исчезнет и частица должна упасть на дно под действием силы тяжести, если другие причины не вызовут ее дальнейший подъем. Такой причиной является наличие вихревых возмущений (образований) в турбулентном потоке, возникающих при обтекании потоком выступов дна и берегов.

Турбулентный поток представляет собой поле, заполненное вихрями различных размеров и форм. При этом самые малые вихри имеют округлую форму, малые – форму эллипса, а наибольшие вихри, вертикальные размеры которых приближаются к полной глубине потока, – овальную форму с горизонтальной большой осью.

В придонном слое вихри движутся поступательно со скоростями центров вихрей, близкими к местным скоростям потока. Направление вихревого движения идет в нижней части вихрей против течения так, что в тыловой периферийной части их возникают направленные вверх токи с определенной пульсационной скоростью. Система придонных вихрей, катящихся по дну вниз по течению, является подвижной основой, по которой перемещаются вихри основной части потока.

Подъемная сила является основной причиной, вызывающей взвешивание наносов у дна, если ее значение больше, чем вес частицы. Придонные вихри также участвуют в механизме взвешивания наносов у дна. При этом крупные наносы поднимаются вихрями больших размеров, а мелкие наносы – вихрями меньших размеров.

После того как частица выйдет за пределы придонного слоя, дальнейшая ее судьба зависит от ситуации: попадет она в тыловую или лобовую часть вихрей основной части потока или в межвихревые пространства и т. д. Только в случае попадания частицы в тыловую часть

вихря основной части потока она будет подниматься выше (вглубь потока). Во всех других случаях частица будет направляться ко дну потока. Поскольку в разных точках потока вертикальная компонента скорости изменяется по значению и направлению, частица, увлекаемая потоком вниз по течению, будет совершать волнообразные движения в толще потока – поднимаясь и опускаясь ближе ко дну. В отдельные моменты она может оказаться на дне, а затем снова находиться во взвешенном состоянии.

Мутность речных вод значительно меняется по живому сечению реки, по ее длине и во времени. Распределение мутности по живому сечению крайне неравномерно и носит беспорядочный характер. Как правило, она возрастает от поверхности ко дну вследствие увеличения крупных фракций наносов.

Мелкие фракции (менее 0,1 мм) обычно распределяются довольно равномерно по глубине потока. Наиболее неравномерное распределение наносов наблюдается на участках, подверженных интенсивному размыву. Здесь отмечается «жильное» распределение наносов по живому сечению – в виде более или менее резко выраженных движущихся скоплений. В этих случаях жильное скопление наносов нередко наблюдается не у дна потока, а ближе к середине или, что весьма редко, даже ближе к его поверхности.

Еще более сложный характер имеет распределение наносов по ширине реки. Здесь трудно подметить какую-нибудь закономерность. Распределение наносов по ширине реки, а также и по длине значительно меняется в зависимости от направления течения, местных размывов русла и берегов, впадения притоков, несущих иное количество наносов, чем главная река.

. На частицу, лежащую на дне потока, действуют гидродинамические силы, равновесие которых с весом частицы, свободно лежащей на дне, описывается уравнением. Из этого уравнения следует, что с увеличением придонной скорости наступает момент, когда сила лобового давления превысит силу сопротивления частицы сдвигу, и частица начинает перемещаться по дну в виде скольжения или перекаtywания и перескакивания (сальтации). Различный характер движения влекомых наносов определяется скоростями течения, формой и поверхностью самих частиц и характером дна реки. Следует отметить, что сальтация является переходным состоянием от донного влечения наносов к взвешиванию.

При возрастании скорости течения часть влекаемых наносов может перейти во взвешенное состояние, а при уменьшении – наоборот, поэтому деление наносов на взвешенные и влекаемые в значительной мере условно.

Для практических целей бывает необходимо определить придонную скорость течения, при которой начинается движение частиц, называемую начальной скоростью донного влечения. Ее можно получить, решая относительно диаметра наносов. В этом случае уравнение примет вид

$$d = \frac{3}{4g} \left( \frac{k}{f} + k_1 \right) \cdot \left( \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho} \right) v_d^2. \quad (5.9)$$

Обозначив постоянные множители, стоящие перед  $v_d$ , получим

$$d = \alpha v_d^2 \quad \text{или} \quad v_d = b \sqrt{d}, \quad (5.10)$$

где  $b = \sqrt{\frac{1}{\alpha}}$ .

Если правую и левую части уравнения возвести в куб и затем умножить на постоянное число, равное  $\rho_s \pi / 6$ , получим

$$\frac{\rho_s \pi d^3}{6} = \frac{\rho_s \pi \alpha^3 v_d^6}{6}. \quad (5.11)$$

Левая часть уравнения представляет собой вес влекаемой частицы, а правая – произведение  $v^6$  на постоянное число, равное  $\rho \alpha^3 \pi / 6$ , которое обозначим через  $A$ . Следовательно, уравнение можно записать в виде

$$P_v = A v_d^6. \quad (5.12)$$

Таким образом, вес влекаемых частиц пропорционален шестой степени скорости. Эта общая закономерность носит название формулы Эри, которая показывает, что при увеличении скорости потока в три раза вес частицы, передвигающейся при этой скорости, увеличится в 729 раз. Вот почему на равнинных реках влекаемые наносы состоят преимущественно из песка различной крупности, горные же реки переносят гравий, гальку, крупные валуны.

Формула применима для крупных частиц наносов, выходящих за пределы толщины придонного слоя потока. Для этого случая справед-

лив квадратичный закон сопротивления. Для очень малых частиц, находящихся в зоне больших градиентов скорости (в придонном слое), сопротивление оказывается пропорциональным не квадрату скорости, а характеризуется некоторым иным соотношением.

Изменение скорости по вертикали происходит по степенному закону вида

$$v_z = v_{\text{пов}} \left( \frac{z}{H} \right)^n, \quad (5.13)$$

где  $v_z$ ,  $v_{\text{пов}}$  – скорости потока на высоте  $z$  от дна на поверхности;

$H$  – глубина на вертикали;

$n$  – показатель степени.

Если принять ординату  $z$ , для которой определяется скорость  $v_d$ , непосредственно воздействующая на частицу, равной  $^{2/3}d$ , то после простых преобразований можно записать

$$v_d = b_1 v_{\text{сп}} \left( \frac{d}{H} \right)^n, \quad (5.14)$$

где  $b_1$  и  $n$  – эмпирические коэффициенты.

Тогда среднюю скорость на вертикали можно представить как

$$v_{\text{сп}} = k_2 \sqrt{d} \left( \frac{H}{d} \right)^n. \quad (5.15)$$

Из уравнения видно, что средняя скорость на вертикали, при которой начинается влечение наносов, увеличивается с возрастанием глубины.

В настоящее время для определения расхода влекомых наносов различают два значения предельных скоростей: начальной  $v_{\text{нач}}$  и передвигающей скорости  $v_{\text{нид}}$ ; при первой частица наносов определенного размера и формы приходит в движение, при второй она останавливается.

Расход влекомых наносов на единицу ширины створа реки  $q_{\text{Свл}}$  определяется как произведение скорости перемещения частиц  $v_{\text{ч}}$  на толщину перемещающего слоя; последний может быть принят равным диаметру частиц  $d$ , умноженному на коэффициент сплошности  $\eta$ , учитывающий степень подвижности поверхностного слоя наносов (отношение объема движущихся наносов к суммарному объему движущихся

ся и неподвижных частиц в поверхностном слое толщиной  $d$ ), т. е.

$$q_{S_{\text{вл}}} = \eta v_{\text{ч}} d \quad (5.16)$$

Скорость движения наносов  $v_{\text{ч}}$  принимается равной  $v_{\text{ср}} - v_{\text{нач}}$ .

Коэффициент сплошности  $\eta$  по экспериментальным данным можно принять

$$\eta = k_c \left( \frac{d}{H} \right)^n \left( \frac{v_{\text{ср}}}{v_{\text{нач}}} \right)^3, \quad (5.17)$$

где  $k_c$  – опытный коэффициент;

$H$  – глубина на вертикали, м.

Тогда расход наносов можно рассчитать по формуле

$$q_{S_{\text{вл}}} = k_0 \rho_{\text{гр}} d \left( \frac{d}{H} \right)^n \left( \frac{v_{\text{ср}}}{v_{\text{нач}}} \right)^3 (v_{\text{ср}} - v_{\text{нач}}), \quad (5.18)$$

где  $k_0$  – обобщенный эмпирический коэффициент.

Проверка на натурном материале показала, что для вычисления расходов влекомых наносов равнинных рек с песчаным и песчано-гравелистым дном может применяться формула Шамова, имеющая вид

$$Q_{S_{\text{вл}}} = 0,95 \sqrt{d_{\text{ср}}} \left( \frac{v_{\text{ср}}}{v_{\text{отл}}} \right)^3 (v_{\text{ср}} - v_{\text{отл}}) \left( \frac{d_{\text{ср}}}{H_{\text{ср}}} \right)^{1/4} B, \quad (5.19)$$

где  $Q_{S_{\text{вл}}}$  – расход песчаных наносов, кг/с;

$0,95 \sqrt{d_{\text{ср}}}$  – коэффициент, учитывающий состав донных наносов;

$d_{\text{ср}}$  – средневзвешенный диаметр подвижных фракций донных наносов в пробе, взятой на данной вертикали, м;

$v_{\text{отл}}$  – средняя скорость, при которой прекращается движение наносов данной крупности, м/с;

$B$  – ширина реки, м.

#### 5.4.

Большая часть твердого стока рек приходится на периоды половодья и паводков. На большин-

стве равнинных рек в периоды половодья наблюдается опережение во времени нарастания расхода наносов по сравнению с расходом воды, причем максимум расхода наносов наступает несколько раньше пика паводка (примерно при расходе, равном  $2/3 Q_{\max}$ ). При вторичной волне половодья или паводках наблюдается меньший расход наносов, чем при основной волне (рис. 5.1).

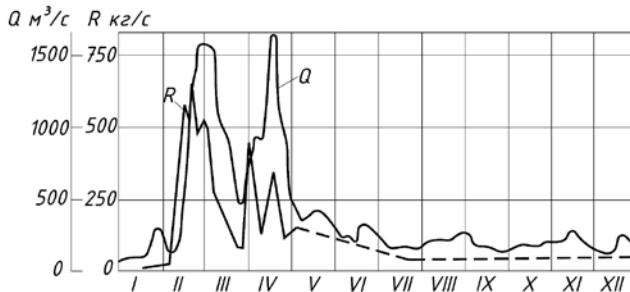


Рис. 5.1. График расходов воды  $Q$  и наносов  $R$

Мутность поступающей в русло воды тем больше, чем интенсивнее поверхностный сток и чем энергичнее происходит смыв грунта с поверхности водосбора. Таким образом, на протяжении половодья или паводка мутность воды сначала возрастает, затем уменьшается. На малых водосборах момент наступления максимума расхода соответствует времени наиболее интенсивного поступления воды в реку, т. е. наиболее интенсивному смыву грунта с водосбора, что обуславливает совпадение максимума расхода наносов с пиком половодья. На малых реках наблюдается отставание пика мутности от пика весеннего половодья; это, по-видимому, объясняется тем, что в первой половине половодья сток талой воды происходит при замерзшей поверхности земли, трудно поддающейся размыву. При более детальном рассмотрении режима наносов следует иметь в виду, что процесс поступления наносов в реки и их транспортирования потоком существенно зависит от крупности наносов. На малых реках максимум содержания мелких ( $d \leq 0,05$  мм) и крупных ( $d \geq 0,05$  мм) наносов наблюдается одновременно, на больших – разновременно.

На больших реках в формировании пика половодья принимает участие вода, поступившая в русло с различных участков водосбора, т. е. стекавшая по его поверхности в различные моменты времени, соответ-

ствующие различной интенсивности поверхностного стока; следовательно, в момент пика половодья должна наблюдаться не максимальная мутность, а меньшая величина. В результате на больших реках время наиболее интенсивного движения мелких и крупных фракций, или частиц, не совпадает. Наибольшее содержание мелких частиц приурочено к подъему половодья, когда в реке проходит вода, поступившая с ближайших участков водосбора в момент наиболее интенсивного поверхностного питания и, следовательно, обильно насыщенная наносами.

Например, соотношение между крупными и мелкими фракциями изменяется следующим образом. В межень при небольших расходах воды и отсутствии склонового смыва процент фракций  $d < 0,05$  мм в составе взвешенных наносов минимальный (5–25 %). Укрупнение наносов в этот период происходит за счет местных размывов русла, которые, как правило, особенно активно протекают на перекатах.

В период подъема весеннего половодья до момента наступления наибольшего расхода наносов происходит постепенное увеличение в составе наносов содержания фракций  $d < 0,05$  мм примерно до 85 %. В этот период происходит интенсивный склоновый смыв почвы.

К моменту наступления максимального расхода воды крупность наносов резко повышается. Мелкие фракции в этот момент составляют 5–10 %. На спаде половодья крупность наносов снова уменьшается и количество мелких фракций увеличивается до 25–40 %.

По живому сечению реки наносы распределены неравномерно. Обычно наблюдается увеличение мутности ко дну. Особенно неравномерное распределение наносов наблюдается на участках, подверженных интенсивному размыву. На этих участках наносы часто распределяются в виде более или менее резко выраженных пространственных скоплений (жил).

При этом насыщенность наносами отдельных точек живого сечения подвержена сильным колебаниям. Эти колебания заключаются в довольно широких пределах и происходят без определенной закономерности; отклонения от среднего значения часто достигают десятков процентов.

Чем мельче наносы, тем равномернее они распределяются по живому сечению. По глубине наносы различной крупности распределяются так, что обычно средняя крупность наносов увеличивается ко дну. Нередки случаи, когда в результате сильных деформаций скопления более крупных частиц оказываются не у дна, а ближе к середине

потока и даже, хотя и весьма редко, ближе к поверхности.

По ширине реки мутность несколько возрастает к середине потока.

Распределение взвешенных наносов по длине реки закономерно уменьшается вниз по течению как вследствие уменьшения уклонов и связанных с ними скоростей течения, так и вследствие истирания наносов при их перемещении.

Количество наносов, которое несет поток, постепенно увеличивается от истока к устью, однако в отдельных случаях указанная общая закономерность может нарушаться за счет частичного осаждения взвешенных наносов в пойме, протоках и дельтах рек.

### 5.5.

Распределение глубин в руслах рек тесно связано с распределением эрозионно-аккумулятивных форм русловых образований, т. е. с подвижными скоплениями наносов, определяющих морфологическое строение речного русла. Простейшей формой русловых образований являются гряды – скопление песчаных, иногда галечных наносов на дне русла. В грядах различают следующие элементы: верховой (лобовой) и низовой (тыловой) откосы, гребень, подвалье, высоту и длину гряды (рис. 5.2, *a*).

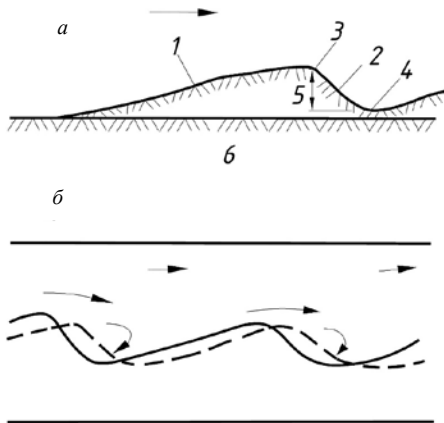


Рис. 5.2. Основные элементы гряды (*a*) и схема ее размещения (*б*):  
 1 – верховой откос; 2 – низовой откос; 3 – гребень; 4 – подвалье;  
 5 – высота; 6 – длина гряды

Механизм образования гряд на первоначально ровном дне пока не изучен. Можно лишь предположить, что появление первичных неровностей на дне связано с вихревой структурой потока, когда по длине реки зоны повышенных скоростей чередуются с зонами относительно затишья, где и образуются первичные гряды песка.

В начале движения отдельных песчинок на плоском дне происходит образование небольших поперечных валиков. За ними сразу же происходит размыв песка, и постепенно валик приобретает характерный профиль волны (рис. 5.2, б). В дальнейшем отдельные зерна с лобового откоса под влиянием возрастающей скорости над ним перемещаются вверх до гребня, а затем сваливаются вниз – в подвалье. Встречным движением вихря эти частицы из подвалья вымываются и прижимаются к тыловому скату гряды; происходит наращивание гряды и перемещение ее вниз по течению. Таким образом, перемещение гряд следует рассматривать как форму перемещения наносов по дну русла, сложенного песком или галькой. Размеры гряд колеблются в широких пределах: высота изменяется от нескольких сантиметров на малых реках до 5–6 м на больших, длина – от сотых долей метра до 3 км и более. Скорость перемещения песчаных гряд в условиях Средней Волги составляет 0,3–1,3 м/сут. Наибольшее распространение имеют малые гряды (длиной несколько десятков сантиметров), располагающиеся в шахматном порядке; они определяют степень шероховатости дна.

На многих равнинных реках наблюдаются гряды, размеры которых соизмеримы с размерами русла потока. Одни из них располагаются вдоль течения примерно по оси потока и занимают почти всю ширину русла (первичные гряды), другие – под некоторым углом к оси потока (перекошенные гряды). Эти гряды носят название *ленточных* (рис. 5.3, а). В межень прибрежная часть перекошенной ленточной гряды, освобождаясь от воды (при понижении уровня), превращается в побочень, а часть гряды, остающаяся затопленной в течение всей межени, постепенно срабатывается и образует гребень переката. Побочни располагаются обычно парами на обоих берегах в шахматном порядке относительно друг друга (рис. 5.3, б).

Другой разновидностью ленточных гряд являются *осередки*, представляющие собой мощные скопления наносов в средней части русла в виде песчаных отмелей или подвижных островов. Осередки обычно вытянуты вдоль по реке и отделены от берегов протоками. В межень осередки обсыхают.

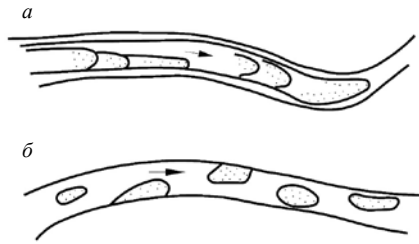


Рис. 5.3. Ленточные гряды (а) и побочки (б)

Более сложной формой русловых образований является *перекат* – мелководный участок русла, образованный наносной песчаной грядой, пересекающей русло под углом к общему направлению течения и соединяющий в межень правую и левобережную побочки (рис. 5.4).

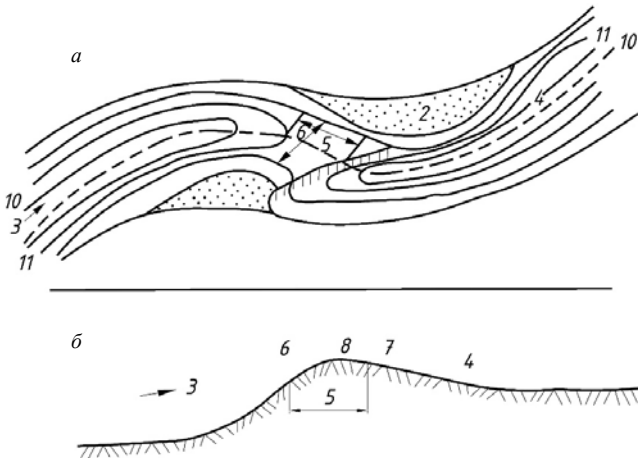


Рис. 5.4. Схема переката: а – план; б – продольный профиль:  
 1 – верхняя коса; 2 – нижняя коса; 3 – верхняя плесовая ложина;  
 4 – нижняя плесовая ложина; 5 – седловина; 6 – напорный скат;  
 7 – подвалье; 8 – гребень; 9 – корыто; 10 – фарватер; 11 – изобаты

Для равнинных рек характерно чередование перекатов и плесов – глубоководных участков русла, находящихся обычно между соседними перекатами.

Перекаты образуются в тех местах, где имеются благоприятные условия для аккумуляции наносов вследствие уменьшения транспортирующей способности потока при резком увеличении его мутности. Уменьшение транспортирующей способности потока наблюдается в результате уменьшения скоростей течения в месте выхода горных рек на равнину, в местах резкого расширения русла, в результате подпора под влиянием сужения долины или впадения крупных притоков. Увеличение мутности происходит при впадении притоков, несущих большое количество наносов (перекаты в этом случае возникают ниже впадения притоков), а также в случае выноса наносов оврагами.

На равнинных реках чередование плесов и перекатов тесно связано с плановыми очертаниями русла: плес обычно располагается в изгибах русла, перекат – на спрямленном участке, соединяющем две смежные излучины. В период половодья, когда уклоны и скорости больше на плесах, чем на перекатах, происходит размыв плесов и намыв перекатов. В меженный период наблюдается обратная картина – уклоны и скорости больше на перекатах, чем на плесах, поэтому в это время происходит размыв перекатов и намыв плесов.

Со временем перекаты и плесы могут передвигаться вниз по течению. В среднем течении Волги перекаты непрерывно смещаются вниз со скоростью 200–300 м за половодье. Вместе с тем на участках рек с искривлениями, образованными незатопляемыми коренными берегами, перекаты могут сохранять свое положение неизменным.

В период половодий на реках происходят усиленный размыв вогнутого берега излучины и отложение наносов у выпуклого. Формируются *пляжи* – широкие ровные береговые полосы, примыкающие к руслу и сложенные обычно песчаными наносами. По форме они напоминают побочни, но, в отличие от последних, являются относительно неподвижными образованиями, перемещающимися вместе с излучиной. Вдоль внешнего края пляжа возникают *заструги* и *косы*. Эти наносные образования являются результатом причленения к берегу на спаде уровня песчаных гряд, перемещающихся при более высоком стоянии уровня. Оконечности этих гряд, обсыхая, образуют заструги. Последние, разрастаясь, превращаются в длинные, вытянутые по течению скопления наносов – косы. Они располагаются под некоторым углом к берегу, более острым при больших скоростях течения. Вытянутое водное пространство между косой и берегом называется *заливом*, или *затоном*.

## 5.6.

Русловые образования происходят под влиянием независимых и ограничивающих факторов. К независимым факторам относится сток воды и наносов. Ограничивающие факторы очень разнообразны, и влияние их на русловой процесс трудно поддается обобщению. Они могут вызывать как незначительные отклонения от свободного развития процесса, так и полностью подавлять его. Среди ограничивающих факторов особое место занимает изменение продольного уклона, связанного с извилистостью русла, а последняя так или иначе зависит от расхода наносов. Большое поступление твердого материала в реку требует для его транспорта использования всего возможного продольного уклона реки, который достигается ее плановым спрямлением путем отчленения излучин. С увеличением поступления наносов поток теряет глубину и увеличивает ширину, чем достигается динамическое равновесие.

При несоответственно малом поступлении наносов русло переуглубляется и сужается и транспортирующая способность падает. С переуглублением русла снижается и его плановая устойчивость; возникает извилистость, уменьшающая средний уклон водной поверхности и среднюю скорость течения, что также направлено на уменьшение расхода донных наносов.

Таким образом, предельный уклон, соответствующий прямолинейному руслу, разделяет все реки на две большие группы: при избытке предельного уклона возникает меандрирование со всеми его разновидностями, при недостатке образуются широкие, относительно неглубокие потоки в руслах, прямолинейных в плане.

Русловые процессы, происходящие в естественных водотоках, носят разнообразный характер. Все реки делятся на три типа: периодически расширяющиеся, меандрирующие и блуждающие.

Типизация руслового процесса представлена на рис. 5.5. В качестве ведущего признака принята извилистость русла, тесно связанная с транспортирующей способностью потока.

*Ленточногрядовый тип* руслового процесса связан с перемещением по руслу ленточных гряд, которые заполняют всю ширину русла и во все фазы водного режима сохраняют свою целостность, изменяя лишь размеры и скорости сползания. Плановых деформаций русла почти не происходит. Скорость сползания ленточной гряды нередко достигает 200–300 м/год. Этот тип руслового процесса наблюдается на

прямолинейных и коротких участках рек, где отсутствует пойма, а склоны долины, сложенные трудноразмываемыми породами, исключают возможность размыва берегов.

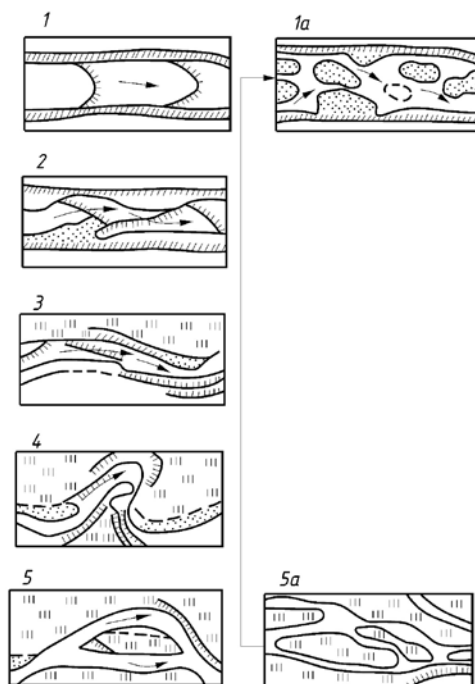


Рис. 5.5. Типы руслового процесса: 1 – ленточногрядовый тип; 2 – побочный тип; 3 – меандрирование ограниченное; 4 – меандрирование свободное; 5 – меандрирование незавершенное; 1а – осередковый тип, или русловая многорукавность; 5а – пойменная многорукавность

*Побочный тип* руслового процесса имеет значительно большее распространение в речной сети. В этом типе пойма также отсутствует и русло не имеет закономерной извилистости. При побочных гребни гряд, пересекая все русло, образуют с его продольной осью углы, знак которых закономерно чередуется от гряды к гряде. Вся система гряд сползает вниз по течению, как это происходит и при ленточногрядовом движении. Выступающие вперед повышенные части гряд распола-

гаются у правого и левого берегов, закономерно чередуясь. В межень эти повышенные части обсыхают и образуют расположенные в шахматном порядке песчаные пляжи, которые обычно называют побочными. Эти пляжи ограничивают меженное меандрирующее русло. Побочный режим часто возникает и при ограничении планового развития русла природными или искусственными препятствиями.

*В ограниченном меандрировании* проявляется ограниченная по размерам извилистость паводочного потока, возникающая в результате избытка предельного уклона. Это выражается в чередующихся по длине потока отрывах его от берегов, образовании в местах отрыва областей слабого течения или застойных водоразворотных зон, где оседают взвешенные наносы. Так образуются небольшие по размерам пойменные массивы, привязанные каждый к своей излуине. Русловые деформации сводятся к сползанию излуины с ее пойменным массивом вниз по течению без закономерных изменений ее очертаний.

*Свободное меандрирование* происходит при еще большем избытке предельного уклона и при отсутствии ограничивающих условий, извилистость русла продолжает увеличиваться, и меандрирование достигает предельного выражения. Возникшая излуина проходит закономерный цикл развития; при этом происходит сближение центральных участков выше- и нижерасположенных излуин, которое завершается образованием узкого перешейка между ними и его прорывом. Образовавшаяся короткая спрямляющая протока с большим продольным уклоном быстро разрабатывается и обращается в основное русло, куда переходит весь сток реки, и отпавшая излуина превращается в староречье. Таков общий закон развития излуины и такова последовательность плановой ее перестройки. Для беспрепятственного свободного меандрирования необходима широкая пойма, в которой каждой излуине соответствует свой частный пойменный массив.

*Незавершенное меандрирование.* При больших колебаниях уровня воды и относительно малом расходе взвешенных наносов в пойме образуется слабый наилок, поверхность поймы медленно нарастает и сильно затопливается высокими водами. В затопленной пойме возникают значительные местные скорости течения и образуются спрямляющие протоки. Вначале эти протоки работают только в паводок, но, постепенно разрабатываясь, начинают захватывать и часть меженного стока. Вновь сформировавшаяся протока развивается медленно, но непрерывно, так как обладает большим уклоном. Со временем она перехватывает большую часть стока реки, и прежнее русло постепенно

отмирает. Став главным, новое русло начинает меандрировать, возникают новые пойменные массивы, новые пойменные протоки, и весь процесс повторяется. Для незавершенного меандрирования характерно постоянное существование двух конкурирующих рукавов, из которых молодой рукав развивается, старый отмирает. Извилистость таких рек больше, чем при ограниченном меандрировании, и меньше, чем при свободном меандрировании. Полная смена русел обычно продолжается в течение нескольких десятков лет.

*Пойменная многорукавность.* Незавершенное меандрирование может принимать более сложную форму, если вновь образованный поток успевает развиться и выделить в свою очередь свой спрямленный поток раньше, чем первоначальное основное русло прекратит свое существование. Так образуется широкая многорукавная пойма, рассеченная многими протоками, из которых не всегда удается выделить основное русло. Многорукавные поймы чаще встречаются в низовьях больших рек. Тогда каждый приток приобретает облик самостоятельной, более или менее устойчивой реки, в которой в зависимости от местных ограничивающих условий могут появляться ленточные гряды, побочни, меандры.

*Русловая многорукавность.* Выше были рассмотрены реки, не использующие предельный уклон для транспорта наносов, поступивших в реку. Реки ленточногрядового типа используют предельный уклон полностью. Они располагаются на границе, за которой следуют реки, столь перегруженные наносами, что предельный уклон для них оказывается уже недостаточным. Руслу таких рек чрезмерно развиваются в ширину при соответствующем уменьшении глубины потока. Транспортирующая способность реки при этом дополнительно возрастает.

Предельный уклон, исходя из его определения, исключает значительную извилистость русла и систематическое перемещение его. Распластанность поперечного сечения потока снижает амплитуду колебаний уровня воды. Оба эти обстоятельства не способствуют образованию поймы.

В широком русле наносы перемещаются в виде беспорядочно расположенных скоплений типа ленточных гряд. В межень вершины этих гряд обнажаются и выступают осередками, разграниченными короткими протоками.

Реки этого типа, который часто называют осередковым, своеобразны и по морфологическому строению русла, и по гидравлике потока. Главная характерная черта – крайняя неустойчивость внутрируслового строения. Осередки и протоки могут видоизменяться, исчезать и появ-

ляться вновь после каждого паводка. По сравнению с другими типами русел потока свойственны повышенные скорости течения.

Как упоминалось, закономерные плановые перемещения русла для таких рек не характерны. Однако в ряде случаев, носящих эпизодический характер, могут происходить местные разрушения береговых откосов, принимающие иногда катастрофические размеры. Обычно такие размывы берегов возникают на спаде паводков, когда начинают появляться новые осередки, и обтекающие их потоки оказываются направленными круто к берегу.

*Ежегодные и многолетние деформации русла.* Ежегодно в связи с сезонным изменением расходов воды в реках (чередованием половодий, паводков, межени) наблюдаются циклические повышения и понижения участков дна русла реки в результате переотложения наносов. В половодье и высокие паводки плесовая ложина размывается и наносы из нее переносятся на нижележащий перекат. На спаде уровня и в межень, наоборот, происходят размыв переката и перенос наносов в нижерасположенный плес.

Намыв переката наиболее интенсивно происходит на подъеме и пике половодья. Примерно с середины спада он прекращается. Углубление плесовой ложины наблюдается преимущественно в ее верхней части, нижняя же часть, переходящая в напорный скат нижележащего побочня, даже несколько повышается.

Нарастание гребней перекатов происходит тем интенсивнее, чем выше весеннее половодье, в среднем повышение дна составляет примерно одну треть вызвавшего это повышение подъема воды. Следовательно, глубина на перекаате в среднем увеличивается примерно на две трети приращения горизонта воды.

На реках с высоким половодьем намыв перекатов за весну достигает 2–5 м.

На большинстве рек наносы, отложившиеся на перекаате во время подъема половодья, полностью смываются на его спаде и в течение летней межени, и русло как бы стабилизируется.

Многолетние деформации русла реки являются следствием изменения базиса эрозии, вызывающего изменение уклонов водной поверхности и скорости течения, и длительного воздействия потока на русло реки в одном направлении. При этом изменение базиса эрозии происходит под влиянием либо колебаний земной коры (опускание или поднятие отдельных участков суши), либо изменения отметки уровня водоема, куда впадает река, в результате вековых колебаний водности.

*Классификация рек по степени устойчивости русел.* Устойчивость речного русла, подверженного динамическому воздействию потока, зависит от многих факторов, учесть которые количественно в настоящее время практически невозможно, поэтому при решении этой задачи обычно допускают упрощения.

В основу критерия устойчивости речного русла положено известное соотношение между силой сопротивления частицы, лежащей на дне потока, и силой лобового давления на нее. Исходя из сказанного, критерий устойчивости речного русла  $\eta$  примет вид

$$\eta = \frac{k_y d}{v_d^2}, \quad (5.20)$$

где  $k_y$  – постоянный множитель;

$d$  – диаметр частиц;

$v_d$  – скорость течения в придонном слое.

Как видно из формулы, устойчивость русла увеличивается с возрастанием крупности частиц, слагающих русло реки, и резко уменьшается с увеличением скорости течения.

Критерий устойчивости  $\eta$  принимает вид

$$\eta = \frac{d}{\Delta H}, \quad (5.21)$$

где  $d$  – средний диаметр частиц, мм;

$\Delta H$  – среднее падение реки, м/км.

Для устойчивых русел, в которых отсутствует постоянное перемещение донных наносов,  $\eta = 15-20$ , для русел рек с постоянным перемещением донных наносов  $\eta = 5$ , для рек с весьма подвижным руслом  $\eta = 1$ .

## 5.7.

На рис. 5.6 представлены графики связи среднегодовых расходов воды и наносов по некоторым рекам Беларуси.

На рис. 5.7 представлена карта среднегодовой мутности рек Беларуси. На территории Беларуси выделены две зоны мутности: зона малой мутности – менее  $25 \text{ г/м}^3$  и зона повышенной мутности – от 25 до  $50 \text{ г/м}^3$ .

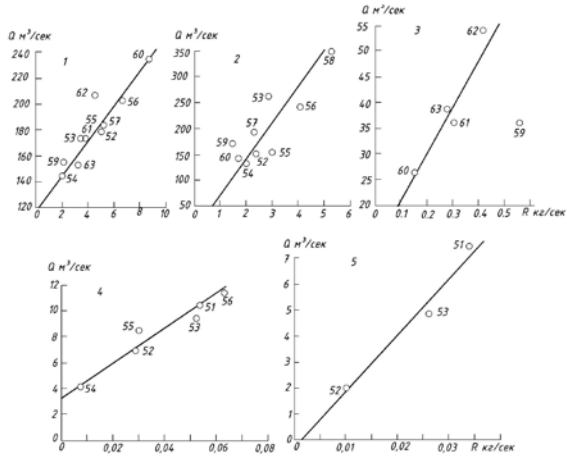


Рис. 5.6. График связи среднегодовых расходов воды ( $Q$ ,  $\text{м}^3/\text{с}$ ) и наносов ( $R$ ,  $\text{кг}/\text{с}$ ):  
1 – р. Неман; 2 – р. Сож; 3 – р. Ипуть; 4 – р. Птичь; 5 – р. Бобринк

Первая включает бассейн реки Припять, Березинскую равнину, притоки рек Днепр и Сож южнее широты  $54^\circ$  и нижнюю треть бассейна реки Западная Двина в пределах рассматриваемой территории, где эрозионные процессы на водосборах слабо развиты ввиду равнинности рельефа и сильной заболоченности.

Среднегодовое мутность рек здесь изменяется преимущественно в пределах  $5\text{--}20 \text{ г}/\text{м}^3$ , притоков реки Припять и рек Березина и Свислочь –  $5\text{--}10 \text{ г}/\text{м}^3$ ; к этой же зоне относятся заболоченные плоские водосборы рек бассейнов Немана и Западной Двины с отметками ниже 150 м над уровнем моря, которые по своему характеру аналогичны притокам реки Припять.

В зоне повышенной мутности средние мутности за период межени (лето – осень и зима) колеблются в пределах  $5\text{--}35 \text{ г}/\text{м}^3$  (в среднем  $20 \text{ г}/\text{м}^3$ ), что ниже среднегодовых значений в 1,5–4 раза. Мутность во время весеннего половодья выше годовых мутностей примерно в 1,5 раза и составляет  $40\text{--}70 \text{ г}/\text{м}^3$  (в среднем около  $55 \text{ г}/\text{м}^3$ ). Наибольшая суточная мутность рек изменяется от 150 до  $700 \text{ г}/\text{м}^3$  (рис. 5.8).

В зоне малой мутности дождевые паводки существенно не изменяют хода мутности. Наибольшие месячные мутности наблюдаются на больших реках в основном в апреле, на средних и малых реках – в марте – мае, а иногда даже в феврале.

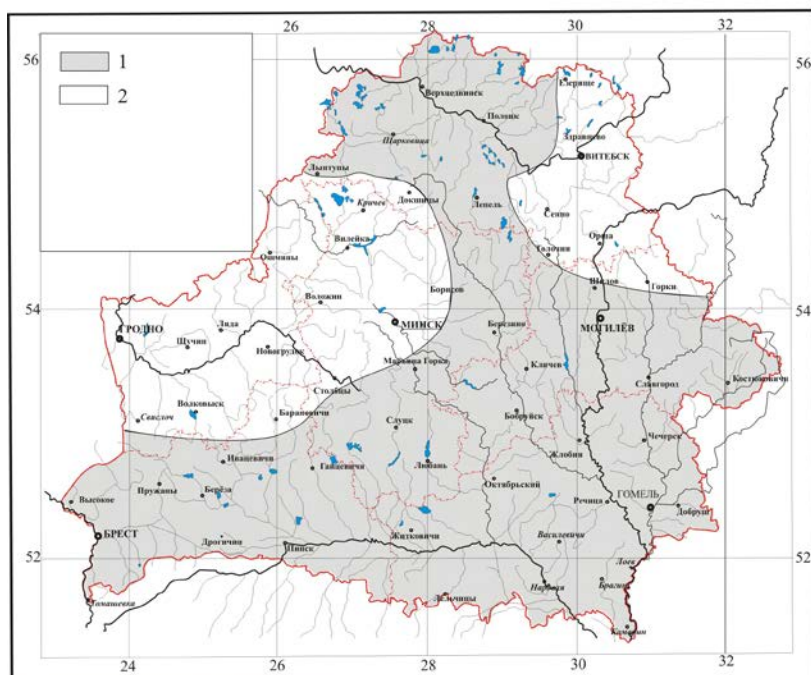


Рис. 5.7. Средняя мутность рек:

1 – зона малой мутности (менее  $25 \text{ г/м}^3$ ); 2 – зона повышенной мутности ( $25-50 \text{ г/м}^3$ )

В зоне повышенной мутности в результате дождевых паводков в октябре мутность воды в реках увеличивается, в ноябре начинается ее спад, продолжающийся до начала весеннего половодья. На рис. 5.9 приведен график связи среднегодовой мутности с мутностью весеннего половодья. Связь довольно тесная и может быть использована для расчета среднегодовой мутности по наблюдениям за период половодья.

На реках зоны повышенной мутности весенний сток наносов составляет 60–80 % годового, а в зоне малой мутности – 55–70 %.

В зоне повышенной мутности на долю летне-осеннего стока наносов приходится 15–25 %; зимнего – 3–5 %.

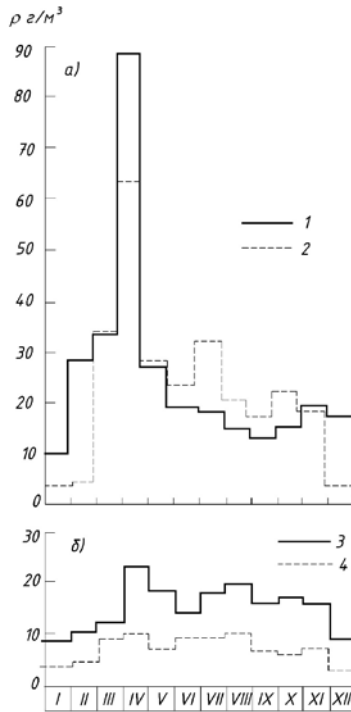


Рис. 5.8. Графики внутригодового изменения мутности рек для различных зон:  
*a* – зона повышенной мутности; *б* – зона малой мутности;  
 1 – р. Неман – г. Гродно; 2 – р. Днепр – г. Смоленск;  
 3 – р. Припять – г. Мозырь;  
 4 – р. Уборть – с. Злодин

В зоне малой мутности в летне-осеннюю межень на реках проходит в среднем 15–25 % годового стока наносов, т. е. такая же часть, как и в зоне повышенной мутности. На отдельных реках сток наносов летне-осеннего периода колеблется от 10 до 30 % годовой его величины. В зимнюю межень сток более высокий и составляет от 7 до 33 %. Более высокий, чем в зоне повышенной мутности, сток наносов в летне-осеннюю межень и более низкий в весеннее половодье является следствием значительной заболоченности и залесенности территории.

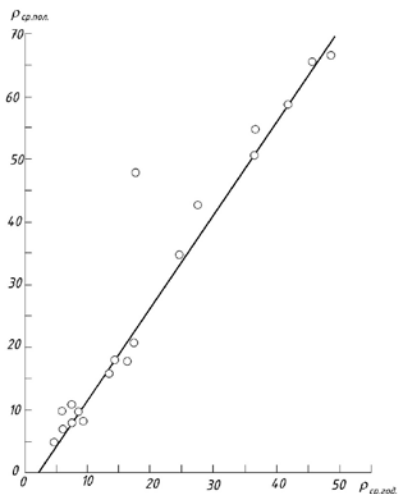


Рис. 5.9. График связи среднегодовой мутности и средней мутности на период половодья

Распределение стока наносов по месяцам для рек, расположенных в различных зонах мутности, представлено на рис. 5.10. На основании этого графика можно сделать вывод о достаточно согласованном распределении стока воды и взвешенных наносов по сезонам года.

Полученные отношения стока наносов к стоку воды относительно устойчивы и характеризуются следующими величинами (табл. 5.1).

Таблица 5.1.

Сезон	Зона мутности	
	повышенной	малой
Весна	1,3–1,5	0,9–1,2
Межень (лето – осень, зима)	0,5–0,7	0,7–1,0

Данные коэффициенты позволяют ориентировочно получить процентное распределение стока наносов внутри года, зная сток воды за весну и межень.

Для определения ориентировочных величин среднего многолетнего стока наносов неизученных рек получены связи среднего многолетнего стока воды и наносов для рек зон малой и повышенной мутности (рис. 5.11).

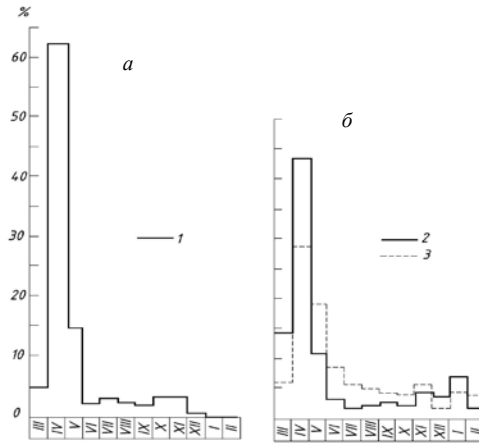


Рис. 5.10. Графики внутригодового изменения стока взвешенных наносов рек для различных зон мутности: *а* – зона повышенной мутности; *б* – зона малой мутности; 1 – р. Днепр; 2 – р. Ипуть; 3 – р. Припять

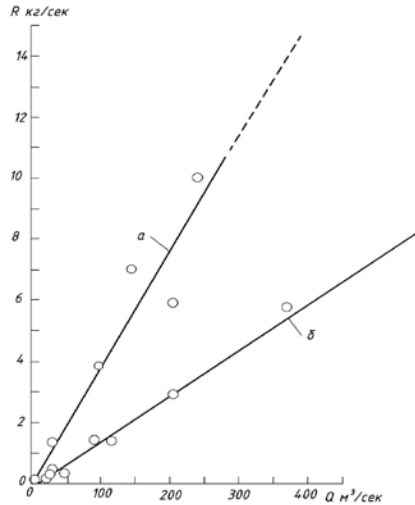


Рис. 5.11. График связи средних многолетних значений стока воды и наносов: *а* – зона повышенной мутности ( $R_0 = 0,038Q_0$ ); *б* – зона малой мутности ( $R_0 = 0,016Q_0$ )

## 6. УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ РЕК

**Характерные уровни.** Уровни воды, систематически измеряемые на гидрологических постах и станциях, используются не только для определения средних суточных расходов воды на реках, но и для других целей. Наивысшие уровни половодья и паводков необходимы при проектировании гидротехнических сооружений, в промышленном строительстве, при оценке возможного затопления местности при строительстве водохранилищ и т. д.; летними минимумами уровней интересуется судоходство, а зимние необходимы для определения режима работы ГЭС. Для практических целей наиболее важными являются характерные уровни воды, определяемые по данным многолетних наблюдений. К ним относятся: 1) наивысший годовой; 2) наивысший весеннего ледохода (без затора и при заторе); 3) наивысший осеннего ледохода; 4) наивысший летне-осенних паводков; 5) наинизший летний и зимний.

**Типы уровенного режима.** Уровень воды в реке зависит от расхода и отражает изменение водности реки во времени. Следовательно, уровенный режим находится под влиянием тех же факторов, что и режим расходов – особенностей источников питания и расходования запасов влаги в бассейне, поэтому основные черты внутригодовых колебаний уровней под влиянием изменения водности соответствуют типам водного режима.

На равнинных реках, питающихся в основном талыми водами, наивысшие уровни наблюдаются в период половодья. На одной и той же реке амплитуда колебания уровня увеличивается по течению и достигает максимума на предустьевом участке.

Аналогичное влияние оказывает и речная долина. Широкая пойма уменьшает, а узкая увеличивает амплитуду колебаний уровня. Кроме того, колебания уровней вызываются и другими причинами: изменением сопротивления в русле, сгонно-нагонными и приливными явлениями, наличием естественного и искусственного подпора.

Изменение сопротивления в русле вызывается появлением на реке ледовых образований и развитием водной растительности. При замерзании рек вследствие возрастания сопротивления движению воды уровень повышается. При этом в начальный период льдообразования, включающий период осеннего ледохода, повышение уровня относительно небольшое и происходит плавно по мере увеличения массы льда. В момент образования ледостава на крупных реках сопротивле-

ние значительно увеличивается и уровни резко повышаются, до 1–2 м. В дальнейшем под воздействием потока шероховатость нижней поверхности льда уменьшается и уровни начинают понижаться, но все же остаются выше предзимних.

Водная растительность в теплый период года развивается в больших реках. Начиная с весны по мере ее развития увеличиваются шероховатость и стеснение потока, в результате чего уровни плавно повышаются. С отмиранием водной растительности начинается обратный процесс – плавное падение уровня.

Нагонные явления могут эпизодически наблюдаться под действием ветра в устьевых участках рек, имеющих небольшие уклоны, и вызывать значительные колебания уровня. Наибольшие подъемы уровней под действием нагонов на реках обычно не превышают 1–2 м.

Значительные колебания уровней могут возникать под влиянием естественных и искусственных подпоров. Естественными подпорами являются заторы и зажоры. При образовании зажоров, когда живое сечение забивается шугой, подъемы уровня выше зажора могут достигать 2–4 м, в то же время ниже зажора уровни резко снижаются. Особенно сильные повышения уровней наблюдаются во время весенних заторов льда, образующихся при ледоходе.

### **6.1. Построение и экстраполяция кривых зависимости расходов от уровней воды**

Кривой расходов называется графическое изображение в прямоугольных координатах связи между расходами  $Q$  и уровнями воды  $H$ .

Верхняя часть кривой до высшего исторического горизонта (ВИГ) обычно не освещена измерениями. В этом случае кривая расходов в верхней части амплитуды колебания уровней до ВИГ должна быть *экстраполирована* – построена по эмпирическим формулам.

Учитывая, что точность вычисления максимальных расходов, необходимых для назначения отверстий моста или плотины, в большинстве случаев зависит не столько от методики вычисления их по теории вероятности, сколько от правильного построения и экстраполяции кривой расходов, вопросу построения и экстраполяции кривой должно быть уделено особое внимание. Чтобы исключить, по возможности, субъективность в проведении кривой, она обязательно должна быть вычислена в верхней своей части несколькими методами.

### 6.1.1. Методы построения кривых расходов по гидрологическим наблюдениям

**Анализ исходных материалов и общие указания для построения кривой расходов.** Зависимость  $Q = f(H)$  часто нарушается в следующих случаях: 1) изменение продольного уклона водной поверхности при подъемах и спадах воды и в период паводка; 2) изменение живого сечения русла в связи с его деформацией; 3) подпор, вызванный действием искусственного вооружения, впадением притока, стеснением русла водной растительностью; 4) изменение шероховатости русла.

Следовательно, расход воды является функцией

$$Q = f(H, I, \omega, \gamma), \quad (6.1)$$

где  $H$  – уровень воды;

$I$  – продольный уклон поверхности воды;

$\omega$  – площадь живого сечения;

$\gamma$  – коэффициент шероховатости русла.

Однако на практике, если колебания уклонов незначительны, деформация русла невелика и коэффициент шероховатости колеблется в небольших пределах, чаще строится однозначная зависимость  $Q = f(H)$ , так как некоторым рассеянием точек, дающим при проведении кривой ошибку, не превышающую точности гидрометрических измерений, можно пренебречь.

Чтобы установить степень влияния отмеченных факторов на вид кривой расходов, анализируются все исходные данные по измерению расходов и режиму реки. Для этого используются следующие материалы: 1) ведомость измеренных расходов воды; 2) технический список поста (гидроствора); 3) план гидрометрического участка реки; 4) совмещенные профили реки по гидроствору за период измерения расходов воды; 5) таблицы ежедневных уровней воды; 6) технический отчет, акты инспекции произведенных гидрометрических работ; 7) график колебания уровней воды по водпосту на гидростворе (или по ближайшему посту) с отметкой на нем флажками уровней, при которых измерялись расходы воды.

Прежде чем приступить к анализу материалов, необходимо: 1) установить отметки, при которых начинают затопляться поймы (левая и правая); 2) выявить измерения полных расходов воды реки и частичных расходов; 3) выявить полноценные расходы, т. е. измеренные вертушкой и обработанные по всем правилам.

При определении полноценности расходов необходимо также учитывать условия, при которых производились измерения: мертвые пространства в русле, косоструйность, ветер и волнение и пр.

Все полноценные расходы, принимаемые в качестве опорных для построения  $Q = f(H)$ , в таблице измеренных расходов отмечаются одним значком, все неполноценные – другим.

На основании всех измерений строятся предварительные зависимости гидравлических элементов русла (расходов, площадей сечения и средних скоростей течения) от расчетных уровней воды на гидропостроении. По оси ординат откладываются значения уровней, а по оси абсцисс – последовательно величины  $Q$ ,  $\omega$ ,  $v_{cp}$ , причем нули шкал  $\omega$  и  $v_{cp}$  во избежание совмещения кривых сдвигаются вправо (рис. 6.1).

При выборе вертикального и горизонтального масштабов для построения кривых нужно исходить из следующего: 1) кривая  $Q = f(H)$  должна быть построена так, чтобы хорда, соединяющая ее концы, была расположена под углом примерно в  $45^\circ$  к оси абсцисс; 2) каждая из кривых  $w = f(H)$  и  $v_{cp} = f(H)$  должна быть расположена под углом около  $60^\circ$  к оси абсцисс.

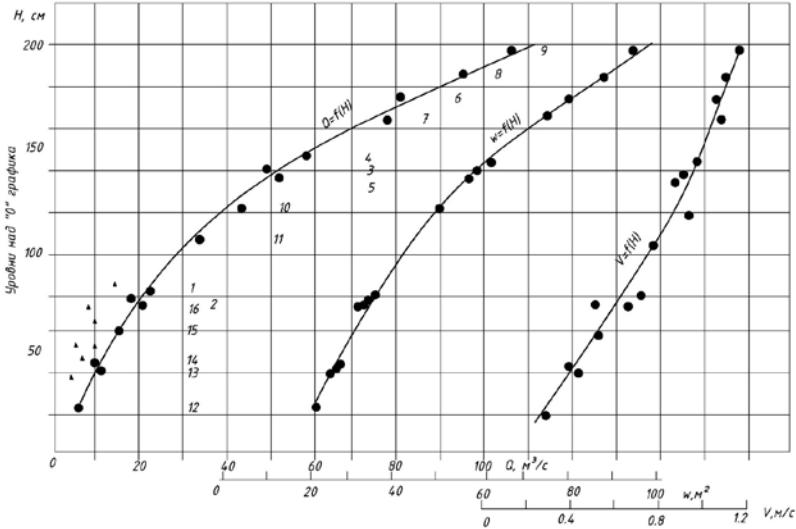


Рис. 6.1. Кривые расходов, площадей живого сечения и средних скоростей

Расходы и скорости на графике обозначаются следующим образом: измеренные вертушкой – кружками; определенные поплавками – треугольниками; вычисленные разными методами (например, морфометрически) – каким-либо другим знаком. Площади сечения реки обозначаются любым знаком, например кружками. Если кривые гидравлических элементов строятся за несколько лет наблюдений, обозначения (кружки, треугольники и пр.) за каждый год закрашиваются каким-либо одним цветом. Все полноценные расходы и скорости обводятся кружками. Против каждого измеренного  $Q$ ,  $\omega$  и  $v_{cp}$  на чертеже представляется номер, присвоенный им в ведомости измеренных расходов. Каждая кривая строится с таким расчетом, чтобы она занимала среднее положение относительно точек. При этом следует обязательно проверять правильность проведения кривых  $Q$  и  $v_{cp}$  по зависимости  $Q = \omega v_{cp}$  при разных  $H$ . Иначе говоря, если кривая  $Q = f(H)$  построена правильно, произведение площади на среднюю скорость течения, снятую с кривых  $\omega = f(H)$  и  $v_{cp} = f(H)$  при одной и той же отметке  $H$ , должно быть равно расходу воды, лежащему на кривой  $Q = f(H)$  при той же отметке  $H$ .

Сведения о применяемых при построении кривых масштабах даны в табл. 6.1.

Таблица 6.1. **Масштабы, применяемые при построении кривых гидравлических элементов реки**

Гидравлические элементы	Обозначения	Размерность	Масштаб изображения в 1 см
Уровни воды	$H$	м	0,2; 0,5; 1,0
Расходы воды	$Q$	м <sup>3</sup> /с	10; 20; 50; 100; 200; 500; 1000
Площади сечения реки	$\omega$	м <sup>2</sup>	20; 50; 100; 200; 500; 1000; 2000
Скорости течения	$v_{cp}$	м/с	0,1; 0,2; 0,3

При расположении точек  $Q$ ,  $\omega$ ,  $v_{cp}$  широкими полосами для облегчения проведения кривых точки следует разбить на группы по интервалам уровня, например: расходы, определенные при  $H$  от 2,00 до 2,5 м, составят одну группу, измеренные при  $H$  от 2,51 до 3,00 м – другую. Затем вместо каждой группы точек на график наносят центр тяжести, объединяющий эту группу.

При наличии измерений расходов воды в главном русле и пойме строятся кривые  $Q = f(H)$ ,  $\omega = f(H)$  и  $v_{cp} = f(H)$  для русла и поймы по отдельности и суммарные.

Анализ измеренных расходов производится в хронологическом по-

рядке; для этой цели удобно пользоваться графиком колебания уровней, на котором флажками помечены измеренные расходы. При анализе построения кривых для открытого (без ледяного покрова) русла различают следующие основные случаи расположения точек  $Q$ ,  $\omega$ ,  $v_{cp}$ .

1. Точки  $Q$ ,  $\omega$ ,  $v_{cp}$  тесно группируются около своих кривых; кривая  $Q = f(H)$  – выпуклая к оси ординат, зависимость  $\omega = f(H)$  – почти прямая, а кривая  $v_{cp} = f(H)$  – слабо вогнутая к оси ординат.

Измерения расходов произведены правильно и условий, нарушающих однозначность кривой расходов, нет.

2. Точки  $Q$ ,  $\omega$ ,  $v_{cp}$  располагаются полосами, внутри которых они хронологически обособленно группируются.

Русло деформируется или неверно определены уровни воды.

3. Точки  $\omega$  тесно группируются около прямой или лежат на ней, что указывает на устойчивость русла, а точки  $Q$  и  $v_{cp}$  расположены так же, как во втором случае.

Наблюдается переменный подпор или же неверно определялись скорости течения.

4. Точки  $\omega$  располагаются так же, как и в предыдущем случае, но значения  $Q$  на подъеме расположены правее, на спаде – левее, на гребне паводка – между ними и при межени тесно группируются около кривой; так же расположены точки  $v_{cp}$ .

Имеет место паводочная петля.

5. Зависимость  $\omega = f(H)$  тесная, но точки  $Q$  и  $v_{cp}$  в летний сезон отклоняются влево от своих кривых.

Русло не деформируется, но вследствие его сильного зарастания водной растительностью увеличивается шероховатость, замедляется течение и, следовательно, уменьшается расход (в сравнении с расходом, измеренным при одном и том же уровне, но в русле, свободном от растительности).

**Построение кривой расходов с учетом уклона водной поверхности (паводочные петли).** На рис. 6.2 показаны продольные профили водной поверхности, соответствующие моментам подъема, пика и спада паводка на рассматриваемом створе. Как видно, при подъеме воды (положение уровня  $АВВ$ ) уклон резко вырастает, при достижении пика (линия  $ГДЕ$ ) и на спаде (линия  $ИКЛ$ ) он уменьшается. В связи с этим скорости течения и расходы воды при одних и тех же уровнях на подъеме больше, чем на спаде, и вследствие этого для средних и больших и большинства малых рек кривая расходов воды имеет вид петли, ветвь подъема которой расположена правее ветви спада. В верхней части

петли наступает максимум сначала расхода, а затем уровня. В связи с тем, что ежегодно наблюдаются наивысшие горизонты разной высоты, кривые подъема и спада имеют самый разнообразный вид.

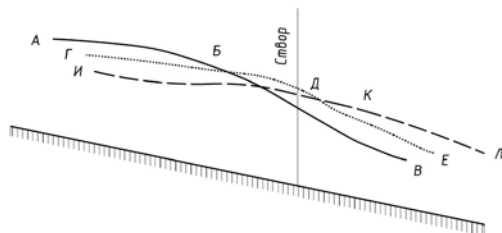


Рис. 6.2. Продольный профиль водной поверхности в половодье

При низких меженных уровнях ветви соединяются в одну, являющуюся кривой постоянной связи между расходами и уровнями. Разъединение кривой  $Q = f(H)$  на ветви подъема и спада наблюдается на высоте уровня, соответствующего началу ясно выраженного подъема и концу ясно выраженного спада воды.

Если для данного створа имеется несколько петлеобразных кривых, установленных по замеренным расходам, тогда строятся три кривые (рис. 6.3): одна — средняя для подъема, вторая — средняя для спада и третья (пунктирная) так называемая «нормальная кривая», соединяющая точки смыкания ветвей подъема и спада.

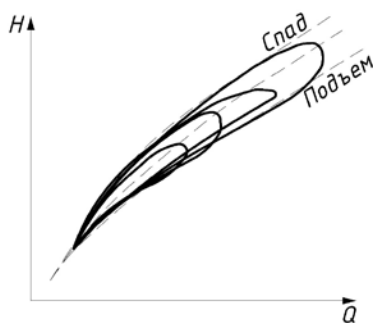


Рис. 6.3. Схема экстраполяции паводочных петель и «нормальной» кривой

**Перенесение кривой  $Q = f(H)$  из одного створа в другой.** Определение максимального расхода нужно производить по кривой подъема, дающей наибольшее значение расхода, чем по кривой спада. Поэтому, если имеются многолетние данные о максимальных расходах на подъеме, расчетный расход следует определять по этим данным. Однако в подавляющем большинстве случаев, вследствие отсутствия измерений расходов и на подъеме и на спаде за многолетний период, обычно подсчет суточного стока и определение расчетного максимального расхода производятся по «нормальной кривой».

Большой частью расходный створ бывает расположен выше или ниже расчетного створа, в связи с чем возникает необходимость переноса кривой  $Q = f(H)$  на этот створ. Перенос кривой расходов возможен, если между этими створами: 1) есть кривая связи соответственных уровней; 2) участок реки бесприточный и приращение площади бассейна незначительно, находится в пределах точности гидрометрических работ.

Определяем по кривой связи соответственные уровни  $H_a$  и  $H_b$  (рис. 6.4), для которых в обоих створах принимаем одинаковые расходы  $Q_1, Q_2, Q_3$ . Затем по координатам  $Q_b$  и  $H_b$  строим кривую  $Q_b = f(H)$  для расчетного створа.

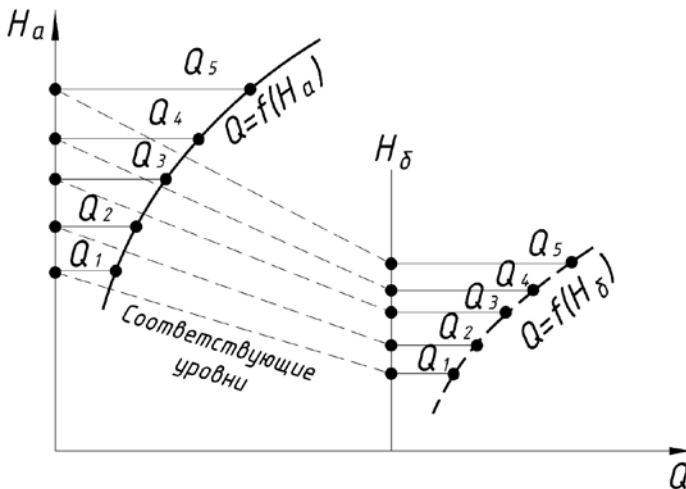


Рис. 6.4. Перенос кривой расходов из одного створа в другой

### 6.1.2. Экстраполяция кривых и методы построения приближенных кривых расходов

В большинстве случаев измеренными расходами бывает освещено 60–80 % общей амплитуды колебания уровней, в связи с чем кривую расходов приходится экстраполировать до наивысшего и наинизшего уровней воды.

Если имеются устойчивые зависимости  $Q = f(H)$ ,  $\omega = f(H)$  и  $v_{\text{ср}} = f(H)$ , установленные гидрометрическим способом для нижней и средней частей общей амплитуды колебания уровней, то экстраполяция кривой расходов производится следующим способом. Вначале экстраполируют до ВИГ кривые  $\omega$  и  $v_{\text{ср}}$ ; первую – по вычисленным при разных отметках площадям сечения русла с помощью профиля, вторую – графически, с учетом общего направления кривой  $v_{\text{ср}} = f(H)$ . Затем по произведениям значений  $\omega$  и  $v_{\text{ср}}$ , снимаемых с этих кривых при одних и тех же уровнях, определяют расходы, по которым и проводят кривую  $Q = f(H)$  до ВИГ.

**Экстраполяция кривых расходов по формуле Шези.** Наиболее распространенной формулой для определения скорости течения воды является формула Шези

$$v = C\sqrt{RI}, \quad (6.2)$$

где  $v$  – скорость течения, м/с;

$C$  – скоростной коэффициент;

$R$  – гидравлический радиус, м;

$I$  – уклон водной поверхности.

#### *Формулы для вычисления скоростного коэффициента $C$*

1. Формула Н. Н. Павловского для определения скоростного коэффициента  $C$ , которая является основной при гидравлических и гидрологических расчетах:

$$C = \frac{1}{n} R^y, \quad (6.3)$$

где  $n$  – коэффициент шероховатости русла;

$R$  – гидравлический радиус, м;

$y$  – переменный показатель степени.

Формула (6.3) выведена для  $0,1 < R < 3$  м.

Коэффициент шероховатости  $n$  определяется по специальным таблицам. Показатель степени  $y$  зависит от коэффициента шероховатости и гидравлического радиуса:

$$y = 2,5\sqrt{n} - 0,13 - 0,75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0,10). \quad (6.4)$$

Для приближенных расчетов можно использовать более простые формулы

$$\begin{cases} y \approx 1,5\sqrt{n} & \text{при } R < 1 \text{ м;} \\ y \approx 1,3\sqrt{n} & \text{при } R > 1 \text{ м.} \end{cases} \quad (6.5)$$

2. Формула Базена для метровых размеров имеет вид

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}}, \quad (6.6)$$

где  $\gamma$  – коэффициент шероховатости, определяемый по специальным таблицам;

$R$  – гидравлический радиус, м.

3. Формула Маннинга имеет следующий вид

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6}. \quad (6.7)$$

**Правила экстраполяции кривых расходов.** Для широких рек, имеющих параболическое очертание поперечного профиля, гидравлический радиус  $R$  близок к средней глубине  $H_{\text{cp}} = \omega / B$ , где  $\omega$  – живое сечение,  $B$  – ширина реки. Поэтому для упрощения расчетов  $R$  заменяем на  $H_{\text{cp}}$  и тогда

$$v = C\sqrt{RI} = C\sqrt{H_{\text{cp}}I}. \quad (6.8)$$

Подставляя в эту формулу значение скоростного коэффициента  $C$ , определяемого по разным формулам, получаем средние скорости течения:

по Шези – Павловскому:

$$v = \frac{1}{n} H_{\text{cp}}^{y+0,5} \sqrt{I}, \text{ м/с}; \quad (6.9)$$

по Шези – Маннингу – Срибному:

$$v = \frac{1}{n} H_{\text{cp}}^{x+0,5} \sqrt{I}, \text{ м/с}; \quad (6.10)$$

по Шези – Базену:

$$v = \frac{87 \sqrt{H_{\text{cp}} I}}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{H_{\text{cp}}}}}, \text{ м/с}; \quad (6.11)$$

Расход воды вычисляется по формуле

$$Q = \omega v, \text{ м}^3/\text{с}. \quad (6.12)$$

Вычисление расходов по этому методу производится как для экстраполяции кривых  $Q = f(H)$ , так и для построения кривых при отсутствии замеренных расходов.

Если по рассматриваемому створу имеются надежные расходы воды, определенные вертушкой, и данные об уклонах, площадях сечения и средних глубинах, то для более обоснованной экстраполяции кривой  $Q = f(H)$  коэффициенты шероховатости как для русла, так и для поймы следует вычислять на основании этих данных и принять их в качестве расчетных. Коэффициенты шероховатости в этом случае вычисляются следующим способом.

Скоростной коэффициент  $C$  из уравнения Шези равен:

$$C = \frac{Q}{\omega \sqrt{H_{\text{cp}} I}}, \quad (6.13)$$

где  $\omega$ ,  $H_{\text{cp}}$ ,  $I$  – соответственно площадь живого сечения,  $\text{м}^2$ , средняя глубина, м, продольный уклон водной поверхности.

Имея вычисленное по формуле (6.13) значение  $C$ , коэффициент шероховатости получаем:

а) из формулы Н. Н. Павловского:

$$n = \frac{H_{\text{cp}}^y}{C}, \quad (6.14)$$

б) из формулы Маннинга – Срибного:

$$n = \frac{H_{\text{cp}}^x}{C}, \quad (6.15)$$

в) из формулы Базена:

$$\gamma = \sqrt{H_{\text{cp}}} \left( \frac{87}{C} - 1 \right). \quad (6.16)$$

При наличии явной зависимости вычисленных по одной из этих формул коэффициентов шероховатости от уровней  $H$  эта зависимость экстраполируется до наивысших и наиминимых уровней графически, причем следует иметь в виду, что с увеличением глубины коэффициент шероховатости уменьшается. При отсутствии зависимости коэффициента шероховатости от уровней его значения, вычисленные на основании измеренных расходов, принимаются средними для главного русла и средними для каждого рода поверхности поймы.

При наличии устойчивых кривых  $Q = f(H)$ ,  $\omega = f(H)$  и  $v_{\text{cp}} = f(H)$ , освещенных гидрометрическими наблюдениями в нижней и средней частях амплитуды колебания уровней, и наличии профиля по створу до отметок на 1–1,5 м выше ВИГ и сведений о покрытости русла и поймы экстраполяция кривой  $Q = f(H)$  до наивысших и наиминимых уровней производится по Шези следующим образом:

1) определяется продольный уклон поверхности воды при наивысших уровнях (по непосредственным наблюдениям либо по меткам, оставленным паводком на местности; в крайнем случае при отсутствии этих данных для расчета можно принять средний уклон при межени) и при минимальных уровнях по непосредственным наблюдениям;

2) вычисляются площади сечения русла и поймы при 3–4 наивысших уровнях, включая ВИГ, и при наиминимом уровне, и по ЭТИМ данным строятся зависимости  $\omega = f(H)$  для русла, поймы и для всего сечения реки (суммарная);

3) определяются средние глубины русла и поймы (для участков с различной покрытостью) при отмеченных выше уровнях;

4) по натурным данным назначаются коэффициенты шероховатости;

5) для русла и поймы при тех же 3–4 наивысших уровнях и при наименьшем уровне по одной из формул (6.8)–(6.11) вычисляются скорости, а затем – расходы воды, и по этим данным экстраполируются зависимости  $v_{cp} = f(H)$  и  $Q = f(H)$  до наивысших и наименьшего уровней.

На рис. 6.5 показаны результаты экстраполяции кривой расходов по Шези – Базену.

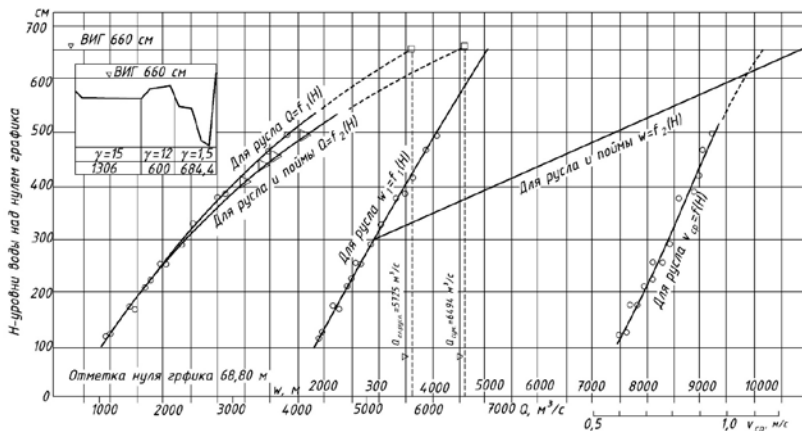


Рис. 6.5. Экстраполяция кривой расходов по Шези – Базену

**Экстраполяция кривой расходов на максимальные расходы, определенные по зависимости  $Q_{max}$  от площади бассейна.** Этот метод экстраполяции кривых расходов применим к хорошо изученным в гидрологическом отношении рекам, максимальные расходы которых в период половодья увеличиваются по длине реки, а также если на рассматриваемом створе зафиксированы один или несколько (за разные годы) наивысших катастрофических уровней и их даты.

Метод экстраполяции состоит в том, что по всем расходным створам, расположенным выше и ниже рассматриваемого створа, определяются максимальные расходы (и их даты) наивысшего половодья, которым была охвачена вся площадь бассейна, и определяются площади водосбора по всем гидростворам и в том числе по расчетному створу. Затем максимальные расходы половодья за данный год при соответствующих площадях водосбора наносятся на логарифмические координаты и устанавливается графическая зависимость  $Q_{max} = f(A)$ . При прямолинейной зависимости в логарифмических координатах

выводится ее уравнение  $Q_{\max} = BA^n$ . Расход воды в расчетном створе или снимается с графика при значении  $A$  до этого створа, или вычисляется по этой формуле и затем наносится на экстраполируемую кривую расходов при наивысшем уровне, наблюдаемом (на расчетном створе) в год рассматриваемого паводка.

Если для расчетного створа известны не один, а несколько наивысших уровней половодий и их годы, тогда за каждый соответствующий год по всем гидростворам так же, как изложено выше, строится зависимость  $Q_{\max} = f(A)$ . По этим связям для рассматриваемого створа определяются расходы, которые затем наносятся на экстраполируемую часть кривой расходов при соответствующих наблюдаемых наивысших уровнях.

## 6.2. Определение наивысших уровней воды рек при наличии данных гидрометрических наблюдений

Расчетные наивысшие уровни воды рек в створе поста определяются по аналитической кривой распределения вероятностей превышения ежегодных наивысших мгновенных или срочных уровней воды за период многолетних наблюдений. При неоднородности наивысших уровней воды допускается использование эмпирических кривых вероятностей распределения.

Для рек, наивысшие уровни которых наблюдаются в разные фазы водного и ледового режимов, производят обработку однородных рядов уровней, соответствующих снеговому половодью и дождевым паводкам при свободном состоянии русла, а также максимальных уровней при зажорах и заторах, осеннем и весеннем ледоходах.

При определении вероятности превышения высшего исторического уровня, установленного по данным опроса или архивным источникам, принимают число лет, в течение которых он не был превышен.

Расчетные уровни вверх или вниз по течению реки в случае свободного состояния русла переносят по одному из трех способов:

- по кривым расходов воды  $Q = f(H)$ ;
- по кривым связи соответственных уровней воды;
- по продольному профилю водной поверхности с учетом ее уклона при высоком уровне воды.

Перенос с помощью кривых  $Q = f(H)$  осуществляют на бесприточных и малоприточных участках рек значительной протяженности, если для опорного створа имеется надежная кривая расходов воды и данные

многолетних наблюдений за стоком, позволяющие определить максимальный расход воды расчетной вероятности превышения.

Способ переноса расчетного наивысшего уровня воды по связи соответственных уровней может быть применен, если параллельными наблюдениями освещено не менее 80 % многолетней амплитуды колебания уровня воды в опорном створе и наличие надежной связи в верхней части кривой выявилось достаточно отчетливо. Связь уровней считают удовлетворительной, если коэффициент корреляции  $r \geq 0,8$ .

Перенос уровней воды по продольному профилю водной поверхности производят в пределах небольших по длине (1–3 км) речных участков с учетом зависимости уклона от уровня в условиях установившегося потока.

В устьевых и приустьевых участках рек в отдельные фазы их режима следует учитывать возможность подпора воды со стороны водоприемника. Наивысшие уровни в пределах зон подпора переносят по кривой подпора.

Если наивысшие уровни приходятся на период с ледовыми явлениями, то их перенос осуществляют по графикам связи уровней или кривым  $Q = f(H)$  для открытого (свободного) русла и расходам воды,  $\text{м}^3/\text{с}$ , вычисленным по формуле

$$Q_{P\%}^i = \frac{Q_{P\%}}{k_{\text{лед}}}, \quad (6.17)$$

где  $Q_{P\%}$  – расход воды в опорном створе,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;

$k_{\text{лед}}$  – коэффициент, учитывающий снижение пропускной способности в результате ледовых явлений (ледохода, ледостава, скопления льда).

Если участок проектирования по условиям ледового режима более или менее однороден, то зимний коэффициент  $k_{\text{лед}}$ , характеризующий то или иное явление, может быть принят одинаковым для всех створов. При неоднородном ледовом режиме учитывают различие значений  $k_{\text{лед}}$  от створа к створу и значения этого коэффициента определяют по рекам-аналогам или путем специальных полевых исследований и расчетов.

Продолжительность стояния высоких уровней устанавливают по хронологическим графикам уровней воды в период половодий и паводков, наиболее неблагоприятных по условиям затопления и подтопления застраиваемой территории. Вероятностные значения продолжительности стояния  $T_{P\%}$  определяют по кривой обеспеченности ежегод-

ной длительности превышения той или иной отметки затопления территории. С учетом полученного значения  $T_{P\%}$  строят расчетный график хода уровней по модели одного из наблюдавшихся продолжительных половодий или паводков. Пересчет ординат и абсцисс графика производят с помощью переходных коэффициентов  $K_H$  и  $K_T$ :

$$K_H = \frac{H_{P\%} - H_{H.з.}}{H_M - H_{H.з.}}, \quad (6.18)$$

$$K_T = \frac{T_{P\%}}{T_M}, \quad (6.19)$$

где  $H_{P\%}$  и  $T_{P\%}$  – максимальный расчетный уровень воды, см, и расчетная продолжительность стояния уровня, сут;

$H_M$  и  $T_M$  – максимальный уровень воды, см, и продолжительность для модельного графика колебания уровня воды, сут;

$H_{H.з.}$  – отметка начала затопления, м.

### 6.3. Определение наивысших уровней воды рек при недостаточности данных гидрометрических наблюдений

На реках, где максимумы уровней однозначно связаны с расходами воды, экстраполяцию эмпирической кривой обеспеченности максимальных уровней за пределы наблюдаемых значений выполняют с помощью аналитических функций распределения вероятностей превышения расходов воды. Для этого непродолжительные ряды расходов воды приводят к многолетнему периоду.

При неоднозначной зависимости между расходами и уровнями воды, вызванной влиянием русловых и гидравлических факторов, расчетный уровень воды за пределами наблюдаемых значений определяют по кривой связи уровня и поперечного сечения  $\omega$  водного потока через значения  $\omega_{P\%}$ , полученные по аналитической функции распределения вероятностей превышения значений  $\omega$ .

В случае неоднозначности кривой расходов, обусловленной переменным подпором, для приведения кривых распределения ежегодных вероятностей превышения максимальных уровней воды к многолетнему периоду используют отклонения уровня от стандартной (осредненной) кривой  $Q = f(H)$  или от нижней устойчивой кривой. При этом к расчетному уровню воды заданной обеспеченности  $H_{P\%}$ , определенно-

му по  $Q = f(H)$  через  $Q_{P\%}$ , добавляют значение отклонения  $\Delta H_{P\%}$ , полученное по условному распределению  $\Delta H$  при  $Q_{P\%}$ .

Если в течение длительного периода наблюдается одностороннее смещение кривой  $Q = f(H)$  вверх или вниз, то для экстраполяции максимальных уровней воды до отметок заданной вероятности превышения используют отклонения уровня от кривой  $\omega = f(H)$ .

Ряд заторных и зажорных максимумов уровня можно удлинить, если представить их в виде суммы уровня  $H_Q$ , соответствующего в условиях свободного ото льда русла расходу воды в момент вскрытия (замерзания) реки, и превышения над ним  $\Delta H$ . Интегральная кривая распределения вероятностей максимальных заторных (зажорных) уровней совпадает при этом в нижней своей части с кривой обеспеченности уровней вскрытия (замерзания). Точка соединения кривых соответствует повторяемости заторов (зажоров) льда.

#### 6.4. Определение наивысших уровней воды рек при отсутствии данных гидрометрических наблюдений

Расчетные наивысшие уровни воды, обусловленные половодьями и паводками, определяют по кривым  $Q = f(H)$  через расходы воды  $Q_{P\%}$ . При наличии широкой поймы кривые расходов устанавливают отдельно для русла и поймы, а затем их суммируют. Кривые расходов строят с помощью формулы

$$Q = \frac{\omega}{n} h^{2/3} i^{1/2}, \quad (6.20)$$

где  $\omega$  – площадь поперечного сечения русла или поймы при отметке уровня  $H$ , м<sup>2</sup>;

$n$  – коэффициент шероховатости, с/м<sup>0,33</sup>;

$h$  – средняя глубина воды в русле или пойме, м;

$i$  – уклон водной поверхности.

Кривые  $\omega = f(H)$  и  $h = f(H)$  устанавливают путем промеров глубин в реке ниже уреза воды и нивелирования русла и береговых склонов выше уреза до предполагаемой высоты уровня воды 1%-ной вероятности превышения плюс 1 м. Коэффициент шероховатости приведен в специальных таблицах. Уклон  $i$  определяют при высокой воде или в первом приближении по значениям, приведенным в специальной литературе.

Исходным параметром при расчете подпорных уровней на устьевых участках рек является наивысший уровень водотока расчетной вероятности превышения, определяемый приемами, изложенными выше. Перенос этого уровня вверх от устья реки производят по кривой подпора, которую строят путем соединения плавной вогнутой линией точек продольного профиля, соответствующих расчетному бытовому уровню воды в месте выклинивания подпора и в створе наибольшего подпора у его источника. Дальность распространения подпора  $L$ , км, определяют по формуле

$$L = \frac{\alpha(h_Q + \Delta H)}{i_Q}, \quad (6.21)$$

где  $\alpha$  – коэффициент, зависящий от отношения  $\Delta H / h_Q$ ;

$h_Q$  – средняя глубина реки на расчетном участке при отсутствии подпора, м;

$\Delta H$  – наибольший подпор, м;

$i_Q$  – средний уклон водной поверхности на расчетном участке при отсутствии подпора, ‰;

Для определения наивысших уровней при зажорах и заторах возможны специальные исследования в местах их образования, прежде всего у гидротехнических и транспортных сооружений.

Расчетный наивысший уровень воды  $H_{3, P\%}$ , м, обусловленный зажором или затором, вычисляют по формуле

$$H_{3, P\%} = \left( \mu I_{Q_{3, P\%}}^{0,3} - 1 \right) h_{Q_{3, P\%}} + H_{Q_{3, P\%}}, \quad (6.22)$$

где  $\mu$  – коэффициент зажорности или заторности речного участка;

$I_{Q_{3, P\%}}$ ,  $h_{Q_{3, P\%}}$  и  $H_{Q_{3, P\%}}$  – уклон водной поверхности, ‰, средняя глубина реки, м, и уровень воды в расчетном створе, м, при расходе  $Q_{3, P\%}$  и свободном ото льда русле;

$Q_{3, P\%}$  – расход воды в период зажоро- или заторообразования вероятности превышения  $P\%$ .

Коэффициент  $\mu$  определяют путем полевых исследований. При отсутствии полевых работ значение  $\mu$  может быть определено по аналогии. Ориентировочно коэффициент зажорности (заторности)  $\mu$  приве-

ден в специальной литературе, в зависимости от вида ледяного образования и приращения ширины реки в пределах подъема уровня от  $H_{Q_3, P\%}$  до  $H_{3, P\%}$ .

Расход воды  $Q_3$  рассчитывают через модуль стока, который определяют методом гидрологической аналогии. Помимо обычных требований, предъявляемых к реке-аналогу по условиям формирования стока воды, в данном случае принимают также во внимание одновременность и направление замерзания (вскрытия) и равенство уклонов.

Расчетные значения наивысших уровней воды при подвижках льда и ледоходе оценивают по кривой  $Q = f(H)$  через расходы, вычисленные по формуле

$$Q'_{P\%} = \frac{\eta}{K_Q} Q_{P\%}, \quad (6.23)$$

где  $\eta$  – коэффициент, учитывающий соотношение расходов воды при подвижке (ледоходе) и на пике весеннего половодья  $Q_{P\%}$  и несовпадение по годам этих расходов одной вероятности превышения;

$K_Q$  – коэффициент, характеризующий изменение гидравлических параметров водного потока льдом.

Значения коэффициентов  $\eta$  и  $K_Q$  определяют методом аналогии.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Алексеевский, Н. И. Формирование и движение речных наносов / Н. И. Алексеевский. – Москва: Изд-во МГУ, 1998. – 202 с.
2. Базыленко, Г. М. Гидрологические расчеты / Г. М. Базыленко. – Минск: НПО «ПИОН», 2002. – 143 с.
3. Барышников, Н. Б. Динамики русловых потоков: учебник / Н. Б. Барышников. – СПб.: РГГМУ, 2016. – 342 с.
4. Владимиров, А. М. Гидрологические расчеты / А. М. Владимиров. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 365 с.
5. Водные ресурсы Беларуси и их прогноз с учетом изменения климата / А. А. Волчек [и др.]; под общ. ред. А. А. Волчека, В. Н. Корнеева. – Брест: Альтернатива, 2017. – 239 с.
6. Волчек, А. А. Паводки на реках Беларуси: монография / А. А. Волчек, Т. А. Шелест. – Брест: Брест. гос. ун-т им. А. С. Пушкина, 2016. – 199 с.
7. Георгиевский, Ю. М. Гидрологические прогнозы: учебник / Ю. М. Георгиевский, С. В. Шаночкин. – СПб.: Изд-во РГГМУ, 2007. – 436 с.
8. Константинов, Н. М. Гидравлика, гидрология, гидрометрия: учебник: в 2 ч. / Н. М. Константинов, Н. А. Петров, Л. И. Высоцкий. – Москва: Высш. шк., 1987. – Ч. 1: Общие законы. – 304 с.; Ч. 2: Специальные вопросы. – 431 с.
9. Логинов, В. Ф. Весенние половодья на реках Беларуси: пространственно-временные колебания и прогноз / В. Ф. Логинов, А. А. Волчек, Ан. А. Волчек. – Минск: Беларус. навука, 2014. – 244 с.
10. Логинов, В. Ф. Водный баланс речных водосборов Беларуси / В. Ф. Логинов, А. А. Волчек. – Минск: Тонпик, 2006. – 160 с.
11. Орлов, В. Г. Основы инженерной гидрологии: учеб. пособие / В. Г. Орлов, А. В. Сикан. – Ростов н/Дону: Феникс: Северо-Запад, 2009. – 192 с.
12. Расчетные гидрологические характеристики. Порядок определения. Технический кодекс установившейся практики ТКП 45-3.04-168-2009(02250). – Минск: РУП «Стройтехнорм», 2010. – 55 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
1. СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОСНОВА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ .....	7
1.1. Обоснование применения статистических методов в гидрологии .....	7
1.2. Обеспеченность гидрологической характеристики. Формулы эмпирической обеспеченности .....	8
1.3. Кривые распределения и их параметры.....	9
1.4. Теоретические кривые обеспеченности .....	13
1.5. Проверка теоретической кривой обеспеченности. Клетчатка вероятностей .....	18
1.6. Определение параметров теоретической кривой обеспеченности и их точность ..	19
1.7. Корреляционные связи гидрологических явлений .....	22
2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК.....	25
2.1. Предварительный анализ гидрологической информации .....	26
2.1.1. Анализ однородности гидрологических рядов наблюдений .....	28
2.2. Определение расчетных гидрологических характеристик при наличии данных гидрологических наблюдений .....	30
2.2.1. Общие указания по оценке выборочных средних, коэффициентов вариации и асимметрии, эмпирических функций распределения.....	30
2.2.2. Расчет неоднородных кривых распределения .....	33
2.2.3. Особенности определения расчетных гидрологических характеристик для различных видов стока .....	34
2.3. Определение расчетных гидрологических характеристик при недостаточности данных гидрологических наблюдений .....	39
2.3.1. Оценка репрезентативности наблюдаемых данных .....	39
2.3.2. Методы приведения рядов гидрологических характеристик к многолетнему периоду с учетом материалов кратковременных (менее 6 лет) наблюдений .....	42
2.3.3. Методы приведения рядов гидрологических характеристик к многолетнему периоду при наличии гидрологических наблюдений 6 лет и более .....	44
2.4. Определение расчетных гидрологических характеристик при отсутствии данных гидрологических наблюдений .....	47
2.4.1. Годовой сток воды рек.....	47
2.4.2. Минимальный сток воды рек .....	50
3. ГИДРОГРАФЫ СТОКА И ИХ РАСЧЕТ.....	52
3.1. Понятие гидрографа стока и его расчленение по видам питания .....	52
3.2. Расчет гидрографов паводков и половодий.....	58
3.3. Расчетные гидрографы стока воды рек весеннего половодья и дождевых паводков .....	60
4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА.....	66
4.1. Общие закономерности и факторы формирования весеннего стока .....	66
4.2. Механизм формирования дождевых паводков.....	71
4.2.1. Факторы формирования дождевого паводочного стока .....	75
4.3. Схема формирования стока при выпадении дождя .....	76
4.4. Методы определения расчетных характеристик максимального стока .....	82
4.5. Максимальный сток на реках Беларуси .....	93
4.5.1. Максимальные половодья на реках Беларуси .....	93
4.5.2. Максимальные паводки на реках Беларуси .....	96
4.5.3. Характеристика наводнений на реках Беларуси .....	97

5. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ .....	100
5.1. Взаимодействие потока и русла .....	100
5.2. Происхождение, характеристики и классификация речных наносов .....	101
5.3. Движение взвешенных и влекомых наносов .....	105
5.4. Режим стока наносов .....	112
5.5. Морфометрические элементы речных русел .....	115
5.6. Типы русловых процессов .....	119
5.7. Сток наносов рек Беларуси .....	124
6. УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ РЕК .....	130
6.1. Построение и экстраполяция кривых зависимости расходов от уровней воды .....	131
6.1.1. Методы построения кривых расходов по гидрологическим наблюдениям .....	132
6.1.2. Экстраполяция кривых и методы построения приближенных кривых расходов .....	138
6.2. Определение наивысших уровней воды рек при наличии данных гидрометрических наблюдений .....	143
6.3. Определение наивысших уровней воды рек при недостаточности данных гидрометрических наблюдений .....	145
6.4. Определение наивысших уровней воды рек при отсутствии данных гидрометрических наблюдений .....	146
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК .....	149

Учебное издание

**Волчек Александр Александрович**  
**Шведовский Пётр Владимирович**  
**Волчек Анастасия Александровна и др.**

ИНЖЕНЕРНАЯ ГИДРОЛОГИЯ И РЕГУЛИРОВАНИЕ СТОКА

ГИДРОЛОГИЯ ТРАНСПОРТНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Учебно-методическое пособие

Редактор *О. Г. Толмачёва*  
Технический редактор *Н. Л. Якубовская*

Подписано в печать 23.02.2021. Формат 60×84  $\frac{1}{16}$ . Бумага офсетная.  
Ризография. Гарнитура «Таймс». Усл. печ. л. 8,83. Уч.-изд. л. 7,31.  
Тираж 60 экз. Заказ .

УО «Белорусская государственная сельскохозяйственная академия».  
Свидетельство о ГРИИРПИ № 1/52 от 09.10.2013.  
Ул. Мичурина, 13, 213407, г. Горки.

Отпечатано в УО «Белорусская государственная сельскохозяйственная академия».  
Ул. Мичурина, 5, 213407, г. Горки.