

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ
Белорусский национальный технический университет

Кафедра «Водоснабжение и водоотведение»

Э. И. Михневич

ГИДРОЛОГИЯ

Пособие

для студентов специальности 1-70 04 03

«Водоснабжение, водоотведение и охрана водных ресурсов»

*Рекомендовано учебно-методическим объединением
высших учебных заведений Республики Беларусь
по образованию в области строительства и архитектуры*

Минск
БНТУ
2021

УДК 556.53(075.8)

ББК 26.222.5я7

М69

Р е ц е н з е н т ы:

зав. кафедрой «Энергетика» Белорусского государственного
аграрного технического университета,
канд. техн. наук, доцент *В. А. Коротинский*;
главный научный сотрудник РУП «Институт мелиорации»,
член-корр. НАН Беларуси, д-р техн. наук,
профессор *А. П. Лихацевич*

Михневич, Э. И.

М69 Гидрология: пособие для студентов специальности 1-70 04 03
«Водоснабжение, водоотведение и охрана водных ресурсов» /
Э. И. Михневич. – Минск: БНТУ, 2021. – 151 с.
ISBN 978-985-583-291-2.

Приведены закономерности формирования рек и их гидрологического режима, характеристики стока. Излагаются методы гидрологических расчетов, методики построения кривых обеспеченности речного стока, гидрографа реки, определения годового, максимального и минимального расходов воды на основе действующих нормативных документов и учебной литературы. Представлены разработанные автором новые методики расчета устойчивости русел, допускаемых скоростей течения воды, транспортирующей способности потока. Значительное место отведено задачам регулирования стока и методам его расчета. Приведены методики определения объема заиливания водохранилища, потерь воды на испарение, фильтрацию и льдообразование, расчета полезного, мертвого и полного объемов водохранилища. Излагаются основные положения гидрометрии, способы определения глубин, скоростей потока, расхода воды и др. Пособие будет способствовать успешному освоению студентами теоретических основ гидрологии и методов расчета регулирования стока для использования полученных знаний в дальнейшей инженерной деятельности при проектировании и эксплуатации водохозяйственных систем и сооружений.

УДК 556.53(075.8)

ББК 26.222.5я7

ISBN 978-985-583-291-2

© Михневич Э. И., 2021

© Белорусский национальный
технический университет, 2021

ВВЕДЕНИЕ

Республика Беларусь располагает значительными ресурсами подземных и поверхностных вод. Ресурсы речных вод в средний по водности год составляют около 58 км^3 , в многоводные годы суммарный речной сток может достигать 96 км^3 , а в маловодные – снижаться до 36 км^3 . Объем воды, аккумулированный в естественных озерах, – $6,5 \text{ км}^3$, в водохранилищах – более 3 км^3 ; запасы подземных пресных вод оцениваются в $15,9 \text{ км}^3$ в год. Возобновляемые ресурсы поверхностных и подземных вод вполне достаточны для удовлетворения текущих потребностей страны, но по территории и во времени распространены неравномерно.

Для комплексного использования водных ресурсов рек и удовлетворения нужд водопотребителей в различные по водности годы создаются водные системы и осуществляются мероприятия по регулированию стока, главным образом путем создания водохранилищ с помощью водоподпорных гидротехнических сооружений. К настоящему времени на территории Беларуси построено порядка 160 водохранилищ различного хозяйственного назначения. Кроме того, в республике построено большое количество (более 1300) прудов, к которым относят водоемы объемом менее 1 млн м^3 . Общая площадь водного зеркала прудов (вместе с рыбхозами) составляет порядка 370 км^2 , полный объем – 560 млн м^3 .

В Республике Беларусь во всех населенных пунктах водоснабжение осуществляется в основном из подземных источников, и только в Минске, порядка 33 % от общего объема хозяйственно-питьевого водопотребления, используется вода из поверхностных источников, поступающих из Вилейско-Минской водной системы. Однако более 70 % от общего объема технического водоснабжения приходится на долю водохранилищ, из которых производится забор воды для нужд промышленных предприятий и теплоснабжения. Так, на Чижовском водохранилище, входящем в каскад водохранилищ Вилейско-Минской водной системы, расположен крупный водозабор Минской ТЭЦ-3, из которого снабжается технической водой сама ТЭЦ-3 и 16 крупных промышленных предприятий города. Объем воды, забираемой ТЭЦ-3 из водохранилища, составляет в среднем $1,6 \text{ млн м}^3$ в месяц ($53,3 \text{ тыс. м}^3/\text{сут.}$).

Для правильного выбора мест расположения и параметров поверхностных речных водозаборов необходимо владеть методами расчета устойчивости русел и прогноза руслового процесса.

Для обоснования проектов водохозяйственного строительства, обеспечения потребителей требуемым объемом воды в период эксплуатации водохозяйственных объектов очень важным является получение достоверных данных и расчетных значений основных характеристик речного стока. Среди этих характеристик необходимо иметь сведения о максимальном расходе воды редкой повторяемости для назначения размеров водосбросных сооружений гидроузлов, а также о минимальном стоке для обеспечения промышленного и коммунального водоснабжения в маловодные годы. Для бесперебойного водоснабжения, обводнения и орошения необходимы также данные о среднем многолетнем стоке реки. Все эти значения могут быть получены на основе гидрологических прогнозов путем распространения на будущий период статистических закономерностей, установленных за имеющийся период наблюдений.

В разработку методов гидрологических расчетов внесли большой вклад советские и русские ученые: А. И. Чеботарев, В. Г. Глушков, А. В. Рождественский, Д. Л. Соколовский, С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель, Г. А. Алексеев, В. Н. Михайлов, Г. В. Железняков, И. В. Карасев, М. А. Великанов, И. А. Шикломанов, В. С. Вуглинский, Р. С. Чалов, Н. И. Алексеевский, Я. Ф. Плешков, В. С. Мезенцев, Г. Г. Сванидзе, А. В. Яцык, А. А. Лучшева и др.

Значительный вклад в развитие гидрологической науки внесли также и белорусские ученые: В. Ф. Шебеко, П. И. Закржевский, И. М. Лившиц, А. Г. Булавко, В. Н. Плужников, А. Н. Колобаев, А. А. Волчек, В. Ф. Логинов, В. П. Рогуневич, О. Ф. Якушко, А. П. Лихащевич, Н. К. Вахонин и др.

Современные методы гидрологических расчетов, излагаемые в сомонии, являются обобщением научных достижений в этой области.

1. ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ЗАДАЧИ ДИСЦИПЛИНЫ «ГИДРОЛОГИЯ»

Гидрология – наука, занимающаяся изучением природных вод, явлений и протекающих в них процессов, а также распространения вод по земной поверхности и в толще почвогрунтов.

Предметом изучения гидрологии являются водные объекты – океаны, моря, реки, озера и водохранилища, болота, скопления влаги в виде снежного покрова, ледников, почвенных и подземных вод. Гидрология, изучающая грунтовые подземные воды, называется гидрогеологией. Гидрология суши, или собственно гидрология, занимается изучением поверхностных вод суши и излагается в данном пособии. Гидрология тесно связана с метеорологией, т. к. есть взаимное влияние между атмосферой и гидросферой. Метеонаблюдения нужны для того, чтобы установить характеристики водных объектов.

В гидрологии изучаются, главным образом, водотоки и водоемы.

Водоток – это водный объект, в котором вода движется по направлению уклона. Водотоки бывают постоянные (в течение года) и временные. Наиболее типичный водоток на земле – **река**, к водотокам относятся также ручьи и каналы.

Водоем – водный объект в углублении суши, в котором движение воды замедлено или отсутствует. Водоемы бывают естественные и искусственные.

Естественный водоем – **озеро**. Искусственный водоем, который образован водоподпорным сооружением на водотоке, называется **водохранилищем**.

Важнейшей частью гидрологии является **гидрометрия**. Она изучает методы и средства определения величин, характеризующих движение, состояние вод и режим водных объектов. К задачам гидрометрии относятся измерения уровней, глубин, рельефа дна и свободной поверхности потока; напоров и давлений; скоростей и направлений течения жидкости, пульсации скоростей и давлений; элементов волн; гидравлических уклонов; мутности потоков; расходов воды и наносов; элементов, характеризующих термический и ледовый режимы потоков и водоемов и др.

Регулирование речного стока – перераспределение во времени объема стока в соответствии с требованиями водопользования, а также в целях борьбы с наводнениями.

Гидрология является основой для назначения параметров и режимов водохозяйственных объектов во всех отраслях водного хозяйства.

Различают пять основных отраслей водного хозяйства:

– водоснабжение и водоотведение населенных мест, промышленных предприятий и других объектов;

– водные мелиорации (осушение, орошение, обводнение земель с устройством отдельных водоемов сельскохозяйственного назначения);

– гидроэнергетика (использование движущейся воды как источника энергии);

– водный транспорт (водные пути сообщения);

– рыбоводство.

При комплексном решении водохозяйственных задач почти всегда требуется регулирование речного стока, т. е. воздействие на естественный режим реки в целях бесперебойного и надежного обеспечения водой населения, промышленности, сельскохозяйственных и других отраслей. Регулирование стока осуществляется чаще всего путем создания водохранилищ.

В РБ создана единая государственная система учета и планирования использования вод. Основными звеньями этой системы являются водный кадастр; водохозяйственные балансы; схемы комплексного использования и охраны вод.

Водный кадастр – это систематизированный свод данных учета вод по количественным и качественным показателям и их использованию, а также по регистрации водопользований.

Регулирование водопользования осуществляется в соответствии с **Водным Кодексом Республики Беларусь** (впервые введен в действие в 1998 г., принят в новой редакции 30 апреля 2014 г. – № 149-3), который закрепляет основания, условия и порядок использования рек, озер, водохранилищ, прудов, родников, иных поверхностных и подземных водных объектов.

2. КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ. ВОДНЫЙ БАЛАНС

2.1. Круговорот воды в природе

Круговорот воды (влагооборот) – это постоянный обмен влагой между гидросферой, атмосферой и земной поверхностью.

Процессы круговорота воды:

1. Испарение.
2. Перенос водяного пара в атмосферу.
3. Конденсация его в атмосфере.
4. Выпадение осадков.
5. Сток.

Выпавшие атмосферные осадки частично испаряются, частично образуют временные и постоянные водотоки и водоемы, частично просачиваются в почву и пополняют грунтовые воды. В конечном итоге выпавшие осадки в процессе движения снова достигают океана.

Различают несколько видов влагооборота в природе:

1. **Большой, или мировой, влагооборот** – водяной пар, испарившийся с поверхности океанов, переносится ветрами на материки, выпадает в виде атмосферных осадков и возвращается в океан со стоком.

В процессе влагооборота изменяется качество воды: при испарении морская вода превращается в пресную, а загрязненная – очищается;

2. **Малый, или океанический, влагооборот** – водяной пар, испарившийся с поверхности океанов, не переносится на материки, а выпадает в виде атмосферных осадков снова в океан;

3. **Внутриконтинентальный влагооборот** – вода, испарившаяся с поверхности суши, вновь выпадает на сушу в виде атмосферных осадков.

Испарение с поверхности земного шара в среднем за год составляет 577 тыс. км³ воды. Из этого объема воды 505 тыс. км³ приходится на мировой океан и 72 тыс. км³ – на сушу. Объем осадков за год, выпадающих на поверхность мирового океана, равен 458 тыс. км³. Избыток испаряющейся влаги, равный 47 тыс. км³ (505 – 458), переносится воздушными потоками на континенты и острова. Этот годовой объем воды затрачивается на формирование рек, образование озер, болот, ледников и грунтовых вод. Такой же объем воды ежегодно возвращается в океан, причем на долю речного стока прихо-

дится около 45 тыс. км³, а на долю стока грунтовых вод, не дренируемых реками, – около 2 тыс. км³.

На территории РБ слой осадков в среднем за год составляет 600–700 мм. Величина слоя испарения изменяется от 450 мм на северо-западе до 550 мм на юго-востоке. Слой стока колеблется от 110 мм (бассейн Припяти) до 280 мм (бассейн Немана, Зап. Двины) в год.

Скорость переноса различных видов воды изменяется в широких пределах, поэтому и периоды расходования и возобновления воды также различны. Они изменяются от нескольких часов до нескольких тысячелетий. Воды, входящие в состав живых организмов, возобновляются в течение нескольких часов. Это самая активная форма водообмена. Запасы почвенной влаги имеют примерно годичный период накопления и расходования. Атмосферная влага, образующаяся при испарении воды с океанов, морей и суши, возобновляется в среднем через 8 дней.

Единовременные объемы воды в речных руслах почти полностью возобновляются в среднем за 16 суток. Период возобновления свободных подземных вод земной коры до уровня минус 2000 м составляет около 1400 лет. Время возобновления запасов воды в озерах изменяется в больших пределах: для малых озер в засушливых областях – около года, а для наиболее крупных озер – до нескольких сотен лет. Полное возобновление водных ресурсов величайшего пресноводного озера мира Байкал происходит в течение 380 лет.

Полное возобновление вод мирового океана происходит примерно через 2700 лет. Эта цифра получена путем деления объема вод океанов (1338,5 млн км³) на ежегодный расход воды из них на испарение (505 тыс. км³).

Общая водная поверхность мирового океана равна 361,3 млн км², средняя глубина – 3,7 км. Мировой океан подразделяется на океаны, моря, заливы, бухты и проливы.

2.2. Уравнение водного баланса

Соотношение прихода и расхода воды с учетом изменения ее запасов за выбранный интервал времени для рассматриваемого объема называется **водным балансом**.

Математическое выражение, описывающее водный баланс, называется уравнением водного баланса. Чтобы составить уравнение вод-

ного баланса земного шара, запишем условия равенства прихода и расхода воды в океане и на суше:

$$X_o + Y = E_o; \quad X_c - Y = E_c, \quad (2.1)$$

где X_o – среднегодовые осадки на поверхности океанов и морей;

X_c – среднегодовые осадки на поверхности суши;

E_o – среднегодовое испарение с океанов и морей;

E_c – среднегодовое испарение с поверхности суши;

Y – среднегодовой сток речных бассейнов.

Суммируя равенства (2.1), получаем:

$$X_o + X_c = E_o + E_c, \quad (2.2)$$

т. е. количество воды, испаряющейся с поверхности океанов, морей и континентов, равно количеству осадков, выпадающих на их поверхности.

Уравнение водного баланса может быть составлено не только для земного шара, но и для любого водного объекта (озеро, водохранилище и др.), речного бассейна, участка территории, страны. Уравнение водного баланса выражает закон сохранения материи.

Уравнение водного баланса континента за многолетний период записывается следующим образом:

$$X_a + X_e + X_k = Y + U + E, \quad (2.3)$$

где X_a – осадки, выпадающие за счет влаги, принесенной из океана и сопредельных территорий;

X_e – осадки, образующиеся за счет местного испарения;

X_k – конденсация влаги;

Y – речной сток;

U – подземные воды;

E – суммарное испарение.

В практических расчетах компонентов водного баланса это уравнение используют в упрощенном виде:

$$X = Y + U + E, \quad (2.4)$$

где X – суммарные осадки на континенте, включая конденсацию влаги.

2.3. Уравнение водного баланса речного бассейна

Бассейном реки называют часть земной территории, с которой вода по поверхности и подземным путем стекает в реку. Бассейн реки (озера, водохранилища) состоит из поверхностного и подземного водосборов. Участок земной поверхности, с которого стекают воды в отдельную реку (озеро) или в речную систему, представляет собой **поверхностный водосбор**. **Подземный водосбор** – толща почвогрунтов, из которых вода поступает в реки, озера и водохранилища. Соответственно, различают поверхностный и подземный (грунтовый) стоки (рис. 2.1) [1]. Несовпадение поверхностного и подземного водосборов наблюдается у малых рек и рек, у которых из-за геологических условий происходит активный водообмен между бассейнами.

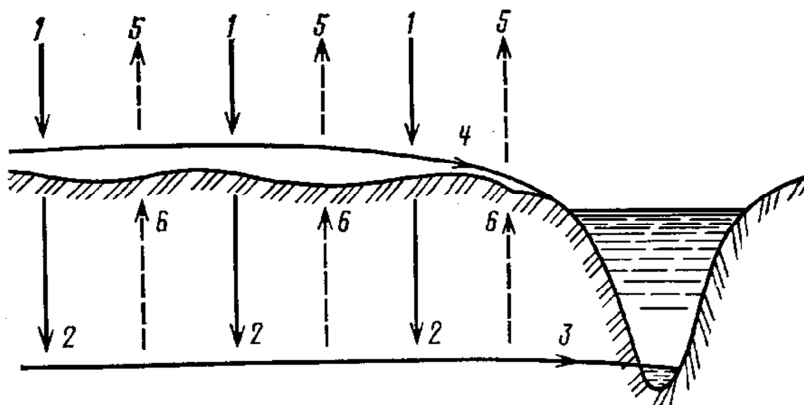


Рис. 2.1. Схема водного баланса речного бассейна:
1 – осадки; 2 – инфильтрация; 3 – подземный сток; 4 – поверхностный сток;
5 – испарение; 6 – капиллярное поднятие и испарение

Границы подземного водосбора определить трудно. Границы поверхностного водосбора фиксируются достаточно точно водораздельной линией, которая проводится по наивысшим точкам местности, ограничивая участок земной поверхности, с которой поверхностный сток поступает в данную реку. Водораздельная линия определяется по карте с горизонталями. Эта линия представляет замкнутый контур, отделяющий смежные водосборы рек. На практике за площадь бассейна реки обычно принимается площадь поверхностного водосбора.

Нижний створ в реке, ограничивающий рассматриваемый бассейн, называется **замыкающим створом**. У замыкающего створа гидротрическими методами определяется речной сток.

Основными компонентами водного баланса речных бассейнов являются **осадки X , сток Y и испарение E** .

При составлении уравнения водного баланса речного бассейна за определенный промежуток времени (месяц или год) необходимо учитывать также изменение запасов влаги U в бассейне: возрастание или убывание снежного покрова, изменение запасов воды в озерах, болотах и поймах рек, накопление и расходование грунтовых и почвенных вод. Величина U может иметь как положительное (при накоплении влаги в бассейне в многоводные периоды), так отрицательное (в маловодные периоды) значение. Учитывается также **подземный водообмен W** смежных подземных водосборов; W имеет знак плюс при поступлении воды за пределы рассматриваемого водосбора и минус в обратном случае. Следовательно,

$$X = Y + E + (-) U + (-) W. \quad (2.5)$$

Величина W с увеличением площади водосбора убывает, поэтому для достаточно больших водных бассейнов можно считать, что $W = 0$. Тогда уравнение принимает вид:

$$X = Y + E + (-) U. \quad (2.6)$$

Это уравнение можно использовать для годового интервала, включающего периоды накопления и расходования влаги в рассматриваемом речном бассейне. Такой интервал называется **гидрологическим годом**. В климатических условиях РБ начало гидрологического года принимается 1 октября или 1 ноября. В это время переходящие из года в год запасы влаги незначительны. Для рек со стоком снежного и дождевого происхождения к гидрологическому году следует отнести периоды накопления снега, снеготаяния, половодья, интенсивных дождей и период стока осенних дождей.

Уравнение водного баланса широко используется в инженерной гидрологии в качестве основы для различных водобалансовых расчетов.

Для многолетнего периода за n лет наблюдений уравнение водного баланса речного бассейна имеет вид:

$$1/n \sum_1^n X = 1/n \sum_1^n Y + 1/n \sum_1^n E + (-) 1/n \sum_1^n U. \quad (2.7)$$

Третий член U в правой части уравнения (2.7) для многолетнего периода стремится к нулю, поэтому

$$X_0 = Y_0 + E_0, \quad (2.8)$$

где X_0, Y_0, E_0 – норма соответственно осадков, стока и испарения.

Среднеарифметическая характеристика гидрологической величины за многолетний период такой продолжительности, при увеличении которой полученное среднее значение практически не меняется, называется **нормой гидрологической величины**.

Поделив левую и правую части уравнения (2.8) на X_0 , получим

$$Y_0 / X_0 + E_0 / X_0 = 1. \quad (2.9)$$

Отношение объема (или слоя) стока к количеству выпавших на площадь водосбора осадков, обусловивших сток, $Y / X = \eta$ называется **коэффициентом стока**. Отношение объема испарения к количеству осадков $E / X = \Psi$ называется **коэффициентом испарения**. С учетом этих понятий уравнение (2.9) принимает вид:

$$\eta_0 + \Psi_0 = 1, \quad (2.10)$$

где η_0 – норма коэффициента стока;

Ψ_0 – норма коэффициента испарения.

Каждый из этих коэффициентов изменяется от 0 до 1,0, а их сумма равна 1. Для территории стран СНГ $\eta_0 \approx 0,37$, а для РБ $\eta_0 = 0,25-0,30$.

В районах избыточного увлажнения коэффициент η_0 достигает 0,7, в засушливых и пустынных районах уменьшается до нуля. Не следует смешивать испарение с поверхности водосбора с испарением только с водной поверхности. Последнее в засушливых районах может во много раз превышать осадки.

2.4. Единицы измерения стока воды

Сток в зависимости от решаемой задачи может выражаться в виде расхода воды Q , объема стока W , модуля стока q и слоя стока Y . **Расход Q** – это объем воды, прошедшей через поперечное сечение водотока за единицу времени, $\text{м}^3/\text{с}$.

Объем стока W – это объем воды, стекающей с водосбора за какое-либо время T (больше секунды). Следовательно, $W = TQ$. Объем стока выражается в м^3 или в км^3 с указанием, за какой период (месяц, год и т. п.) ведется расчет.

Количество воды, стекающей с единицы площади водосбора в единицу времени, называется **модулем стока**. Модуль стока q [$\text{л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$] равен:

$$q = 10^3 Q / F, \quad (2.11)$$

где F – площадь водосбора, км^2 .

Эта характеристика широко используется в гидрологических расчетах. Она удобна для сравнения удельной водоносности водосборов рек. Например, для верховья Днепра средний годовой модуль стока достигает 7, а для малых рек Припятского района отмечаются самые низкие значения модуля: 3–4; для Москвы – 6; Батуми – 50 $\text{л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$.

Если сток сравнивают с осадками и испарением, то говорят о **слое стока Y** , т. е. количестве воды, стекающей с площади водосбора за какой-либо интервал времени, равном толщине слоя, равномерно распределенного по площади этого водосбора (например мм в год).

Слой стока Y (мм) и модуль стока q [$\text{л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$] связаны следующим образом. Объем воды W (м^3 в год), стекающей за год с площади водосбора F (км^2), составит:

$$W = 10^3 Y F. \quad (2.12)$$

Этот объем воды стекает с водосбора за $31,5 \cdot 10^6$ с. Подставив размерности Y , q , F и W , получим:

$$31,5 \cdot 10^6 q F / 10^3 = 10^3 Y \cdot F \quad \text{или} \quad 31,5 \cdot 10^6 q / 10^3 F = 10^3 Y \cdot F,$$

откуда

$$Y = 31,5q. \quad (2.13)$$

К безразмерным характеристикам стока относится **модульный коэффициент стока** K , равный отношению модуля стока q за рассматриваемый период, например за год, к его норме q_0 . Модульный коэффициент можно вычислить и по расходам воды Q и Q_0 :

$$K = q / q_0 = Q / Q_0, \quad (2.14)$$

где Q – расход воды за рассматриваемый период, например за год, м³/с;

Q_0 – среднемноголетний расход (норма расхода), м³/с.

2.5. Общие сведения об озерах и водохранилищах Беларуси

Озерами называются природные водоемы, расположенные в котловинах или впадинах земной поверхности.

Озера являются важнейшей и неотъемлемой частью поверхностных вод Беларуси. Всего их насчитывается около 11 тыс. общей площадью зеркала около 2000 км² и объемом воды более 6 км³. Значительная часть объема воды (21,6 %) содержится в озерах с площадью 1–5 км², которые составляют 23,1 % общего их числа. Относительно крупных озер с площадью более 20 км² насчитывается десять [19]. Наибольшие среди них – озеро Нарочь площадью 79,6 км² и озеро Червоное – 43,6 км². Около 40 % озер Беларуси относится к числу мелководных с максимальной глубиной менее 5 м; 30 % озер имеют глубину 5–10 м, 24 % озер имеют глубину 10–25 м, а глубоких водоемов с максимальной глубиной более 25 м – только 6 %. Самое глубокое озеро Долгое (Глубокский район, бассейн реки Шоша) достигает глубины 53,7 м.

Наиболее крупные и глубокие озера расположены в Белорусском Поозерье, в бассейнах рек Западная Двина и Неман, где преобладают озера холмисто-моренного ландшафта, представляющие собой или скопления озер в понижениях рельефа между холмами, или водоемы, возникшие в результате формирования речных долин ледниковыми отложениями. Здесь расположено около 4000 озер. В бассейне Западной Двины сконцентрировано 84 % объема воды всех

озер Беларуси. Многочисленные небольшие озера речного (старичного) типа приурочены к Полесью, где общее число озер в бассейнах рек Припять и Западный Буг достигает около 6000, наиболее крупные из них – Червоное, Выгоновское, Ореховское. В центральной части Беларуси озерных водоемов мало, наиболее известное из них – озеро Свитязь, расположенное в карстовой котловине на Новогрудской возвышенности [6].

В целом территория Беларуси в пределах Восточно-Европейской равнины относится к регионам с повышенной озерностью (отношение площади озер к площади территории региона, на которой они находятся). Однако распределение озер по территории Беларуси и бассейнам рек весьма неравномерно. Величина озерности имеет широкий диапазон изменения и варьируется от 0,01 % до 12 %.

Наиболее развитые озерно-речные системы приурочены к таким краевым ледниковым образованиям, как Браславская, Невельско-Гродненская, Свенцянская, Ушачская, Лукомльская. В пределах территории наибольшая озерность (12 %) характерна для бассейна р. Друйка – 73 озера общей площадью 124,9 км². Высокой степенью озерности отличаются бассейны таких малых рек, как Дрыса (9,6 %), Туровлянка (8,4 %), Кривинка (5,2 %), Бельчица (7,6 %), Волга (4,8 %), Сечна (4,4 %). Если средняя величина озерности для всей Западной Двины в пределах Беларуси составляет около 2,3 %, то для бассейна Вилии значительно ниже – 1,5 %. Однако в пределах Нарочанского озерного комплекса, приуроченного к Свенцянским краевым грядам, озерность достигает 9 %.

В целом озерность в пределах мозаичного холмисто-моренно-озерного типа рельефа для всего Белорусского Поозерья составляет более 3 %. В пределах центральной Беларуси наблюдается низкая озерность. Для бассейна Немана этот показатель не превышает 1 %, а для бассейна Днепра с его преимущественно равнинным рельефом в среднем не превышает 0,1 %.

Водохранилища – это искусственные водоемы, как правило, образованные водоподпорными сооружениями (плотинами).

На территории Беларуси насчитывается порядка 160 водохранилищ разного хозяйственного назначения: для орошения сельскохозяйственных земель, технического водоснабжения, гидроэнергетики, рекреации и др. К водохранилищам отнесены искусственные водоемы и зарегулированные озера, полный объем которых составляет

1 млн м³ и более. Общий объем водохранилищ республики составляет порядка 3400 млн м³, а полезный – около 1200 млн м³.

Преобладают русловые (речные) водохранилища (52 %), на долю водоемов наливного и озерного типов приходится 35 % и 13 % соответственно. Наибольшее количество водохранилищ создано в бассейне Припяти (57 водоемов) и Днепра (50), наименьшее – в бассейнах Вилии (5) и Западного Буга (11). Наибольшие по объему водохранилища находятся в Витебской области (Лукомское, Освейское) и Минской области (Вилейское, Заславское). В 2015–2020 гг. создан ряд крупных водохранилищ для целей гидроэнергетики: Гродненская и Немновская ГЭС в бассейне Немана; Полоцкая и Витебская ГЭС в бассейне Западной Двины; проектируются, строятся и восстанавливаются ГЭС в бассейне р. Днепр и на других реках.

Особую группу образуют водохранилища озерного типа, которые используются в качестве водоемов-охладителей при ГРЭС (Белое, Лукомское). Эти водохранилища отличаются особым термическим режимом.

Водохранилища рекреационного назначения создаются в пригородных зонах. Первое рекреационное водохранилище в Минске – Комсомольское озеро – было построено в 1941 г., второе в 1955 г. – Заславское. С вводом в эксплуатацию Вилейско-Минской водной системы (ВМВС) и водным благоустройством Минска связано создание в 1975–1976 гг. водохранилищ Криница и Дрозды. Эти водоемы вместе с Заславским водохранилищем и Комсомольским озером зарегулировали р. Свислочь в пределах города, а с учетом построенного ранее Чижовского водохранилища создан первый в Беларуси каскад малых водохранилищ. В составе ВМВС в настоящее время насчитывается 14 водохранилищ. Наиболее крупные из них: Вилейское – объемом 260 млн м³, площадью зеркала 73 км²; Заславское – объемом 108 млн м³, площадью 31 км².

Одновременно с завершением строительства системы выше Минска были введены в эксплуатацию водохранилища: «Криница» – объемом 3,0 млн м³ и площадью 1,15 км², «Дрозды» – объемом 6,4 млн м³ и площадью 2,4 км², проведена реконструкция Заславского водохранилища. Цнянское водохранилище стало зоной массового отдыха населения северо-восточной части г. Минска.

В Беларуси построено также большое количество прудов для различных целей. Общая площадь прудов (включая рыбхозы) состав-

ляет 370 км², общий их объем – 560 млн м³. Наиболее крупные рыбхозы расположены в Брестской («Локтыши», «Селец», «Полесье», «Новоселки») и Гомельской («Волма», «Красная Слобода», «Любань») областях.

Водные ресурсы Беларуси включают также пруды, построенные с целью орошения, хозяйственно-бытового и противопожарного использования, а также рекреации. Большое количество прудов расположено в бассейне р. Днепр (без р. Припять) – 35 %, в бассейне р. Неман – 32 %, в бассейне р. Припять – 21 %. Распределение прудов по областям республики следующее: Витебская – 9 %, Гомельская, Гродненская, Могилевская – около 15 %, Брестская – 17 %, Минская – 30 %.

Одной из характеристик озер и водохранилищ являются волнения. Это результат воздействия ветра на водную поверхность. Волнения зависят от ряда факторов, из которых основными являются: сила и продолжительность ветра, длина разгона и высота волны, глубина водоема. Высота волн на озерах и водохранилищах при достаточно больших разгонах и глубинах может достигать 1 м и более.

Волны обладают большой разрушительной силой. Достигая берегов или каких-либо инженерных сооружений, они могут вызвать значительные деформации или разрушения. На основании специальных инженерных расчетов проектируют волнозащитные сооружения и крепления берегов [18].

3. РЕКИ И ИХ ФОРМИРОВАНИЕ. ДОЛИНЫ И РЕЧНЫЕ РУСЛА

3.1. Общая характеристика рек

Рекой называется водоток значительных размеров, имеющий четко выраженное русло с уклоном дна.

Реки, как правило, имеют постоянное течение, некоторые из них в засушливых районах временно пересыхают, а в районах сурового климата перемерзают.

В зависимости от характера рельефа реки делят на два вида:

- 1) равнинные – протекающие по низменностям и равнинам с высотой до 350 м над уровнем моря;
- 2) горные – протекающие через хребты и нагорья высотой более 350 м.

Система постоянных и периодических водотоков (рек, каналов), озер, водохранилищ, болот на данной территории составляет **гидрографическую сеть** этой территории. Совокупность рек, сливающихся вместе и выносящих свои воды в виде общего потока, называется **речной системой**.

Река, которая принимает в себя другие водные потоки (реки, ручьи) и впадает в море или озеро, называется **главной рекой**, а реки, впадающие в нее, называются **притоками**. Притоки, непосредственно впадающие в главную реку, называются притоками первого порядка, а их притоки – притоками второго порядка и т. д.

Речные системы очень разнообразны по своему рисунку в плане, но их можно свести к нескольким типам: а) центростремительный – притоки направлены по радиусу к центру; б) древовидный – речная сеть напоминает рисунок дерева; в) перистый – напоминает строение пера. Встречаются и другие типы.

Каждая река имеет исток, т. е. место, откуда река берет начало. Истоками реки могут служить озеро, ледник, болото, источники (родники) или место слияния образовавших ее двух рек.

Реки, вытекающие из озер, имеют хорошо выраженный исток. Примером может служить р. Ангара, вытекающая из озера Байкал, р. Нева – из Ладожского озера.

В равнинных районах реки могут вытекать из болот. Так, из Пинских болот вытекают притоки Днепра и Вислы.

При слиянии двух рек за исток принимается начало водотока большей реки, а при одинаковом их протяжении – исток левой со-ставляющей.

Обычно на сравнительно крупных реках выделяют участки верхнего, среднего и нижнего течений. Верхнее течение рек характеризуется большими уклонами и скоростями, малыми глубинами, значительной размывающей и транспортирующей деятельностью потока. В среднем течении рек значительно увеличивается ширина русла и водность за счет впадения притоков, уменьшаются уклон и скорости течения, ослабевает эрозионная деятельность потока. В нижнем течении наблюдается затухание эрозионной деятельности реки, меньшим становится уклон, происходит расширение русла. Из-за уменьшения уклона в нижнем течении некоторых рек происходит интенсивное отложение продуктов размывов, приносимых рекой, что способствует дроблению русла на отдельные рукава и притоки.

Место, где река впадает в другую реку, озеро (водохранилище) или море, называется устьем. В устьях, особенно морских и озерных, в результате взаимодействия водоема и реки образуются весьма сложные формы рельефа и системы проток.

Устья рек обычно подразделяются на два основных типа: дельту и эстуарий.

Дельтой называется разветвленное устье, формирующееся при впадении реки в мелководную часть моря в результате отложения приносимых ею наносов. **Эстуарий** представляет собой однорукавное расширяющееся и часто глубокое устье, свойственное, главным образом, приливным побережьям; эстуарии, не подверженные действию приливов, называют **лиманами**.

Реки в плане всегда имеют извилистое очертание. Извилистость зависит от рельефа местности, по которой протекает река, степени устойчивости грунтов, слагающих долину и берега русла, а также динамических характеристик потока.

Извилистость реки характеризуется **коэффициентом извилистости $K_{и}$** , который определяется отношением длины участка реки L_y (обычно измеряется по карте) к длине прямой l , соединяющей начало и конец участка:

$$K_{и} = L_y / l, \quad (3.1)$$

где $K_{и} > 1$.

Река на своем протяжении может иметь различную извилистость. Поэтому первоначально коэффициенты извилистости вычисляют для отдельных участков, а затем находят их общий коэффициент.

Длиной реки называют расстояние между истоком и устьем. Измерение длины реки рекомендуется производить по картам крупного масштаба или аэрофотоснимкам от устья как от более определенной точки реки.

Длина реки L вычисляется по формуле

$$L = L_{\text{изм}} K_{\text{и}}, \quad (3.2)$$

где $L_{\text{изм}}$ – измеренная длина реки по прямой.

Длина реки не является постоянной величиной и может меняться в небольших пределах вследствие образования нового русла, размыва берегов, блуждания по местности, промыва новых русел.

В Республике Беларусь имеется 20,8 тыс. рек общей длиной 90,6 тыс. км. Число малых рек длиной до 10 км составляет 19,3 тыс. (93 % от общего числа рек) протяженностью 48,8 тыс. км (53 % общей длины рек). Средних рек длиной $L = 101\text{--}500$ км – 41 (0,2 % всех рек) суммарной длиной 6,7 тыс. км (8 % общей длины). На территории Беларуси протекает 9 больших рек длиной более 500 км, основные характеристики которых приведены в табл. 3.1.

Таблица 3.1

Основные характеристики больших рек Беларуси

№ п/п	Название реки	Длина, км		Площадь водосбора, км ²		Средний годовой расход воды, м ³ /с	
		общая	в пределах РБ	общая	при выходе за пределы РБ	в устье реки	при выходе за пределы РБ
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Днепр	2145	700	504 000	105 000	1670	651
2	Западная Двина	1020	328	87 900	63 300	666	468
3	Неман	937	459	98 200	35 000	685	214
4	Припять	761	500	121 000	109 300	448	403
5	Сож	648	493	42 140	–	219	–

1	2	3	4	5	6	7	8
6	Березина (приток Днепра)	613	613	24 500	–	142	–
7	Западный Буг	826	169	73 470	20 900	280	83,4
8	Вилия	510	276	25 100	11 050	186	79,6
9	Горынь	659	82	27 700	560	110	110

На долю малых рек, ручьев, временных водотоков длиной до 100 км приходится 99,9 % общего числа водотоков; суммарная длина их около 91 % общей длины всех водотоков.

В России имеется 6 рек длиной более 3000 км. На первом месте по этой характеристике стоят Обь с Иртышом – 5570 км, далее следует Лена (4400 км) и Енисей (4090 км).

Степень насыщенности территории водотоками характеризуется **коэффициентом густоты речной сети D** , который равен отношению суммарной длины всех водотоков $\sum L$ к площади территории F и измеряется в км/км²:

$$D = \sum L / F. \quad (3.3)$$

По территории СНГ густота речной сети изменяется от нуля в пустынях Средней Азии и до 2 км/км² на Кавказе и в Карпатах.

Среднее значение коэффициента густоты речной сети для территории Беларуси составляет $D = 0,44$ км/км².

3.2. Морфометрические характеристики речного бассейна

Основной характеристикой речного бассейна является **площадь поверхностного водосбора**. Площадь водосбора определяется как площадь горизонтальной проекции территории обычно до замыкающего створа, ограниченной водоразделом. Находится она путем планиметрирования или с помощью палетки по топографической карте крупного масштаба, на которой предварительно проводится линия водораздела.

В зависимости от площади водосбора реки условно делятся на большие, средние и малые. К категории больших рек относятся реки, имеющие площадь водосбора более 50 000 км². К средним относятся реки, имеющие площадь от 2000 до 50 000 км². К категории малых – реки с площадями менее 2000 км².

Так, самая крупная река мира – Амазонка (Южная Америка), $L = 6400$ км, $F = 7\,180\,000$ км²; самая длинная река – Нил ($L = 6670$ км, $F = 2870$ км²). Река Миссисипи (Северная Америка) имеет площадь водосбора $F = 3\,268\,000$ км², длину $L = 6420$ км. Самая крупная в России – река Обь (с Иртышом) – имеет $F = 2\,990\,000$ км² ($L = 5570$ км); Волга – $F = 1\,360\,000$ км² ($L = 530$ км).

Длина бассейна L_b (км) – расстояние по прямой от устья реки до наиболее отдаленной точки бассейна.

Средняя ширина бассейна $B_{б.ср.}$ (км) – определяется путем деления площади бассейна на его длину: $B_{б.ср.} = F / L_b$. Наибольшая ширина бассейна B_{max} определяется по прямой, нормальной к оси бассейна (линия, по которой определялась его длина), в наиболее широком месте.

В качестве морфометрического параметра может быть использовано безразмерное отношение $K_{бас} = \sqrt{F / L}$ (L – длина реки). В среднем для больших рек $K_{бас} = 0,35$. Для небольших рек ($F < 250$ км²) коэффициент возрастает до 0,6 и более.

3.3. Факторы формирования речного стока

1. **Географическое положение бассейна** определяется координатами (широтой и долготой) местности, между которыми он находится. Географическое положение бассейна указывает на его расположение по отношению к бассейнам других рек, горных хребтов, близость или отдаленность от морей, пустынь и др.

2. **Климатические условия бассейна** являются определяющими в водном питании рек и формировании стока. Главными из климатических факторов являются атмосферные осадки (количество, интенсивность и распределение в году), мощность снежного покрова и запасы воды в нем, испарение, температура и влажность воздуха, недостаток его насыщения, ветер.

3. Геологическое строение и почвы бассейна определяют характер и размер подземного питания рек, потери осадков на просачивание, появление заболоченных пространств и пр.

4. **Рельеф бассейна** является существенным фактором, определяющим водность рек и характер их режима. Он влияет на количество, характер выпадения и распределения осадков по территории бассейна, а также на условия стекания воды по ее поверхности.

5. **Растительный покров.** Большую роль в формировании режима реки играет лес. Он влияет на количество и распределение осадков по территории, их расходование на испарение, накопление подземных вод и скорость стекания воды. Количественной характеристикой степени залесенности речных бассейнов является **коэффициент лесистости**, представляющий собой отношение площади лесов, расположенных в бассейне, к общей площади бассейна. Он может выражаться в процентах или в долях единицах.

6. **Озерность, заболоченность** оказывают влияние как на величину годового стока, так и на распределение его по сезонам года. Годовой сток рек снижается из-за повышенного испарения с водной поверхности. Уменьшаются максимальные расходы воды во время половодья, повышается минимальный сток в маловодные периоды.

7. Существенное влияние на физико-географические условия бассейнов оказывает **хозяйственная деятельность человека** (распашка бассейна, лесонасаждение, создание прудов и водохранилищ, изъятие воды на орошение, сброс в реки сточных вод, гидромелиорация и т. д.).

3.4. Питание рек

Основным источником питания рек являются атмосферные осадки. Дождевые и талые снеговые воды частично испаряются, но большей частью стекают по поверхности водосбора в речную сеть. Некоторая доля их просачивается в почвогрунты, пополняя запасы подземных вод. Подземные воды, дренируемые речными долинами и руслами, тоже питают реки. В высокогорных и полярных районах реки, кроме того, питаются водами ледников и вечных снегов.

Таким образом, различают снеговое, дождевое, подземное и ледниковое питания рек. В отдельных случаях бывает трудно выделить роль отдельных видов питания в формировании суммарного стока реки; в этом случае применяют термин «смешанное питание».

В питании равнинных рек территории РБ большую роль играют талые снеговые воды. Сюда относятся бассейны рек большей части Русской равнины, Западной Сибири, Среднесибирского плоскогорья, равнинного Казахстана, северо-востока Сибири и др.

Преобладание дождевого питания наблюдается на реках западной части Европейской территории, в районах Карпат, Крыма, Кавказа.

Доля подземного питания в годовом стоке неодинакова: от 40–60 % в лесной зоне до 0–10 % в пустынной. В одних и тех же физико-географических условиях доля подземного питания увеличивается с ростом площади водосбора за счет дренирования большого числа водоносных горизонтов.

Водность рек с ледниковым питанием увеличивается в летнее время. Преимущественно ледниковое питание имеют верховья горных рек Средней Азии и Большого Кавказа. Смешанное питание рек является самым распространенным.

3.5. Речная долина и русло реки

Реки текут в узких, вытянутых в длину, обычно извилистых пониженных формах рельефа, характеризующихся общим уклоном дна, образованного действием текущей воды. Эти углубления земной коры называют **долинами**. Основными элементами поперечного профиля речной долины являются русло в период межени (период низких расходов), правобережная и левобережная поймы, склоны долины, террасы и др. (рис. 3.1) [2].

Русло – наиболее пониженная часть долины, выработанная речным потоком, по которой осуществляется сток в междупаводочные периоды и перемещение наносов. Речное русло имеет четко выраженные границы, определяемые берегами и бровками русла. Грунтовый состав дна русла сравнительно однороден.

Часть дна долины, которая затапливается в периоды высокой водности, носит название **поймы**. В поперечном сечении поймы выделяют прирусловую (более повышенную), центральную (более низкую и ровную) и притеррасную (наиболее пониженную) части. Формирование поймы связано с внутригодовыми изменениями водности реки – с прохождением половодья и паводков, несущих большое количество наносов. Различают поймы двусторонние, располагающиеся по обе стороны русла; односторонние, когда русло потока прижато

к одному из склонов долины, и чередующиеся, т. е. расположенные попеременно то с левой, то с правой стороны. У поймы нет четких границ, что является следствием постоянного изменения высоты половодья и паводков. Рельеф поймы характеризуется значительной расчлененностью. Поверхность поймы покрыта характерной травяной, кустарниковой или даже лесной растительностью.

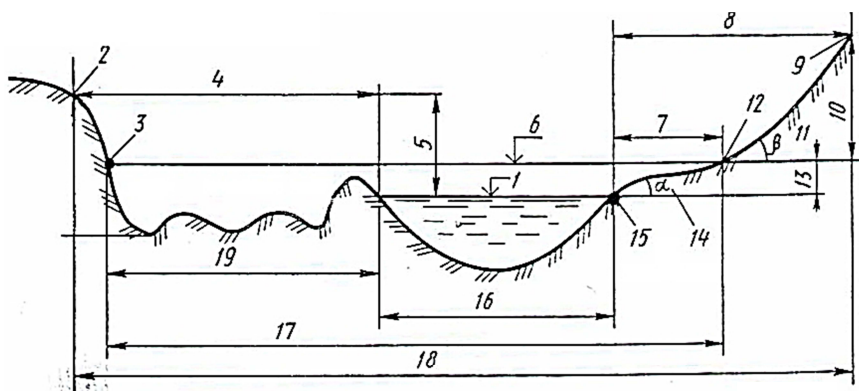


Рис. 3.1. Схема поперечного профиля долины реки:

1 – уровень воды в русле; 2 – бровка левого берега долины; 3 – урез воды на пойме; 4 – левый берег; 5 – глубина долины; 6 – уровень половодья; 7 – ширина поймы правого берега; 8 – правый берег; 9 – бровка правого берега; 10 – высота склона; 11 – крутизна склона; 12 – подошва склона; 13 – высота берега; 14 – крутизна берега; 15 – урез воды в русле; 16 – ширина реки в межень; 17 – ширина реки в половодье; 18 – ширина долины; 19 – ширина поймы левого берега

Период затопления пойм на больших реках (нерегулируемых) – 1–3 месяца, на средних – несколько недель, на малых – несколько суток. Продолжительность затопления можно регулировать следующими методами: увеличением пропускной способности русла, аккумуляцией стока водохранилищами, обвалованием, а также устройством подпорных водорегулирующих сооружений.

Линию пересечения склонов долины с поверхностью прилегающей территории называют **бровкой долины**. Линия, соединяющая наиболее глубокие точки речной долины, носит название **талвега**.

Размеры, форма долины и русла каждой реки находятся в тесной связи с величиной ее стока, гидрологическим режимом и устойчивостью грунтовых пород к размыву.

Образование и развитие речных долин практически всегда связано с работой текущей воды, структура долин определяется в большей или меньшей мере действием проточной воды и геологическими факторами. В зависимости от того, какой фактор является более существенным в процессе формирования долины, их подразделяют на следующие типы: эрозионные, образованные исключительно благодаря деятельности проточной воды; тектонические, сформированные под влиянием горнообразовательных процессов; вулканические, образованные вследствие вулканических процессов; ледниковые, отражающие в своей морфологии воздействие двигающихся ледников. В зависимости от геологического возраста и характера горных пород различен и характер поперечного профиля речных долин. На равнинных территориях, сложенных сравнительно легко размываемыми породами, чаще всего встречаются трапециевидные формы речных долин. Такие долины имеют широкое дно с вогнутыми склонами, более пологими к тальвегу.

Линию пересечения поверхности воды в русле с берегом называют урезом воды. На реке различают урезы левого и правого берегов. В равнинных условиях русла практически всех рек имеют криволинейные плановые очертания, при этом различают гидрографическую и орфографическую извилистости. Гидрографическая извилистость возникает вследствие размывающей деятельности потока в пределах дна долины. Возникающие при этом свободные изгибы русла называют **меандрами** (по названию очень извилистой реки в Древней Греции), а процесс их образования – процессом меандрирования. Извилистость, обусловленная приспособлением потока к извилинам долины (вынужденные изгибы), называют орфографической. Гидрографическая извилистость характерна для рек, долины которых сложены легкоразмываемыми мягкими грунтами, орфографическая отличает реки, текущие в долинах с трудноразмываемыми породами.

В связи с извилистостью русла закономерно изменяются по длине и глубине воды. Речное русло состоит из **плесов** (глубоководные участки на изгибах) и **перекатов** (мелководные участки). Линия, идущая по наибольшим глубинам в речном русле, носит название **фарватера**. На плесах она прижимается к вогнутым берегам, перемещаясь на перекатах от одного берега к другому. Форма поперечных сечений русла на плесах и перекатах различна.

3.6. Морфометрические характеристики русла

При определении расходов и объемов воды в реках, количества наносов и других гидравлических элементов возникает необходимость в определении **морфометрических характеристик русла**. Основой для их получения являются поперечные профили и план русла реки в горизонталях или изобатах (линии, соединяющие точки с равными глубинами, отсчитываемыми от поверхности воды).

Сечение потока плоскостью, перпендикулярной динамической оси потока (линия на плане реки, в каждой точке которой скорость течения воды имеет наибольшее значение), называют **поперечным сечением потока** (рис. 3.2). Оно ограничено снизу дном, с боков – берегами русла, а сверху – линией горизонта воды. При наличии ледяного покрова верхней границей водного сечения служит нижняя граница льда.

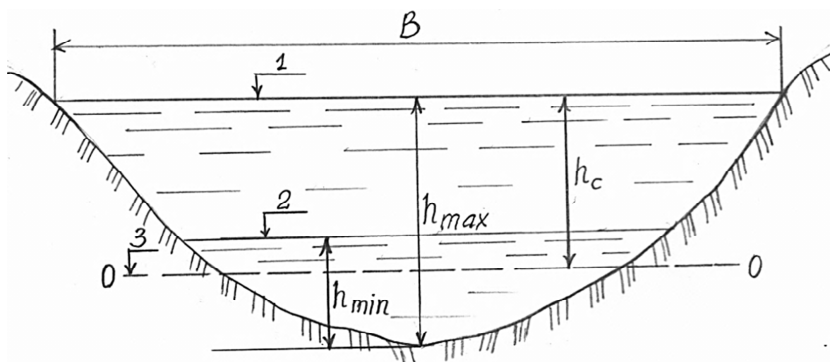


Рис. 3.2. Поперечное сечение русла:

1 – максимальный уровень воды; 2 – минимальный (наинизший) уровень;
3 – условный уровень

Различают живое водное сечение и мертвое пространство. Часть площади сечения, в которой можно измерить скорости течения воды, называют **живым сечением**. Участки, на которых скорости отсутствуют или их значения меньше тех, которые можно измерить, что наблюдается обычно у пологих берегов, заросших растительностью, называют **мертвыми пространствами**.

Основными морфометрическими характеристиками живого сечения речного потока являются ширина, площадь, средняя глубина,

максимальная глубина, смоченный периметр и гидравлический радиус (рис. 3.2).

Площадь водного сечения зависит от уровня воды в реке. **Уровень воды** – высота поверхности воды, отсчитываемая относительно некоторой постоянной плоскости сравнения. Каждому уровню воды соответствует свое поперечное (водное) сечение. С повышением уровней воды в русле реки соответственно возрастают и расходы (рис. 3.3).

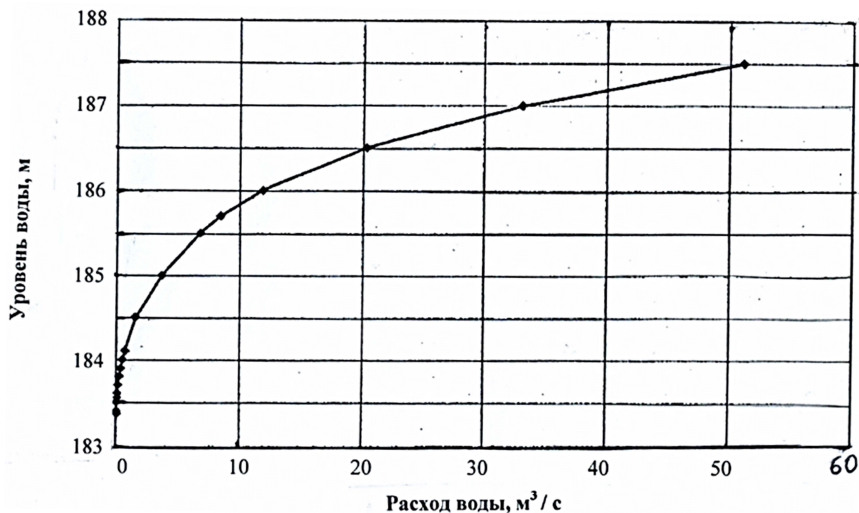


Рис. 3.3. Кривая связи уровней и расходов воды р. Уша (створ № 4)

Шириной живого сечения B называют расстояние между урезами правого и левого берегов. Каждому наполнению русла соответствует своя ширина живого сечения. Поэтому изменение ширины может быть представлено в зависимости от уровня: $B = B(H)$.

Площадь живого сечения ω с возрастанием уровня воды также увеличивается, следовательно $\omega = \omega(H)$.

Средняя глубина живого сечения $h_c = \omega / B$. В качестве дополнительной морфометрической характеристики определяют максимальную глубину русла h_{\max} по поперечному профилю реки.

Смоченный периметр χ представляет собой длину подводного контура поперечного сечения, т. е. длину линий дна и берегов меж-

ду урезами. При увеличении смоченного периметра возрастает сопротивление, оказываемое руслом движущейся жидкости за счет трения о ложе.

Гидравлический радиус $R = \omega / \chi$. Для русел равнинных рек при их значительной ширине ($B \geq 10H$) разница между смоченным периметром и шириной B русла по верху очень мала, поэтому в расчетах смоченный периметр можно заменить шириной русла по урезу, а вместо гидравлического радиуса использовать среднюю глубину.

Форма поперечного сечения русла характеризуется зависимостью между шириной русла и его глубиной. Наибольшей устойчивостью обладает русло при параболическом очертании его поперечного сечения. Наличие резких углублений и выступов дна создает застойные зоны.

Шероховатость русла обуславливается наличием неровностей на дне и берегах русла, оказывающих повышенное сопротивление течению воды. Различают абсолютную и относительную шероховатости. Высоту выступов над средней линией дна называют абсолютной шероховатостью Δ . Отношение абсолютной шероховатости Δ к средней глубине потока h_c на данном участке реки называют относительной шероховатостью.

Шероховатость русла речного потока определяется характером грунтов, слагающих дно и пойму, степенью развития донных гряд, характером растительности в меженном русле и на пойме и др. Для количественной оценки шероховатости в гидравлических расчетах применяют **коэффициент шероховатости n** , устанавливаемый по специальной шкале [12, 16]. Увеличение шероховатости вызывает уменьшение скорости потока как в русле, так и на пойме, что наглядно видно из формулы Шези: $C\sqrt{RI}$, где по формуле Н. Н. Павловского скоростной коэффициент $C = \frac{1}{n} R^y$; I – уклон русла.

3.7. Водный и гидрологический режимы рек. Фазы водного режима

Совокупность характерных изменений расходов и уровней воды во времени называется водным режимом рек. Более широким понятием является гидрологический режим водных объектов.

Гидрологический режим проявляется в многолетних, сезонных и суточных колебаниях: уровней воды (режим уровней), расходов воды Q (режим стока), ледовых явлений (ледовый режим), температуры воды (термический режим), количества и состава переносимого потоком твердого материала (режим наносов), концентрации растворенных веществ (гидрохимический режим), изменений параметров и очертания в плане русла реки (режим руслового процесса).

В зависимости от наличия или отсутствия гидротехнических сооружений, влияющих на гидрологический режим, различают зарегулированный и естественный (бытовой) режимы.

Из характеристик гидрологического режима особое место занимает режим стока рек, который характеризует степень обводнения территории, потенциальные запасы воды для целей водоснабжения, гидроэнергетики, мелиорации, а также размеры водных путей сообщения в пределах рассматриваемой территории. В режиме стока рек выделяют ряд характерных периодов (фаз) в зависимости от изменения условий питания: половодье, паводки, межень.

Половодье характеризуется наибольшей в году водностью, высоким и длительным подъемом уровней, обычно сопровождаемым выходом воды на пойму. Вызывается главным видом питания: на равнинных реках – снеготаянием, на высокогорных – таянием снега и ледников, в муссонных и тропических зонах – выпадением летних продолжительных дождей. Для рек одной климатической зоны половодье ежегодно повторяется в один и тот же сезон, но с различной интенсивностью и продолжительностью.

В зависимости от условий формирования половодье может быть весенним, летним или весенне-летним. Таяние снега на водосборах равнинных рек обуславливает весеннее половодье, таяние высокогорных снегов и ледников и выпадение продолжительных дождей – половодье весенне-летнего и летнего типа. В период половодья на реках Беларуси проходит 40–60 % годового стока.

Паводки представляют собой быстрые и сравнительно кратковременные подъемы уровня воды в реке; в отличие от половодья возникают нерегулярно. Образуются паводки в результате выпадения дождей, ливней и снеготаяния во время зимних оттепелей.

Межень – фаза водного режима, характеризующаяся малой водностью, длительным стоянием низкого уровня воды в реке вследствие сильного уменьшения или прекращения поверхностного сто-

ка; в этот период река питается, главным образом, за счет подземных вод. На большинстве рек различают летнюю и зимнюю межени. Зимняя межень совпадает обычно с периодом ледостава. Расходы воды от начала замерзания рек постепенно снижаются, достигая минимума перед вскрытием льда, что связано с истощением запасов подземных вод.

3.8. Гидрограф реки. Типовой гидрограф и его расчленение

Гидрограф – это график изменения расходов (уровней) воды во времени (обычно в течение года или сезона) (рис. 3.4). Он является основной характеристикой водного режима реки.

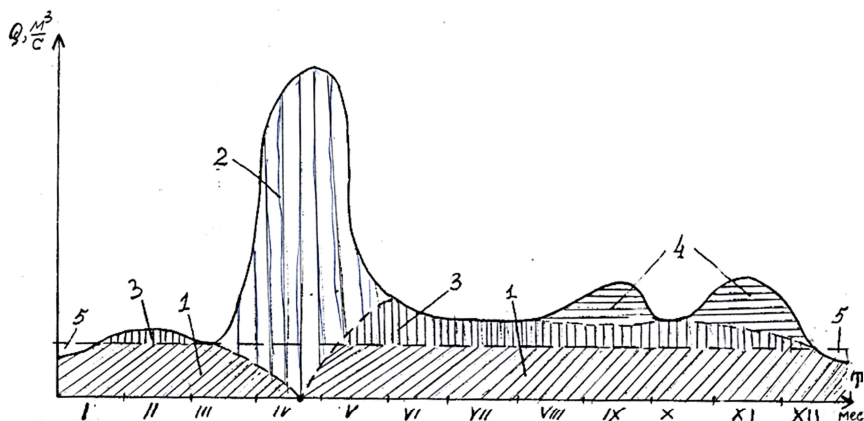


Рис. 3.4. Гидрограф и схема его расчленения по генезису:

1 – глубокое грунтовое питание; 2 – снеговое половодье; 3 – верховое подземное питание; 4 – дождевые паводки; 5 – изъятие стока на льдообразование

За типовой принимают такой гидрограф, который отражает общие черты гидрографов за многолетний период и, следовательно, свободен от случайных особенностей каждого года. При построении типового гидрографа осредняют за продолжительный ряд лет величины ординат (расходы) и абсцисс (время) характерных особенностей отдельной реки (начало половодья, наступление максимума, конец половодья, пики паводков, минимумы меженного пе-

риода). 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.

На типовом гидрографе указывают пределы колебаний (по значению Q и времени) характерных точек гидрографа.

Количественная оценка доли различных видов питания в общем балансе стока реки осуществляется путем расчленения типового гидрографа.

Существует несколько приемов расчленения гидрографа по видам питания. Наиболее простой способ расчленения гидрографа – по генезису (см. рис. 3.4), позволяющий выделить подземный сток. Этот способ заключается в том, что на гидрографе плавными линиями соединяют точки минимальных расходов перед началом весеннего половодья и в конце его, при этом в момент прохождения пика половодья принимают нулевое значение подземного питания. Подземный сток разделяется на глубинный и верховой горизонтальной линией, проведенной на высоте наименьшего расхода воды перед наступлением половодья. В осенний период выделяются дождевые паводки, а в зимний период – потери стока на образование льда.

3.9. Продольный профиль рек

Графическое изображение продольного вертикального разреза русла по линии наибольших глубин (фарватера) или по его средней линии с указанием высотного положения свободной поверхности воды и линий дна называют **продольным профилем реки**. Высота рассматриваемых точек берется над какой-либо плоскостью сравнения, например над уровнем моря. Пусть h_1 и h_2 – отметки поверхности воды (дна) в начале и конце рассматриваемого участка реки (рис. 3.5). Тогда разность указанных отметок $\Delta h = h_1 - h_2$ называют **падением свободной поверхности (дна)**. Отношение падения к длине данного участка реки определяет **уклон поверхности воды**: $I = \Delta h / l$ или дна i . Чаще всего уклон выражают в виде десятичной дроби или в промилле ($^0/_{00}$), что означает падение, выраженное в тысячных долях от длины участка. Например, если падение на расстоянии 2 км равно 1 м, то уклон равен $1 / 2000 = 0,0005$ или $0,5 \text{ } ^0/_{00}$. Уклоны поверхности воды и дна на одном и том же участке

реки, как правило, не совпадают. На каналах в условиях равномерного движения воды эти значения практически одинаковы.

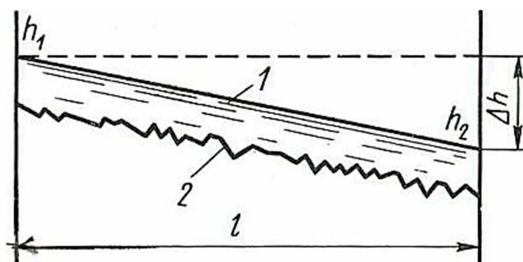


Рис. 3.5. Продольный профиль участка реки:
 1 – поверхность воды; 2 – дно реки;
 h_1 и h_2 – отметки поверхности воды (дна); l – длина участка реки

В соответствии с характером распределения падения и уклонов по длине реки существует 4 основных типа продольных профилей рек (рис. 3.6) [2].

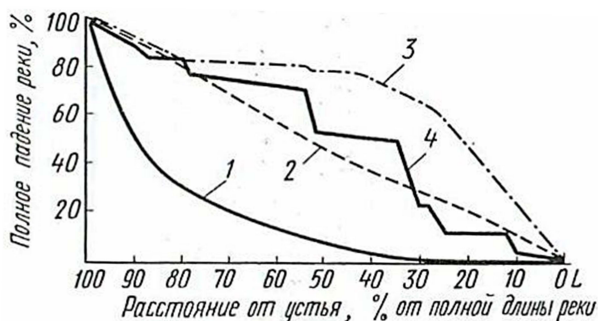


Рис. 3.6. Относительные профили рек:
 1 – профиль равновесия; 2 – прямолинейный;
 3 – сбросовый; 4 – ступенчатый

1. Плавновогнутый профиль, или профиль равновесия, встречающийся чаще всего на реках Беларуси, характеризуется вогнутой кривой, более крутой в истоках реки и пологой ближе к устью; наиболее типичен для крупных и средних рек равнинных районов с однообразными, легко размываемыми грунтами.

2. **Прямолинейный профиль**, наблюдаемый чаще всего на малых равнинных реках, характеризуется равномерными уклонами на всем протяжении реки. Близкий к прямолинейному профиль имеет, например, р. Кама.

3. **Сбросовый профиль** имеет вид выпуклой параболической кривой с малым падением в верховьях и большим в нижнем течении реки. Подобный профиль характерен лишь для рек Карелии или Кольского полуострова.

4. **Ступенчатый профиль** отличается чередованием участков с малым и сосредоточенным падением, встречается на реках, русла которых сложены трудно размываемыми горными породами. Такой профиль часто характеризуется наличием порогов и водопадов и чаще всего встречается в горных странах, например на реках Памир и Гунт (Средняя Азия).

Продольный профиль большинства рек непрерывно изменяется под влиянием многих факторов. Русло реки с течением времени стремится принять уклоны, при которых не происходит намыва или размыва дна. На равнинных реках такому состоянию соответствует плавновогнутый профиль, называемый **профилем равновесия**.

Средние уклоны рек вследствие различного рельефа изменяются в широких пределах. Наименьшие уклоны свойственны равнинным рекам: средний уклон ($^0/_{00}$) Припяти – 0,1, Волги – 0,07, Оби – 0,04. Значительные уклоны ($^0/_{00}$) имеют реки горных районов: Кубань – 1,46, Терек – 4,77. Уклоны малых рек Беларуси в северной части составляют 1–3, средних – 0,5–0,8. Канализированные реки имеют уклоны порядка 0,3–0,4 $^0/_{00}$.

3.10. Поперечный уклон водной поверхности

Кроме продольных уклонов водной поверхности в реках наблюдаются и поперечные, т. е. поперечный профиль водной поверхности представляет собой не горизонтальную линию, а характеризуется наличием превышения уровня воды одного берега над уровнем другого. Поперечный уклон водной поверхности является результатом действия центробежной силы на изгибе потока и отклоняющей силы вращения Земли (силы Кориолиса).

Каждая частица воды, движущаяся на закруглении, испытывает действие центробежной силы P_1 и силы тяжести P (рис. 3.7). Равно-

действующая этих двух сил P_0 отклоняется от вертикали в сторону вогнутого берега, а уровневая поверхность, перпендикулярная к равнодействующей, будет иметь наклон от вогнутого берега к выпуклому.

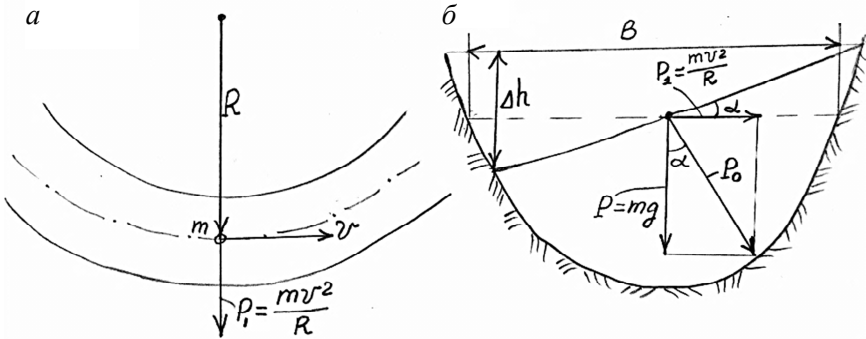


Рис. 3.7. Схема действия центробежной силы на изгибе русла:
 а – план участка реки; б – живое сечение русла

Образовавшийся поперечный уклон поверхности воды на закруглении равен:

$$I_{\text{поп}} = \text{tg} \alpha = P_1 / P = mv^2 / (Rmg) = v^2 / (Rg), \quad (3.4)$$

где m – масса частицы воды;

v – продольная скорость движения частицы;

R – радиус кривизны русла;

g – ускорение свободного падения.

Превышение уровня Δh у вогнутого берега над уровнем воды у выпуклого вычисляется по формуле

$$\Delta h = I_{\text{поп}} B = v^2 B / (Rg). \quad (3.5)$$

Так, если скорость $v = 2$ м/с, $R = 100$ м и ширина русла $B = 50$ м, то $I_{\text{поп}} = \text{tg} \alpha = 0,004$, $\Delta h = 0,2$ м, т. е. уровень воды вогнутого берега установится на 0,2 м выше, чем у выпуклого.

$$I_{\text{поп}} = v^2 / Rg = 4 / (100 \cdot 10) = 0,004,$$

$$I_{\text{поп}} = \Delta h / B = 0,2 / 50 = 0,004.$$

3.11. Действие силы Кориолиса. Закон Бэра

На движущиеся водные массы действует отклоняющая сила вращения Земли, вызываемая ускорением Кориолиса. Она направлена перпендикулярно к направлению их движения. В северном полушарии эта сила действует вправо по течению, в южном – влево.

Закономерность в асимметрии речных долин выражается в форме преобладания в северном полушарии высоких правых берегов и низких левых, а в южном, наоборот, – возвышенных левых и низких правых. Эта закономерность была впервые обнаружена русским академиком К. М. Бэром и объяснена им действием на речные потоки отклоняющей силы вращения земли вокруг оси (сила Кориолиса), в дальнейшем она стала называться **законом Бэра**. Следует отметить, что для малых рек этот закон проявляется в малой степени, здесь более существенную роль в формировании долин играют местные факторы: изгиб потока, впадение притоков, строение берегов и др.

Сила, вызываемая ускорением Кориолиса, определяется по формуле

$$P_2 = 2mv\sin\varphi, \quad (3.6)$$

где ω – угловая скорость вращения Земли, равная $2\pi / 86400$;

φ – географическая широта местности.

По аналогии с (3.4) поперечный уклон, создаваемый силой Кориолиса, равен:

$$I'_{\text{поп}} = \text{tg}\beta = P_2 / (mg) = (2\omega v\sin\varphi) / g. \quad (3.7)$$

Так как $2\omega = 0,000146$, то

$$I'_{\text{поп}} = (0,000146v\sin\varphi) / g. \quad (3.8)$$

Для примера, рассмотренного выше, т. е. при $v = 2$ м/с, $B = 50$ м и $\varphi = 55^\circ$, $I'_{\text{поп}} = 0,000025$, превышение уровня воды у вогнутого берега над уровнем у выпуклого берега $\Delta h = 0,12$ см.

Сила Кориолиса действует на русловой поток как на поворотах, так и на прямолинейных участках. Сама отклоняющая сила вращения Земли относительно мала, поэтому и поперечный уклон, вызываемый ее действием, значительно меньше, чем уклон, обусловлен-

ный центробежной силой. В тех случаях, когда направление силы Кориолиса совпадает с направлением центробежной силы, значения этих сил складываются, при противоположном направлении названных сил равнодействующая будет равна их разности:

$$P_n = P_1 \pm P_2 = mv^2 / R \pm 2m\omega v \sin\varphi = vm(v / R \pm 2\omega \sin\varphi). \quad (3.9)$$

Сравнение поперечных уклонов, возникающих под действием центробежной силы и силы отклоняющего действия вращения земли, с продольными уклонами рек показывает, что продольные уклоны всегда значительно больше поперечных, даже в тех случаях, когда обе силы действуют в одном направлении.

4. РЕЧНЫЕ НАНОСЫ. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

4.1. Энергия речного потока

При использовании рек в целях гидроэнергетики, судоходства, мелиорации земель, при строительстве водохранилищ и каналов необходимо знать закономерности развития процессов размыва, транспорта наносов и их аккумуляции, связанных с энергией потока.

Вода, стекающая под действием силы тяжести по склонам и руслам рек, непрерывно совершает работу, которая зависит от скорости движения и от переносимых масс воды.

Потенциальная энергия реки в единицу времени (потенциальная мощность) при напоре H (м) и среднем расходе воды на этом участке Q ($\text{м}^3/\text{с}$) $N_n = 10^3 gQH$, Дж. Энергия на данном участке реки, выраженная в киловаттах, называется **кадастровой мощностью** N :

$$N = gQH. \quad (4.1)$$

Мощность ГЭС определяется по формуле

$$N_{\text{ГЭС}} = g Q_p H_p \eta_{\text{ГЭС}}, \quad (4.2)$$

где $N_{\text{ГЭС}}$ – мощность ГЭС, кВт;

Q_p – расчетный расход, пропускаемый через турбины, $\text{м}^3/\text{с}$;

H_p – расчетный напор на турбины, м;

$\eta_{\text{ГЭС}}$ – коэффициент полезного действия ГЭС, $\eta_{\text{ГЭС}} = 0,8-0,98$.

Выработку электроэнергии принято выражать в киловатт-часах. Годовая выработка на крупных ГЭС выражается в миллиардах киловатт-часов.

В естественных условиях энергия воды тратится на преодоление внутреннего сопротивления движению, обусловленного перемешиванием частиц воды в турбулентном потоке, а также на трение о грунт, из которого сложено русло реки. Часть энергии рассеивается в потоке в виде тепла, а часть ее расходуется на размыв грунта, взвешивание и перенос твердого материала (наносов) в более пониженные места.

4.2. Речные наносы, основные определения и характеристики

Речными наносами называются твердые частицы, образованные в результате эрозии водосборов и размыва русел, переносимые водотоками и формирующие их ложе. Речные наносы в зависимости от характера движения в потоке подразделяются на **взвешенные** и **влекомые (донные)**. Такое деление носит условный характер, т. к. в зависимости от крупности наносов и скорости течения потока те или иные твердые частицы могут находиться во взвешенном состоянии или перемещаться по дну. Соответственно минеральные твердые частицы, переносимые потоком во взвешенном состоянии, носят название взвешенных наносов, а перемещаемые потоком по дну – донных, или влекомых, наносов. Донные наносы передвигаются в придонном слое путем скольжения, перекачивания или сальтации. Перенос частиц периодическим отрывом от дна в виде скачков называется сальтацией. Способ передвижения донных наносов зависит от скорости потока, диаметра частиц, их плотности и гидравлической крупности (см. п. 4.3).

Перемещаясь, донные наносы образуют волны, или **гряды** (рис. 4.1), которые представляют рельеф дна русла. Высота гряд h_r зависит от скорости потока и его глубины, а также от диаметра частиц. Длина гряды l_r колеблется от 5 до 30 их высот. Гряды располагаются поперек течения или под некоторым углом к нему. Продольный профиль гряды характеризуется пологим верховым откосом и крутым вогнутым низовым откосом. Частицы верхового откоса под действием потока перемещаются к гребню, а затем падают в подвалье.

Так гряды медленно передвигаются вниз по течению. Скорость передвижения гряд в 500–600 раз меньше скорости течения воды.

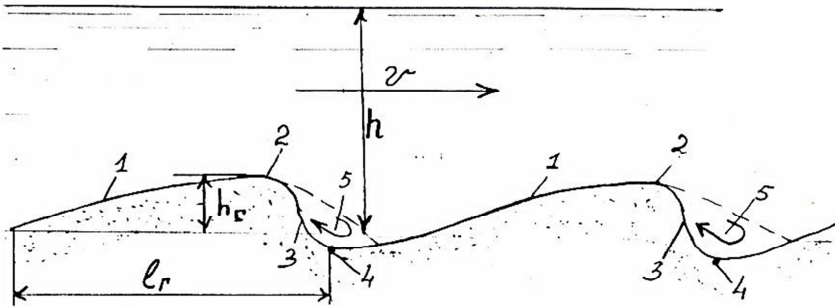


Рис. 4.1. Схема движения донных гряд:
1 – верховой откос; 2 – гребень; 3 – низовой откос;
4 – подвалье гряды; 5 – валец

Кроме того, наносы подразделяются на **транзитные** и **руслоформирующие**. Мелкие частицы переносятся к устью реки преимущественно транзитом. Более крупные частицы в зависимости от гидравлических характеристик потока (уклон, скорость, глубина) могут переноситься во взвешенном или влекомом состоянии и участвуют в процессе руслоформирования.

Количество наносов, переносимое рекой через поперечное сечение в единицу времени, называется **расходом наносов**. Обычно расход взвешенных наносов обозначается R_n (кг/с), а расход влекомых наносов – q_n (кг/с).

Суммарное количество наносов, переносимое рекой через поперечное сечение за некоторый промежуток времени (сутки, месяц, год) называется **стоком наносов (твердым стоком реки) W_n** и выражается обычно в тоннах. Так, если средний расход взвешенных наносов за время t суток равен R_n (кг/с), то

$$W_n = \sum_1^t R_n = 86,4tR_n, \text{ т}, \quad (4.3)$$

где 86,4 – коэффициент размерности ($24 \cdot 60 \cdot 60 / 10^3$).

Количество взвешенных наносов, содержащееся в единице объема воды, называется **мутностью потока** и выражается обычно в г/м^3 или кг/м^3 . Расход наносов (кг/с), выраженный через мутность S (г/м^3), будет:

$$R_n = SQ / 10^3, \quad (4.4)$$

где Q – расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$.

Концентрация частиц в потоке (мутность) речных вод значительно меняется по живому сечению реки, по ее длине и во времени. Распределение мутности по живому сечению очень неравномерно. Как правило, она возрастает от поверхности ко дну вследствие увеличения взвешенных крупных фракций наносов. Мелкие фракции ($d < 0,1$ мм) обычно распределяются довольно равномерно по глубине потока. Неравномерное распределение наносов наблюдается на участках, подверженных интенсивному размыву.

Способность потока переносить определенное количество наносов при отсутствии односторонних деформаций русла, т. е. в условиях равновесия процессов размыва и осаднения, называется **транспортирующей способностью потока**.

Транспортирующая способность обычно выражается через среднюю мутность или расход взвешенных наносов. Она равна тому максимальному значению мутности (расходу наносов), при котором осаднение и размыв наносов на данном участке взаимно уравниваются.

Если площадь поперечного сечения потока увеличивается, а скорость соответственно падает, то транспортирующая способность уменьшается, и наносы начинают осаждаться – происходит наращивание дна и заиление русла. Если же скорости увеличиваются по длине участка реки, то будет наблюдаться обратное явление – размыв дна и откосов.

Транспортирующую способность потока можно определить по формуле автора:

$$S = \frac{v^3 (\rho_s - \rho_B) \cdot 10^{-3}}{\alpha \eta R g u}. \quad (4.5)$$

Соответственно, величину **незаиляющей скорости** $v_{\text{нез}}$, м/с, при которой не будет происходить осаждение взвешенных наносов, рекомендуется определять по формуле

$$v_{\text{нез}} = \sqrt[3]{\frac{\alpha\eta SRgu}{(\rho_S - \rho_B) \cdot 10^{-3}}}, \quad (4.6)$$

где S – средневзвешенная мутность потока, кг/м³;

η – коэффициент неоднородности взвешенных наносов $\eta = d_{90} / d_{50}$ (d_{90} – диаметр частиц крупной фракции, которых содержится в составе наносов менее 90 % по массе, м; d_{50} – средний диаметр частиц наносов, м);

R – гидравлический радиус живого сечения, м;

g – ускорение свободного падения, м/с²;

u – гидравлическая крупность частиц средневзвешенного диаметра, м/с;

ρ_S, ρ_B – плотность соответственно частиц наносов и воды, кг/м³.

4.3. Гидравлическая крупность наносов

Взвешивание твердых частиц в речном потоке объясняется его турбулентным движением, обуславливающим наличие вертикальной составляющей скорости потока.

Для того чтобы оценить вертикальную составляющую скорости, необходимую для поддержания твердой частицы во взвешенном состоянии, рассмотрим процесс падения частицы в спокойной воде. Частица, опущенная в неподвижную воду, сначала падает равноускоренно, но затем, вследствие того, что сила сопротивления возрастает с увеличением скорости, а движущая сила (сила тяжести) постоянна, наступает момент, когда движущая сила и сила сопротивления уравниваются и движение становится равномерным. Скорость равномерного падения частицы в спокойной воде называется **гидравлической крупностью частицы**.

Установлено, что гидравлическая крупность частицы u зависит от геометрических размеров, формы, плотности частицы и воды, температуры воды. Так, для ламинарного режима осаждения час-

тиц диаметром $d \leq 0,05$ мм используют теоретическую зависимость Стокса:

$$u = gd^2 (\rho_s - \rho_b) / (18\mu). \quad (4.7)$$

Для переходного режима осаждения частиц ($d = 0,1-2,0$ мм) применима эмпирическая формула А. В. Караушева [20]:

$$u = (1,6 \cdot \theta - 0,16)(68d - 0,003) \left(\frac{\rho_s}{\rho_b} - 1 \right) k_t. \quad (4.8)$$

При турбулентном режиме осаждения частиц ($d > 2,0$ мм) используют формулу

$$u = k_{\text{турб}} \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_b)gd}{\rho_b}}. \quad (4.9)$$

В приведенных выше формулах (4.7)–(4.9) приняты следующие обозначения:

u – гидравлическая крупность наносов, м/с;

d – средний диаметр частиц, м;

ρ_s, ρ_b – плотность частиц наносов и воды, кг/м³;

g – ускорение свободного падения, м/с²;

μ – коэффициент динамической вязкости, зависящий от температуры воды, кг/(м·с).

θ – параметр формы частицы, равный по В. В. Романовскому:

$$\theta = d^2/ab, \quad (4.10)$$

где d – диаметр равновеликого частице шара, при $\theta > 0,6$ $d = \frac{a+b+c}{3}$;

a, b, c – длина, ширина и высота (толщина) частицы;

$k_{\text{турб}}$ – коэффициент, зависящий от формы частиц, равный $k_{\text{турб}} = 2,4 \cdot \theta - 0,7$. Для речных песчаных наносов, часто имеющих среднее значение $\theta = 0,8$, $k_{\text{турб}} = 1,22$;

k_t – поправочный температурный коэффициент, принимаемый для $d \leq 1,5$ мм по табл. 4.1.

Таблица 4.1

Температурные поправочные коэффициенты k_t

d , мм	Температура воды t , °С				
	0–2	3–7	8–12	13–17	18–22
2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1,50	0,92	0,94	0,97	1,00	1,04
1,00	0,83	0,87	0,93	1,00	1,07
0,50	0,74	0,81	0,90	1,00	1,11
0,20	0,69	0,77	0,88	1,00	1,13
0,10	0,67	0,76	0,87	1,00	1,14
$\leq 0,05$	0,66	0,75	0,87	1,00	1,14

Значения гидравлической крупности частицы средним диаметром d с учетом параметра ее формы θ при температуре воды $t = 15^\circ\text{C}$ приведены в табл. 4.2, составленной по данным исследований В. В. Романовского [12, 20]. Для другой температуры значения u из табл. 4.2 умножают на коэффициент k_t из табл. 4.1.

Таблица 4.2

Гидравлическая крупность частиц u (м/с)

Режим осаднения	d , мм	Параметр формы частиц θ				
		1,0	0,9	0,8	0,7	0,6
1	2	3	4	5	6	7
Турбулентный	100,0	2,16	1,86	1,55	1,24	0,94
	80,0	1,94	1,66	1,39	1,12	0,84
	50,0	1,53	1,32	1,10	0,88	0,67
	30,0	1,18	1,02	0,85	0,68	0,52
	20,0	0,96	0,83	0,69	0,56	0,42
	15,0	0,84	0,72	0,60	0,48	0,37
	10,0	0,68	0,59	0,49	0,39	0,30
	7,0	0,57	0,49	0,41	0,33	0,25
	5,0	0,48	0,42	0,35	0,28	0,21
	4,0	0,43	0,37	0,31	0,25	0,19
	3,0	0,38	0,32	0,27	0,22	
	2,50	0,34	0,29	0,25		
	2,20	0,32	0,28			
2,0	0,31					

1	2	3	4	5	6	7
Переходный	3,00					0,16
	2,50				0,20	0,15
	2,20			0,23	0,18	0,14
	2,00		0,26	0,21	0,17	0,13
	1,80	0,27	0,23	0,20	0,16	0,13
	1,50	0,24	0,20	0,17	0,14	0,11
	1,20	0,19	0,17	0,14	0,12	0,10
	1,00	0,16	0,14	0,12	0,10	0,09
	0,80	0,13	0,11	0,10	0,08	0,07
	0,50	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05
	0,30	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
	0,20	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
	0,10	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ламинарный	0,050			0,00195		
	0,040			0,00125		
	0,030			0,00070		
	0,020			0,00031		
	0,010			0,000078		
	0,005			0,000020		
	0,004			0,000012		
	0,002			0,0000031		

Частица диаметром d находится во взвешенном состоянии, если вертикальная составляющая скорости течения u_z больше или равна гидравлической крупности этой частицы u , т. е. $u_z \geq u$; $u_z = 0,41u_*$ (u_* – динамическая скорость потока; $u_* = \sqrt{gRI}$).

4.4. Типы руслового процесса

Поток и русло постоянно находятся в динамическом взаимодействии, обмениваясь при соответствующих условиях некоторым количеством наносов. Русло формирует структуру потока. В то же время поток, размывая грунт, создает себе русло, которое соответствует его скоростному полю. Этот процесс идет постоянно. Формирование русла водотока под воздействием текущей воды называ-

ется русловым процессом. Бывают необратимые (однаправленные) и обратимые русловые процессы. К необратимым процессам относятся медленные вековые изменения продольного профиля реки. Этот тип русловых процессов происходит при возведении гидротехнических сооружений и мостов. К обратимым процессам относят сезонные изменения на перекатах и плесах, перемещение гряд, меандрирование, возникновение протоков и их отмирание.

Русловой процесс представляет собой совокупность различных по масштабу структурных элементов. К ним относятся отдельные твердые частицы, гряды различных размеров, отдельные излучины и пойменные массивы.

Участок извилистого русла между двумя точками перегиба его осевой линии называется излучиной реки. Плановые деформации речных излучин называются **меандрированием русла**.

Наиболее распространенной формой распределения глубин меандрирующего русла является чередование мелких (перекатов) и глубоких (плесов) участков реки.

Характер деформации русла и поймы реки определяет тип руслового процесса. Различают следующие основные типы руслового процесса рек:

Ленточно-грядовый – в малоизвилистом русле происходит движение системы гряд. Расстояние между искривленными в плане грядами составляет в среднем около восьми ширин русла.

Побочневый – наблюдается чередование разнонаправленных, перекошенных гряд. В результате этого образуются побочни (песчаные отмели), которые располагаются в шахматном порядке у берегов, что способствует увеличению извилистости русла.

Ограниченное меандрирование – характеризуется слабой (не развитой) извилистостью русла. Это наблюдается там, где меандрирование ограничено склонами долины, которые располагаются достаточно близко друг к другу (узкая долина). Скорость движения излучин от 5 до 15 м/год. Шаг излучины (расстояние между точками перегиба по прямой) – 6–8 ширин русла.

Свободное меандрирование (наиболее распространено на реках Беларуси) – русло сильно меандрирует в широкой пойме. После прорыва перешейка между излучинами начинается новая излучина. Процесс прорыва ускоряется при выходе потока на пойму в половодье.

Незавершенное меандрирование – в данном случае не происходит отторжение излучины. Движение воды продолжает существовать по излучине и спрямляющему участку реки.

Русловая многорукавность – наблюдается в реках с большим расходом влекомых наносов. Наносы в межень образуют небольшие острова. Русло широкое многорукавное. Этот тип руслового процесса называется еще **осеродковым**.

Пойменная многорукавность – возникает в широких поймах и представляет собой совокупность множества рукавов.

Часто русловые процессы на реках представляют собой промежуточные формы перечисленных русловых процессов. На отдельных участках одной и той же реки могут наблюдаться различные типы русловых процессов.

Анализ русловых процессов проводится по картографическим материалам или результатам аэрофотосъемки. Этот анализ дает возможность определить безопасное место для строительства инженерных сооружений (водозаборы, насосные станции, водопропускные сооружения и др.).

4.5. Русловые деформации. Дифференциальное уравнение деформации русла

Изменения размеров и планового очертания русла, обусловленные действием водного потока, видом и характером грунтовых отложений, называют **русловыми деформациями**.

Воздействие водного потока на русло проявляется в трех видах:

- 1) размыв (эрозия);
- 2) перенос частиц (транспортирование наносов) по реке;
- 3) отложение (аккумуляция) наносов.

Эти три вида воздействия потока на естественные русла могут наблюдаться на всем протяжении реки, однако в зависимости от преобладания одного из них можно выделить участки, 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 плавновогнутому

и глубинный размыв ограничивается в основном базисом эрозии – уровнем водоема, в который впадает река. Однако нередко, особенно в горных районах, продольный профиль имеет изломы, обусловленные трудноразмываемыми горными породами, преграждающими путь реке. В таких случаях перед преградой происходит отложение наносов, а ниже нее – размыв. Размыв и отложение при этом могут чередоваться по длине реки.

Русловой поток производит работу по преобразованию самого русла в процессе русловой эрозии. Наиболее типичной разновидностью русловой эрозии является разрушение грунта в результате размыва твердых частиц русловым потоком. Продукты разрушения совместно с материалом, поступившим со склонов водосбора, частично откладываются на дне русла, а частично перемещаются вниз по течению на некоторое расстояние, вызывая заиление водоема.

В процессе размыва русла различают три характерные стадии движения наносов:

- 1) начало влечения (подвижки) отдельных зерен грунта;
- 2) начало образования гряд (стадия грядообразования);
- 3) начало взвешивания грунта.

Дифференциальное уравнение деформации русла, которое вместе с уравнениями движения воды и неразрывности потока входит в основную систему уравнений динамики русловых потоков, для плавно изменяющегося потока (при осреднении скоростей течения воды по площади живого сечения и глубины по всей ширине русла) записывают в следующем виде:

$$\frac{\partial Q_S}{\partial x} + (1 - n_S) \left(B \frac{\partial Z_S}{\partial t} + H_C \frac{\partial B}{\partial t} \right) + \frac{\partial(\omega s)}{\partial t} = 0, \quad (4.11)$$

где x – продольная координата;

t – время;

$H_C = \omega / B$ – средняя глубина;

$Z_S = Z_\omega - H_C$ – средняя высота дна (Z_ω – высота свободной поверхности);

Q_S – объемный расход наносов в плотном теле;

$S = Q_S / Q$ – средняя концентрация транспортируемых наносов (Q – расход воды);

n_S – пористость грунта в долях единицы.

Для широких русел ($B \gg H_C$) и при малой концентрации наносов уравнение (4.11) заменяют приближенным:

$$\frac{\partial Q_S}{\partial x} + (1 - n_S) B \frac{\partial Z_S}{\partial t} = 0. \quad (4.12)$$

Однако система уравнений динамики русловых потоков с учетом (4.11) и (4.12) решается численными методами только в предположении, что берега недеформируемые, а нестационарностью движения, производимой деформациями русла, можно пренебречь. Между тем, именно размыв берегов и откосов (боковая эрозия) является определяющим в нарушении устойчивости русла малых рек и каналов.

На данном этапе строгих уравнений, описывающих весь сложный механизм взаимодействия потока и русла, определяющий его устойчивость, не имеется. В практике широко применяют приближенные полуэмпирические методы оценки устойчивости русла: допускаемых (неразмывающих) скоростей, допустимой (критической) влекущей силы, подобия (критериальные и морфометрические зависимости). В последние годы получили развитие так называемые гидравлико-морфометрические методы расчета, которые основываются на гидроморфометрических зависимостях, позволяющих определять основные параметры динамически устойчивого русла (B , H_C и B / H_C), и гидравлических методах оценки размывоустойчивости грунта с помощью допускаемых неразмывающих скоростей или допустимой (критической) влекущей силы потока.

Характер деформации участка русла можно приближенно определить из уравнения баланса твердого материала (наносов):

$$R_n - R_k + R_{\Pi} = D_n, \quad (4.13)$$

где R_n , R_k – расходы взвешенных наносов соответственно в начальном и конечном створах участка, осредненные за некоторый интервал времени;

R_{Π} – суммарный расход наносов, поступающих из всех боковых притоков на рассматриваемом участке, осредненный за то же время;

D_n – среднее количество наносов, отложившихся в пределах участка или поступающих в поток вследствие размыва русла (расход деформации).

Начальное влечение однородных частиц грунта по дну в простейшем виде описывает закон Эри:

$$P_b = Av_{\Delta}^6, \quad (4.14)$$

согласно которому вес влекаемых по дну частиц P_b пропорционален придонной скорости v_{Δ} в шестой степени. Эта общая закономерность показывает, что при увеличении придонной скорости потока, например, в три раза вес частицы, передвигающейся при этой скорости, увеличивается в 3^6 , т. е. в 729 раз. Вот почему на равнинных реках влекаемые наносы состоят преимущественно из песка различной крупности, горные же реки переносят гравий, гальку, крупные валуны.

4.6. Методы расчета устойчивости русла

4.6.1. Критерии устойчивости русла

Под устойчивостью русла понимают его способность противостоять русловым деформациям. Приближенное представление о степени устойчивости русла к размыву дают **критерии устойчивости**. Наиболее известным из них является критерий В. М. Маккавеева [14]:

$$\eta_y = d / (hI), \quad (4.15)$$

где d – средний диаметр зерен грунта, м;

h – глубина потока, м;

I – уклон водной поверхности.

Автором предложен более точный критерий устойчивости дна русла, представляющий собой отношение показателя прочности грунта P_S (Па) к удельной влекущей силе потока τ (Па) [12]:

$$\eta_y = P_S / \tau. \quad (4.16)$$

Показатель P_S учитывает все основные физические и физико-механические свойства грунта и определяется по формуле

$$P_S = \gamma_1 df + c_c = g\rho_1 df + c_c = g(\rho_S - \rho_b)(1 - n_S) df + c_c, \quad (4.17)$$

где γ_1 , ρ_1 – удельный вес (Н/м^3) и плотность (кг/м^3) грунта, взвешенного водой;

d – расчетный диаметр зерен грунта, м;

f – коэффициент внутреннего трения грунта в воде;

c_c – удельное структурное сцепление грунта при разрыве в воде, Па;

ρ_s , ρ_v – плотность частиц грунта и воды, кг/м^3 ;

n_s – пористость грунта в долях единицы.

Для песчаных грунтов со средним диаметром $d = 0,1\text{--}1,0$ мм этот показатель изменяется обычно в пределах $P_s = 1,0\text{--}8,0$ Па.

Удельная влекущая сила потока τ , или касательное напряжение потока на стенках русла, равна компоненту силы тяжести воды, отнесенной к единице площади живого сечения, и принимается равной:

$$\tau = \gamma_v h l = g \rho_v h l, \quad (4.18)$$

где γ_v и ρ_v – удельный вес (Н/м^3) и плотность (кг/м^3) воды;

h – глубина воды в русле, м.

С учетом формул (4.17) и (4.18) критерий устойчивости русла можно записать в виде:

$$\eta_y = (g \rho_1 d f + c_c) / (\rho_v g h l). \quad (4.19)$$

Экспериментальным путем установлено значение η_y для различных стадий движения наносов:

$\eta_y = 12,5$ – для начала влечения (подвижки) отдельных зерен грунта;

$\eta_y = 5,2$ – для стадии начала грядообразования;

$\eta_y = 1,1$ – для стадии начала взвешивания грунта.

4.6.2. Допускаемые скорости течения воды в открытых водотоках

Наиболее широкое применение для оценки устойчивости проектируемых русел получил **метод допускаемых скоростей**. Для их определения нами предложена следующая детерминистическая модель предельного равновесия элемента грунта объемом W , находящегося на дне русла под воздействием руслового потока (рис. 4.2).

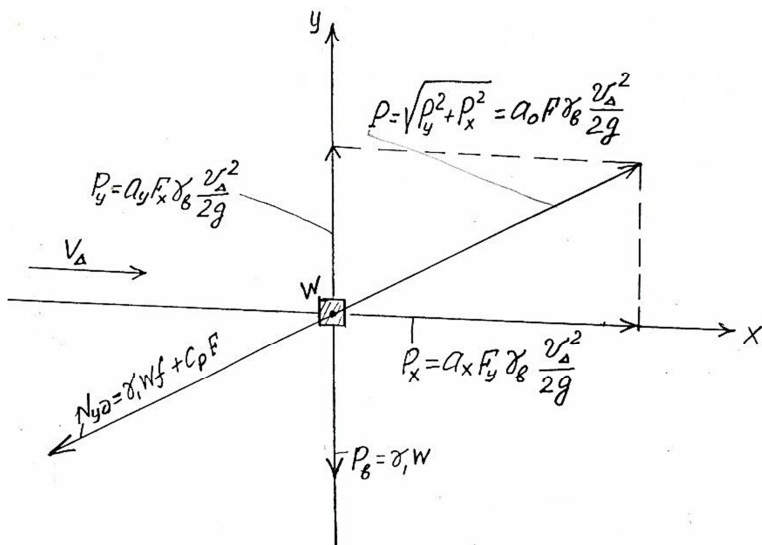


Рис. 4.2. Схема действия сил на элемент грунта на дне русла

Основным усилием, действующим на него, является лобовое гидравлическое давление P_x , создаваемое придонной скоростью v_Δ . Оно может быть выражено как часть гидродинамического (скоростного) напора:

$$P_x = a_x F_y \gamma_b v_\Delta^2 / 2g. \quad (4.20)$$

Подъемная сила P_y , возникающая за счет вертикальной составляющей актуальной скорости и несимметричности обтекания потоком элемента, равна примерно 0,25–0,33 от лобового усилия и может быть также выражена через скоростной напор:

$$P_y = a_y F_x \gamma_b v_\Delta^2 / 2g. \quad (4.21)$$

Равнодействующая P лобового и подъемного усилий (сдвигающая сила) будет равна:

$$P = \sqrt{a_x^2 F_y^2 + a_y^2 F_x^2} \gamma_b v_\Delta^2 / 2g. \quad (4.22)$$

Принимая приближенно $F_x = F_y = F$ и

$$\sqrt{a_x^2 + a_y^2} = a_0, \quad (4.23)$$

получим:

$$P = a_0 F \gamma_b v^2 / 2g,$$

где a_x, a_y – коэффициенты лобового и подъемного усилий, зависящие от условий обтекания и свойств грунта;

F_x, F_y, F – площадь проекции элемента грунта соответственно на плоскость: горизонтальную, вертикальную и перпендикулярно направленную к равнодействующей силе.

Удерживающая сила $N_{уд}$ создается вертикальным компонентом веса элемента грунта в воде, а также его силами трения и сцепления. Учитывая, что в земляных руслах угол α наклона дна к горизонту – величина очень малая, влиянием его на распределение силы веса грунта можно пренебречь и принять $\sin \alpha = 0$; $\cos \alpha = 1$, тогда

$$N_{уд} = \gamma_1 W f + c_c F. \quad (4.24)$$

Приравнивая силы, сдвигающие и удерживающие элемент грунта в верхнем слое дна, соответственно по зависимостям (4.23) и (4.24), получаем уравнение предельного равновесия:

$$a_0 F \gamma_b v_{\Delta}^2 / 2g = \gamma_1 W f + c_c F. \quad (4.25)$$

Принимая $W / F = d$ и $\sqrt{2/a_0} = a_{\Delta}$, получим формулу для определения допускаемой донной скорости потока (с учетом коэффициента условий работы n_y):

$$v_{\Delta доп} = a_{\Delta} \sqrt{\frac{n_y}{\rho_b} P_S}. \quad (4.26)$$

Для перехода от донной v_{Δ} (на высоте Δ выступов шероховатости дна) к средней по глубине h (по вертикали) скорости v_b применим степенной закон распределения скоростей по глубине:

$$v_{\Delta} / v_B = (1 + x) / (h / \Delta)^x, \quad (4.27)$$

где $x = (v_{\max} - v_B) / v_B$;

v_{\max} – максимальная скорость на вертикали.

Тогда после соответствующих преобразований получим следующую формулу для определения допускаемой средней скорости потока $v_{\text{доп}}$:

$$v_{\text{доп}} = a \left(\frac{R}{d} \right)^x \sqrt{\frac{n_y}{\rho_B} P_S}, \quad (4.28)$$

где P_S – показатель прочности грунта, Па, по (4.17);

R – гидравлический радиус поперечного сечения русла, м;

n_y – коэффициент условий работы, учитывающий влияние взвешенных наносов на размывающую способность потока; при содержании в потоке взвешенных частиц $S < 0,1$ кг/м³ можно принимать $n_y = 1$, а при их содержании $S = 0,1$ кг/м³ и более – $n_y = 1 + 2S$.

Значения коэффициента a и показателя степени x принимаются в зависимости от расчетной стадии движения наносов: $a = 2,06$, $x = 0,167$ – для стадии начала влечения отдельных зерен грунта; $a = 3,18$, $x = 0,14$ – для стадии начала образования гряд и $a = 5,96$, $x = 0,10$ – для стадии начала взвешивания грунта [12]. Значения коэффициента a_{Δ} в формуле (4.26) соответственно равны 2,27; 3,63; 6,76.

Расчетную стадию движения наносов выбирают в зависимости от назначения и параметров проектируемых водотоков. Так, водопроводящие каналы с расходом воды $Q < 5$ м³/с проектируют обычно на допускаемые скорости, соответствующие первой стадии движения наносов, каналы с расходом $Q = 5-20$ м³/с – на вторую стадию, а более крупные каналы и регулируемые русла рек с расходом $Q > 20$ м³/с – на третью стадию. Крепление русла наброской из щебня или гравия рассчитывают на первую стадию.

4.6.3. Морфометрические зависимости для определения параметров динамически устойчивого русла

Метод расчета устойчивости русел по морфометрическим зависимостям называют **гидравлико-морфометрическим методом**, так

как он основан на совместном решении морфометрического уравнения устойчивости русла и гидравлического уравнения его пропускной способности.

Морфометрическое уравнение устойчивости составлено нами исходя из данных натуральных исследований, показывающих, что отношение ширины русла по верху B к его средней глубине H_C есть величина, обратно пропорциональная критерию устойчивости русла по (4.19) [12]:

$$\frac{B}{H_C} = \lambda_C \frac{g_B H_C I}{P_S}. \quad (4.29)$$

В качестве уравнения пропускной способности русла использована **формула Шези**, в которой гидравлический радиус выражен через среднюю глубину H_C :

$$Q = \omega v = B H_C v = C B H_C^{1.5} I^{0.5}. \quad (4.30)$$

Решая совместно уравнения (4.29) и (4.30) относительно H_C , а затем B , после преобразований получим морфометрические зависимости:

$$B = I^{1/7} \left(\frac{Q}{C} \right)^{4/7} \cdot \left(\frac{g \lambda_C \rho_B}{P_S} \right)^{3/7}; \quad (4.31)$$

$$H_C = \frac{1}{I^{3/7}} \left(\frac{Q P_S}{\lambda_C g \rho_B C} \right)^{2/7}, \quad (4.32)$$

где λ_C – коэффициент стабилизации русла, $\lambda_C = 7,6$ при $d = d_{85}$ ($\eta_n = d_{85} / d_{50} > 4$) и $\lambda_C = 5,0$ при $d = d_{50}$ ($\eta_n \leq 4$);

C – коэффициент Шези, определяемый по формуле Павловского:

$$C = \frac{1}{n} \cdot H_C^y; \quad (4.33)$$

Q , I – расход ($\text{м}^3/\text{с}$) и уклон руслоформирующего потока (русло работает полным сечением).

Принимая показатель степени $y = 0,2$ (среднее значение для малых рек Беларуси), можно выразить параметры B и H_C непосредственно через коэффициент шероховатости n :

$$B = I^{0,189} (Qn)^{0,540} \cdot (\lambda_c g \rho_B / P_S)^{0,460}; \quad (4.34)$$

$$H_C = 1 / (I^{0,405}) \cdot (Qn P_S / \lambda_c g \rho_B)^{0,270}. \quad (4.35)$$

Русло с рассчитанными по уравнениям (4.34) и (4.35) параметрами обеспечивает пропуск заданного максимального расхода Q , сохраняя при этом динамическую устойчивость. Расчет русел по морфометрическим зависимостям целесообразно производить для рек с руслоформирующим расходом воды $Q > 50 \text{ м}^3/\text{с}$.

5. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ РЕЧНОГО СТОКА

5.1. Задачи гидрологических расчетов. Обеспеченность и повторяемость гидрологической характеристики

Основная задача гидрологических расчетов – количественная оценка характеристик стока, необходимых при проектировании водохозяйственных объектов. Наиболее важные характеристики: нормы годового стока, его распределение (на многолетний период и внутригодовое), максимальные расходы половодий и паводков и их гидрографы, минимальные расходы воды. Основным принцип гидрологических расчетов сводится к распространению на будущий многолетний период статистических закономерностей, установленных за имеющийся период наблюдений. В практической реализации этого принципа широко используются функции распределения ежегодных вероятностей (ФРВ) превышения гидрологических характеристик. Необходимость применения этих функций в расчетах речного стока вытекает из вероятностной природы его колебаний, обусловленных многочисленными факторами, не поддающимися точному учету (так, годовой сток формируется в зависимости от годового количества осадков, запасов влаги в бассейне, температуры и влажности воздуха и др.). Параметры ФРВ оцениваются по

имеющемуся гидрологическому ряду наблюдений. Причем данные ряда располагаются не в календарной последовательности, а в порядке убывания, формируя **статистический ряд данных**. Прежде чем использовать такой ряд данных, выявляют, нет ли в нем нерепрезентативных (резко отклоняющихся) членов вследствие естественных обстоятельств, нехарактерных для периода наблюдений заданной продолжительности, или вследствие каких-то грубых ошибок. Для этого используют особые критерии, например непараметрический критерий Диксона.

В инженерных расчетах обычно используют однородные ряды, характеризующиеся относительной устойчивостью средних характеристик стока. Изменения условий его формирования при антропогенном воздействии должны учитываться отдельно, т. к. это приводит, как правило, к неоднородности рядов.

Кривую распределения вероятностей превышения гидрологической характеристики принято называть **кривой обеспеченности**.

Обеспеченность любого члена ряда Q_i характеризует вероятность появления величины расхода воды, равного или превышающего данный член ряда. Например, если среднегодовой расход воды $Q_i = 10 \text{ м}^3/\text{с}$ имеет обеспеченность $p = 75 \%$, то это значит, что в 75 % случаев наблюдается годовой сток $10 \text{ м}^3/\text{с}$ и более. При обеспеченности $p = 5 \%$ только в 5 % случаев наблюдается такой расход и более.

Для статистического ряда исходных данных вероятность превышения, или **обеспеченность характеристики** p (%), занимающей m -е место в ряду, равна:

$$p = (m / n) \cdot 100 \%. \quad (5.1)$$

Эта зависимость предполагает очень длинный ряд ($n \rightarrow \infty$), $p = 100 \%$. Для эмпирической обеспеченности членов ограниченного ряда наблюдений С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем предложена формула

$$p = [m / (n + 1)] \cdot 100 \%, \quad (5.2)$$

которая дает высокую точность при определении обеспеченности максимальных расходов, т. е. стока малой обеспеченности. В прак-

тических расчетах эту формулу можно использовать для годового и минимального стока. Однако для минимального стока более точные значения дает формула Н. Н. Чегодаева:

$$p = [(m - 0,3) / (n + 0,4)] \cdot 100 \%. \quad (5.3)$$

Зная обеспеченность гидрологической характеристики, можно подсчитать вероятную частоту появления, или повторяемость этой характеристики в годах. Под **повторяемостью гидрологической характеристики** понимают число лет N , в течение которых она повторяется в среднем один раз. Определение повторяемости характеристики по ее расчетной обеспеченности производится по формулам:

$$N = 100 / p \quad \text{при } p < 50 \%; \quad (5.4)$$

$$N = 100 / (100 - p) \quad \text{при } p > 50 \%. \quad (5.5)$$

Отметим, что формула (5.4) применима для вычисления повторяемости при эмпирической обеспеченности максимальных расходов, а формула (5.5) – минимальных. Например, расчетная обеспеченность максимального расхода, на которую выполнен гидравлический расчет водотока $p = 10 \%$, говорит о том, что этот расход повторится один раз в десять лет ($100 / 10 = 10$). Если забор воды из русла в засушливый год должен обеспечить наличие в нем расхода 95 %-й обеспеченности, то это значит, что такой минимальный расход повторится один раз в 20 лет ($N = 100 / (100 - 95) = 20$).

Имея достаточный ряд наблюдений по годовым, максимальным или минимальным расходам, можно вычислить эмпирическую обеспеченность каждого члена ряда по формулам (5.2) или (5.3) и построить эмпирическую кривую связи обеспеченности и параметров стока (рис. 5.1). Причем в качестве параметра стока удобно использовать модульный коэффициент $K_i = Q_{\text{год}i} / \bar{Q}_{\text{год}}$.

По этой кривой можно установить величину расхода заданной обеспеченности (вероятности превышения) или с какой вероятностью будет обеспечиваться заданный расход за период наблюдений. Величина расхода заданной обеспеченности Q_p определяется как произведение $Q_p = K_p / \bar{Q}_{\text{год}}$, где K_p – модульный коэффициент за-

данной обеспеченности; $\bar{Q}_{\text{год}}$ – средний годовой расход за период наблюдений.

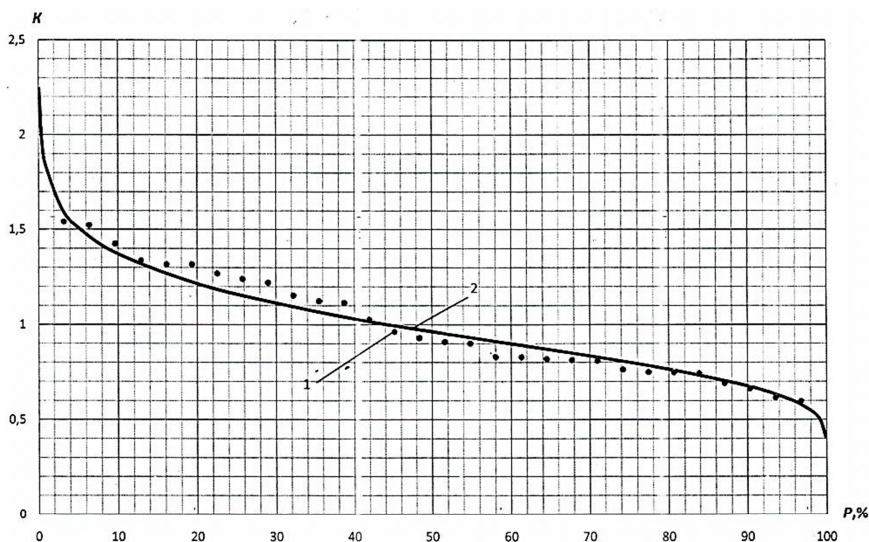


Рис. 5.1. Кривая обеспеченности годового стока реки:
1 – точки эмпирической кривой; 2 – аналитическая кривая

5.2. Построение кривых распределения и обеспеченности

Кривая распределения представляет графическое изображение распределения случайной величины. Предположим, что имеются наблюдения за какой-либо переменной величиной X (например за годовым стоком) за n лет. Выразим ее значения в относительных величинах, т. е. модульных коэффициентах $K_i = X_i / \bar{X}$ (где \bar{X} – среднееарифметическое значение ряда). Рассмотрим их в виде статического ряда, расположенного в порядке убывания. Если такой ряд разбить на одинаковые интервалы по величине стока и определить величину повторяемости его значений в каждом интервале (n_1, n_2, \dots, n_i), то можно построить ступенчатый график распределения частоты или вероятностей (рис. 5.2, а). Полученный график относительных частот в математической статистике называют *гистограммой распределения*.

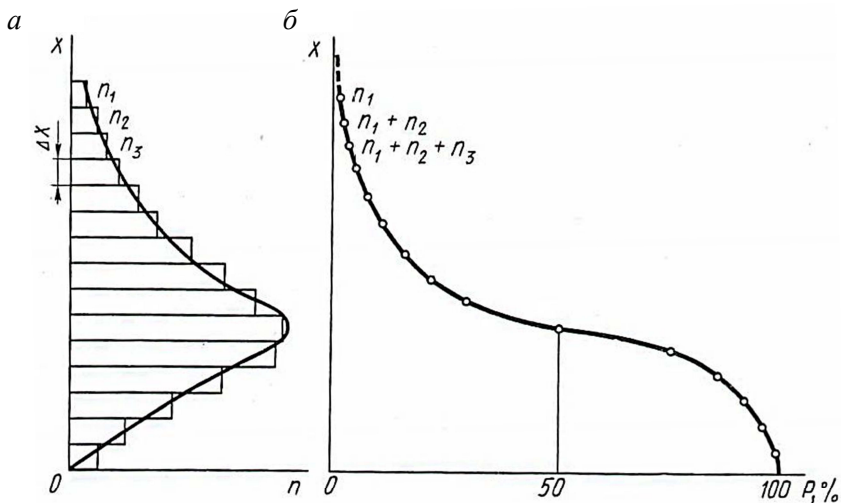


Рис. 5.2. Схема построения кривой распределения (а) и кривой обеспеченности (б)

При бесконечно большом количестве членов ряда ($n \rightarrow \infty$) и бесконечном уменьшении каждого интервала ($\Delta K \rightarrow 0$) гистограмма распределения превращается в *плавную кривую распределения вероятностей*, которую называют *кривой повторяемости*. Она дает наглядное представление о законе распределения случайной величины и показывает повторяемость того или иного значения. Отложим по оси абсцисс повторяемость членов p , а по оси ординат – модульные коэффициенты K (рис. 5.2, б). Начнем с наибольшего члена ряда и последовательно просуммируем относительные частоты в пределах выделенных интервалов ΔK . Суммарное значение выразим в % от общего числа случаев n . Таким образом, получим обеспеченность p соответствующих членов ряда K . Если эти точки нанести на график, откладывая по оси абсцисс обеспеченность p , а по оси ординат – модульный коэффициент K , то плавная интегральная кривая, проведенная через эти точки, представит **кривую обеспеченности** годовых величин стока (см. рис. 5.2, б). Эта кривая показывает, какова вероятность превышения (обеспеченность) данного значения статистического ряда.

Кривые распределения бывают **симметричные и асимметричные**. Асимметричная кривая распределения вероятностей (рис. 5.3)

имеет три характерные точки по оси абсцисс: точка 1 – центр распределения, соответствует среднеарифметическому значению ряда (\bar{K}); точка 2 – медиана, делит площадь, ограниченную кривой, и, соответственно, ряд на две равные части, соответствует значению члена ряда K_{50} , т. е. имеющего 50 %-ю обеспеченность; точка 3 – мода, представляет значение члена ряда, которому соответствует наибольшая частота (n_{\max}). Ординаты, проходящие через характерные точки, называют соответственно центральной, медианной и модальной. Расстояние между центральной и модальной ординатами d называется *радиусом асимметрии*, который показывает степень асимметричности кривой. При положительной асимметрии мода и медиана лежат левее центра распределения, при отрицательной – правее. Кривые распределения речного стока имеют, как правило, положительную асимметрию (чаще встречаются меньшие по величине расходы). На рис. 5.3, a – расстояние от начала кривой распределения (K_{\min}) до моды.

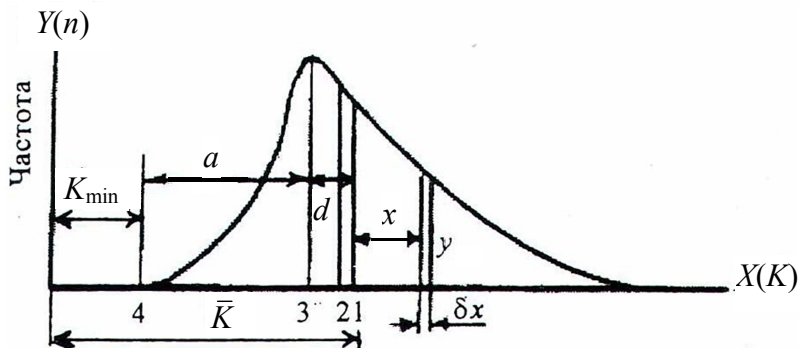


Рис. 5.3. Асимметричная кривая распределения (с положительной асимметрией)

На симметричной кривой все три характерные точки (ординаты) совпадают между собой ($K = K_{50} = K$ при n_{\max}) и радиус асимметрии $d = 0$.

5.3. Основные параметры кривой распределения

Основные параметры кривой распределения: среднеарифметическое ряда; характеристики рассеяния, или изменчивости (дисперсия, среднеквадратическое отклонение, коэффициент вариации); характе-

ристики симметричности, или асимметричности (среднекубическое отклонение, коэффициент асимметрии, коэффициент скошенности).

Среднеарифметическое ряда переменной величины X представляет центр, относительно которого распределяются члены совокупности, определяется по формуле

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^{i=n} X_i / n. \quad (5.6)$$

Для безразмерного ряда, т. е. для ряда модульных коэффициентов $K_i = X_i / \bar{X}$, среднеарифметическая величина равна 1, что видно из следующих преобразований:

$$\bar{K} = \sum K_i / n = \sum_{i=1}^{i=n} X_i / \bar{X}n, \text{ т. к. } \sum_{i=1}^{i=n} X_i / n = \bar{X}, \text{ то } \bar{K} = 1.$$

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:

$$A = X_{\max} - X_{\min}$$

или в относительном виде:

$$\bar{A} = A / \bar{X}. \quad (5.7)$$

Наиболее часто используют характеристику изменчивости (рассеивания) статистического ряда относительно его средней величины – **среднеквадратическое отклонение** σ_x :

$$\sigma_x = \sqrt{\sum_{i=1}^{i=n} (X_i - \bar{X})^2 / n}. \quad (5.8)$$

Среднеквадратическое отклонение имеет размерность исходного ряда наблюдений.

Гидрологические расчеты ведутся по рядам ограниченной длительности наблюдений. Такие ряды можно рассматривать как некоторую выборку из генеральной совокупности. Поэтому среднеквадратичное отклонение σ , подсчитанное по выбранной совокупности, будет отличаться от истинного значения σ_0 генеральной совокупности на величину средней ошибки δ , обусловленной недостаточной продолжительностью ряда. Эта постоянная ошибка, как доказывалось в курсах математической статистики, равна:

$$\delta = \sqrt{n / (n - 1)}. \quad (5.9)$$

Следовательно,

$$\sigma_x = \sigma \sqrt{n / (n - 1)} = \sqrt{\sum_{i=1}^{i=n} (X_i - \bar{X})^2 / (n - 1)}. \quad (5.10)$$

Для сопоставления степени изменчивости двух и более рядов, образованных из существенно различных по абсолютным значениям гидрологических характеристик, необходимо среднеквадратичное отклонение выразить в долях от среднеарифметического значения переменной. Отношение среднеквадратичского отклонения ряда к его среднеарифметическому называется **коэффициентом вариации (изменчивости) C_v** :

$$C_v = \sigma_x / \bar{X} = \sqrt{\sum_1^n (X_i - \bar{X})^2 / [(n - 1) \bar{X}^2]}. \quad (5.11)$$

При замене в формуле (5.11) величины X_i / \bar{X} на K_i получим значение коэффициента вариации безразмерного ряда:

$$C_v = \sqrt{\sum_{i=1}^{i=n} (K_i - 1)^2 / (n - 1)}. \quad (5.12)$$

Коэффициент вариации является безразмерной характеристикой изменчивости статистического ряда.

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

$$M_3 = \sum_{i=1}^{i=n} (X_i - \bar{X})^3 / (n-1). \quad (5.13)$$

Когда члены ряда располагаются симметрично относительно среднего значения, разные по величине положительные и отрицательные отклонения от среднего повторяются с одинаковой частотой. 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 наблюдающиеся значения M_3 переменной (мода) оказываются меньше средней, то асимметрия будет положительной (рис. 5.2). В противном случае наблюдается отрицательная асимметрия.

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

$$C_s = M_3 / \sigma_x^3 = \sum_{i=1}^{i=n} (X_i - \bar{X})^3 / [(n-1) \cdot \sigma_x^3] \quad (5.14)$$

или для безразмерного ряда

$$C_s = \sum_{i=1}^{i=n} (K_i - 1)^3 / [(n-1) \cdot C_v^3]. \quad (5.15)$$

Для ограниченного ряда наблюдений ($n < 50$ лет) более точные значения коэффициента C_s получают по формуле

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (K_i - 1)^3}{C_v^3} \cdot \frac{n}{(n-1)(n-2)}. \quad (5.16)$$

Для оценки асимметричности кривой распределения используется также **коэффициент скошенности**:

$$S = \frac{X_{p\%} + X_{(100-p)\%} - 2X_{50\%}}{X_{p\%} - X_{(100-p)\%}}, \quad (5.17)$$

где $X_{p\%}$, $X_{(100-p)\%}$ – ординаты кривой распределения, расположенные на равном расстоянии по оси абсцисс от точки медианы $X_{50\%}$. Например, при расчетах годового стока принимают равноудаленные ординаты чаще всего обеспеченностью 5 % и 95 % (иногда 3 % и 97 %).

5.4. Построение теоретических (аналитических) кривых распределения, определение их параметров

При проектировании водохозяйственных сооружений может потребоваться определение величины расхода с обеспеченностью, выходящей за пределы экспериментальной кривой. Такая кривая не дает возможности непосредственно решать вопрос о расходах за пределами фактических наблюдений, т. к. экстраполяция ее неопределенна и может привести к значительным ошибкам, особенно на верхнем и нижнем участках кривой распределения с наибольшими и наименьшими значениями стока, которые являются обычно расчетными. Поэтому в гидрологии применяют теоретические (аналитические) кривые распределения для более точной экстраполяции эмпирической кривой обеспеченности. Теоретические кривые строят на основании математических кривых распределения, наиболее полно отражающих характер изменчивости гидрологических характеристик.

В гидрологических расчетах для сглаживания и экстраполяции эмпирических кривых распределения преимущественно используются кривые трехпараметрического гамма-распределения (разработаны С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем), практически применимые при любом соотношении C_s / C_v . При надлежащем обосновании допускается (при значениях $C_s \geq 2C_v$) применение биномиальной кривой распределения (кривой Пирсона III типа).

Ординаты аналитических кривых распределения определяются по трем параметрам: среднему многолетнему значению расхода воды \bar{Q} , коэффициенту вариации C_v и отношению C_s / C_v . Коэффициенты C_v и C_s устанавливаются по гидрометрическим рядам наблюдений методом наибольшего правдоподобия или методом моментов. В инженерной гидрологии для определения этих коэффициентов широкое применение получил метод наибольшего правдоподобия. Сущность его заключается в том, что в качестве оценки численного параметра аналитической кривой применяют такое его значение, при котором произведение вероятностей наблюдаемых величин (функция правдоподобия) достигает наибольшего возможного значения, т. е. максимума произведения плотности вероятностей. Этот метод практически незаменим при большой изменчивости годового стока ($C_v > 0,50$), т. к. учитывает логарифмы модульных коэффициентов.

Значения коэффициента C_v , отношения C_s / C_v (соответственно коэффициента C_s) устанавливают по специальным номограммам в зависимости от статистик λ_2 и λ_3 , т. е. $(C_v, C_s / C_v) = f(\lambda_2, \lambda_3)$ (прил. 1).

Статистики λ_2 и λ_3 определяют по формулам:

$$\lambda_2 = \sum_{i=1}^{i=n} \lg K_i / (n-1); \quad (5.18)$$

$$\lambda_3 = \sum K_i \lg K_i / (n-1), \quad (5.19)$$

где $K_i = Q_i / \bar{Q}$ – модульные коэффициенты;

Q_i – погодичные расходы воды, м³/с;

\bar{Q} – среднее многолетнее значение расходов, м³/с.

Следует иметь в виду, что номограммы $(C_v, C_s / C_v) = f(\lambda_2, \lambda_3)$ разработаны применительно к кривой трехпараметрического гамма-распределения. Модульные коэффициенты K_p определяются по таблицам, составленным Крицким и Менкелем для этого типа распределения при значениях обеспеченности \bar{p} , изменяющихся от 0,001 до 99,9 %, отношениях C_s / C_v от 0,5 до 6 и C_v от 0,1 до 2,0 (прил. 2).

Зная K_p , расход воды заданной обеспеченности Q_p находят по известной формуле $Q_p = K_p \bar{Q}$.

Метод моментов для определения параметров \bar{Q} , C_v и C_s заключается в том, что эмпирическая кривая заменяется такой теоретической кривой, моменты площади которой равны моментам площади эмпирической кривой. Momentами отдельных ординат кривой распределения называют произведения этих ординат на расстояние до той ординаты, относительно которой ведется исчисление.

При использовании метода моментов коэффициенты вариации и асимметрии для трехпараметрического гамма-распределения и биномиального распределения определяются по приведенным выше формулам (5.12) и (5.16) с включением в эти формулы уточняющих коэффициентов, зависящих от соотношения C_s / C_v и коэффициента автокорреляции между соседними членами ряда. Как правило, значение уточненного коэффициента вариации не превышает 3 % от первоначального, полученного по формуле (5.12), а коэффициента асимметрии – не более 7 % от рассчитанного по (5.16), т. е. в практических расчетах часто можно ограничиться определением C_v и C_s по простым выражениям (5.12) и (5.16).

Если не представляется возможным произвести расчет коэффициентов вариации и асимметрии по методу наибольшего правдоподобия или по методу моментов, то допускается применять графоаналитический и графический методы.

Параметры биномиального распределения графоаналитическим методом определяется по формулам:

$$S = (Q_{5\%} + Q_{95\%} - 2Q_{50\%}) / (Q_{5\%} - Q_{95\%}); \quad (5.20)$$

$$\sigma = (Q_{5\%} - Q_{95\%}) / (\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}); \quad (5.21)$$

$$\bar{Q} = Q_{50\%} - \Phi_{50\%}\sigma, \quad (5.22)$$

где S – коэффициент скошенности (мера асимметричности биномиальной кривой обеспеченности);

$Q_{5\%}$; $Q_{50\%}$; $Q_{95\%}$ – величины расходов воды вероятностью превышения 5, 50, 95 %, установленные по сглаженной эмпирической кривой распределения;

σ – среднее квадратическое отклонение;

$\Phi_5\%$; $\Phi_{50\%}$; $\Phi_{95\%}$ – нормированные ординаты биномиальной кривой распределения, соответствующие вычисленному значению коэффициента скошенности S .

Разделив числитель и знаменатель левой части уравнения (5.20) на \bar{Q} , получим:

$$S = \frac{K_{5\%} + K_{95\%} - 2K_{50\%}}{K_{5\%} - K_{95\%}}, \quad (5.23)$$

где $K_{5\%}$, $K_{50\%}$, $K_{95\%}$ – соответствующие модульные коэффициенты.

По данной формуле можно подсчитать значение коэффициента скошенности. По величине коэффициента скошенности S находится значение коэффициента асимметрии C_s (по таблице, составленной Г. А. Алексеевым). Для построения биномиальной кривой также используется таблица Фостера-Рыбкина, в которой по значению коэффициента асимметрии C_s находят для определенных значений вероятностей значение Φ_p . Величина модульного коэффициента расхода находится по формуле

$$K_p = \Phi_p C_v + 1, \quad (5.24)$$

где K_p – модульный коэффициент заданной обеспеченности p , %;

Φ_p – нормированные (относительные) отклонения от среднего значения ординаты биномиальной кривой распределения;

C_v – коэффициент вариации рассматриваемого ряда наблюдений, $C_v = \sigma / \bar{Q}$.

По найденным модульным коэффициентам величина расхода заданной обеспеченности определяется как

$$Q_p = K_p \bar{Q}, \quad (5.25)$$

где Q_p – величина расхода заданной обеспеченности;

K_p – модульный коэффициент той же обеспеченности;

\bar{Q} – величина среднего арифметического расхода рассматриваемого ряда наблюдений.

Графический метод основывается на использовании клетчаток вероятностей, спрямляющих функцию распределения.

5.5. Оценка точности расчета параметров кривых распределения гидрологических характеристик

Расчет параметров кривых распределения \bar{X} , C_v , C_s ведется по ограниченному ряду наблюдаемых гидрологических характеристик, представляющих лишь часть многолетнего ряда, которым мы в действительности не располагаем. В связи с этим важно оценить точность расчета параметров при той или иной длительности ряда.

Так, стандартную ошибку среднего арифметического определяют по зависимости:

$$\sigma_{\bar{x}} = \sigma / \sqrt{n} \quad (5.26)$$

и соответственно относительная среднеквадратическая ошибка (в процентах) будет равна:

$$\varepsilon_{\bar{x}} = \pm \frac{C_v}{\sqrt{n}} \cdot 100, \quad (5.27)$$

т. е. она зависит не только от длительности ряда, но и от степени его изменчивости. Ряд считают достаточно продолжительным, если $\varepsilon_{\bar{x}} \leq 10\%$.

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

$$\varepsilon_{c_v} = \pm \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} \cdot 100. \quad (5.28)$$

Относительную ошибку коэффициента асимметрии (в процентах), рассчитанного методом моментов, т. е. по (5.16), можно вычислить по формуле

$$\varepsilon_{c_s} = \pm \frac{1}{C_s} \sqrt{\frac{6}{n} (1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)} \cdot 100. \quad (5.29)$$

При использовании метода наибольшего правдоподобия относительная среднеквадратическая ошибка среднего значения определяется по формуле (5.28), а коэффициента вариации (в процентах) находится по зависимости

$$\varepsilon_{c_v} = \pm \sqrt{\frac{3}{2n(3 + C_v^2)}} \cdot 100. \quad (5.30)$$

В гидрологических расчетах ошибку коэффициента вариации, полученную по формулам (5.28) или (5.30), сравнивают с допустимой, обычно нормируемой 10 %, в отдельных случаях допускают до 15 %. Если вычисленная ошибка превышает допустимую, то ряд наблюдений считается недостаточным.

5.6. Корреляция. Коэффициент корреляции

В гидрологии многие процессы обусловлены большим числом факторов, полный учет которых оказывается затруднительным, и, соответственно, построение строго функциональных связей не представляется возможным. Поэтому используют статистические связи между главными факторами, вносящими основной вклад в формирование изучаемого явления.

Способ выявления статистических связей между переменными величинами называется **корреляцией**, а сами зависимости – **корреляционными**. Если при функциональной зависимости каждому значению аргумента x соответствует одно вполне определенное значение функции y , то при корреляционной связи каждому значению независимой переменной x соответствует множество значений другой величины y , описываемое условно кривой распределения.

При изучении гидрологических характеристик встречаются преимущественно корреляционные зависимости, имеющие прямолинейный характер, т. е. графически они выражаются прямыми линиями. Прямую линию, проведенную по нанесенным на график точкам так, чтобы сумма квадратов отклонений от нее ординат y была наименьшей, называют 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 . Точка пересечения линий регрессии соответствует средним значениям переменных x и y .

Линейная корреляция получила широкое применение для установления зависимости между соответственными гидрологическими характеристиками в двух и более рядах.

Количественная оценка тесноты связи (степени связанности) между рассматриваемыми величинами характеризуется **коэффициентом корреляции r** :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_1^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_1^n (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} \Delta x \Delta y}{(n-1)\sigma_x \sigma_y}, \quad (5.31)$$

где \bar{x} и \bar{y} – среднеарифметические значения членов каждого ряда;

x_i и y_i – соответствующие значения членов рассматриваемых рядов;

σ_x и σ_y – среднеквадратические отклонения рядов x и y .

Значения коэффициента корреляции могут изменяться в пределах от -1 до $+1$. Чем ближе значение r к единице, тем связь теснее. В пределе при $r = \pm 1$ связь получается функциональной, а при $r = 0$ всякая связь между переменными отсутствует. Положительное значение коэффициента корреляции свидетельствует о прямой связи, когда обе величины x и y возрастают или убывают одновременно. Отрицательное значение r указывает на увеличение x при уменьшении y и наоборот, что соответствует обратной связи.

Среднее квадратическое отклонение коэффициента корреляции при достаточно большом числе членов ряда ($n \geq 25$) определяют по формуле

$$\sigma_r = (1 - r^2) / \sqrt{n - 1}. \quad (5.32)$$

При малом числе членов ряда ($n < 25$) оценку достоверности (неслучайности) коэффициента корреляции производят с помощью коэффициента достоверности K_d , который равен отношению коэффициента корреляции к средней квадратической ошибке:

$$K_d = \frac{r}{\sigma_r} = |r| \sqrt{n - 1} / (1 - r^2). \quad (5.33)$$

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

Линейную корреляционную связь аналитически можно представить уравнениями регрессии y по x (5.34) и x по y (5.35):

$$y - \bar{y} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x}); \quad (5.34)$$

$$x - \bar{x} = r \frac{\sigma_x}{\sigma_y} (y - \bar{y}). \quad (5.35)$$

Коэффициенты $r\sigma_y / \sigma_x$ и $r\sigma_x / \sigma_y$ называются **коэффициентами регрессии** и определяют угол наклона прямой регрессии соответственно к оси ординат и оси абсцисс.

Абсолютные среднеквадратические ошибки в определении y и x по уравнениям (5.34) и (5.35) находят по формулам:

$$\Delta \varepsilon_y = \pm \sigma_y \sqrt{1 - r^2}; \quad (5.36)$$

$$\Delta \varepsilon_x = \pm \sigma_x \sqrt{1 - r^2}. \quad (5.37)$$

Аппарат линейной корреляции широко используют в гидрологических расчетах для приведения параметров короткого ряда наблюдений к параметрам длительного ряда. При этом имеется в виду, что характеристика (аргумент) имеет более продолжительный ряд наблюдений, чем подлежащая определению гидрологическая величина (функция).

Для установления корреляционной зависимости между несколькими переменными при изучении многофакторных гидрологических процессов привлекается аппарат множественной корреляции [4, 5].

При построении теоретических кривых распределения предполагалось отсутствие каких бы то ни было закономерностей в последовательности гидрологических характеристик данного ряда наблюдений. В действительности отклонения от среднего многолетнего значения (нормы) в каждом году, хотя и незначительно, коррелятивно связаны со стоком предшествующих лет. В отдельных случа-

ях для более точных гидрологических расчетов учитывают внутрирядную корреляцию. Корреляцию ряда величин, например средних годовых расходов воды, с этим же рядом, сдвинутым на некоторый интервал времени (1, 2, 3 года и т. д.), называют **автокорреляцией**.

При смещении годового стока на 1 год коэффициент автокорреляции между смежными членами ряда определяют по формуле

$$r(1) = \frac{\sum_{i=1}^{i=n-1} (Q_i - \bar{Q}_1)(Q_{i+1} - \bar{Q}_2)}{\sqrt{\sum_{i=2}^{i=n} (Q_i - \bar{Q}_1)^2 \sum_{i=1}^{i=n-1} (Q_i - \bar{Q}_2)^2}}, \quad (5.38)$$

где \bar{Q}_1 – среднее значение некоторого ряда;

\bar{Q}_2 – среднее значение совмещенного ряда, т. е. того же ряда, сдвинутого на 1 год.

Автокорреляция обычно учитывается в водохозяйственной практике в отношении чередования лет разной водности при расчете водохранилищ многолетнего регулирования стока.

5.7. Определение расчетных расходов воды при недостаточности наблюдений

Надежность гидрологических расчетов и прогнозов зависит от продолжительности периода наблюдений. Продолжительные периоды наблюдения при их обработке позволяют получать более достоверные результаты. Однако надежность результатов зависит не только от продолжительности наблюдений за данной гидрологической характеристикой (расходами, уровнями), но и от их изменчивости, характеризуемой коэффициентом вариации C_v . Поэтому, чем меньше по амплитуде и количеству отклонений членов ряда наблюдений от их среднего значения, тем меньше значение коэффициента вариации C_v и тем короче необходим период наблюдений для получения результатов требуемой точности.

При малой продолжительности периода наблюдений используют методы его удлинения: по выдающимся паводкам (максимумам), которые учитывают при построении экспериментальной кривой обеспеченности, и по рекам-аналогам с использованием линейной корреляции. Наибольшее распространение получил метод удлинения

рядов по рекам-аналогам, имеющим большой период наблюдений по сравнению с исследуемой рекой. Реку-аналог подбирают в сходных климатических, геолого-географических и гидрологических условиях, соблюдая следующие требования:

– число совместных лет наблюдений в пункте приведения и пункте-аналоге должно быть не менее 10, т. е. $n \geq 10$ [5]. ТКП [4] допускает при парной корреляции $n \geq 6$ и не менее 10 при множественной корреляции;

– коэффициент корреляции между гидрологическими характеристиками исследуемой реки и реки-аналога должен быть $r \geq 0,7$;

– отношение каждого из коэффициентов регрессии k к его среднему квадратическому отклонению σ_k должно быть не меньше двух, т. е. $k / \sigma_k \geq 2$.

Кроме того, площади водосборов рек не должны отличаться более чем в 10 раз, а различие в высоте водосборов не должно превышать 300 м.

Корреляционный метод удлинения рядов по рекам-аналогам позволяет оценить тесноту связи гидрологических характеристик рек и получить приемлемые для практики результаты.

Приведение параметров кривых обеспеченности гидрологической характеристики стока, например среднего годового расхода, к многолетнему периоду может осуществляться аналитическим, графическим и графоаналитическим способами. Наиболее распространенный аналитический способ приведения заключается в установлении корреляционной связи между рассматриваемой характеристикой исследуемой реки и реки-аналога на основе уравнений регрессии.

Для парной корреляции (используется одна река-аналог) **уравнение регрессии** имеет вид [5]:

$$Q = k_0 + k_1 \cdot Q_a, \quad (5.39)$$

где Q , Q_a – расход воды в исследуемой реке и реке-аналоге;

k_1 , k_0 – коэффициенты регрессии, определяемые по формулам:

$$k_1 = r \frac{\sigma}{\sigma_a}; \quad (5.40)$$

$$k_0 = \bar{Q} - k_1 \bar{Q}_a. \quad (5.41)$$

Средние квадратические отклонения рассматриваемых рядов исследуемой реки σ и реки-аналога σ_a определяются по зависимостям:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2}{n-1}};$$

$$\sigma_a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{ai} - \bar{Q}_a)^2}{n-1}},$$
(5.42)

где \bar{Q} и \bar{Q}_a – среднее значение стока в приводимом пункте и пункте-аналоге за совместный период наблюдений n лет;

Q_i и Q_{ai} – погодичные значения стока в приводимом пункте и пункте-аналоге за совместный период наблюдений.

Коэффициент парной корреляции между значениями стока в приводимом пункте и пункте-аналоге определяется по формуле

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})(Q_{ai} - \bar{Q}_a)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{ai} - \bar{Q}_a)^2}}.$$
(5.43)

Средние квадратические отклонения коэффициентов регрессии могут быть рассчитаны по зависимости:

$$\sigma_{k_1} = \pm \frac{\sigma}{\sigma_a} \sqrt{\frac{1-r^2}{n-1}},$$

$$\sigma_{k_0} = \pm \left(\frac{\sigma}{\sqrt{n}} - \sigma \sqrt{\frac{1-r^2}{n-1}} \right).$$
(5.44)

Коэффициент корреляции может быть также выражен непосредственно через модульные коэффициенты $K_i = Q_i / \bar{Q}$ и $K_{ai} = Q_{ai} / \bar{Q}_a$.

В этом случае для каждого ряда наблюдений по исследуемой реке и совпадающей по годам части ряда наблюдений по реке-аналогу определяют коэффициенты вариации C_v и C_{va} :

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum(K_i - 1)^2}{n - 1}}; \quad (5.45)$$

$$C_{va} = \sqrt{\frac{\sum(K_{ai} - 1)^2}{n - 1}}. \quad (5.46)$$

После этого вычисляют коэффициент корреляции между значениями стока в пункте приведения и пункте-аналоге:

$$r = \frac{\sum(K_{ai} - 1)(K_i - 1)}{(n - 1)C_{va}C_v}. \quad (5.47)$$

Значение этого коэффициента позволяет судить о тесноте связи между гидрологическими характеристиками исследуемой реки и реки-аналога: если $r = 1$, то связь функциональная; $r = 0$ – связь между исследуемой рекой и рекой-аналогом отсутствует; $r > 0,6$ – корреляционная связь существует; $r < 0,6$ – корреляционная связь очень слабая, а при $r \geq 0,7$ корреляционная связь считается достаточной.

При наличии корреляционной связи между расходом исследуемой реки и реки-аналога на основании уравнения (5.39) среднее многолетнее значение расхода исследуемой реки \bar{Q} определяется по уравнению регрессии:

$$\bar{Q} = \bar{Q}_n + r \cdot \frac{\sigma_n}{\sigma_{n,a}} \cdot (\bar{Q}_a - \bar{Q}_{n,a}), \quad (5.48)$$

где \bar{Q}_n , $\bar{Q}_{n,a}$ – средние арифметические значения расходов соответственно для исследуемой реки и реки-аналога, вычисленные за период совместных наблюдений n лет;

\bar{Q} , \bar{Q}_a – средние многолетние значения расхода соответственно для исследуемой реки и реки-аналога за N лет (N – число лет за весь период наблюдений на реке-аналоге);

σ_n , $\sigma_{n,a}$ – средние квадратические отклонения расхода соответственно для исследуемой реки и реки-аналога за совместный период наблюдений n лет, которые определяют по формулам:

$$\sigma_n = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{n,i} - \bar{Q})^2}{n-1}}; \quad (5.49)$$

$$\sigma_{n,a} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{a,i} - \bar{Q}_{n,a})^2}{n-1}}.$$

Коэффициент вариации для удлиненного ряда определяется по формуле

$$C_{v,N} = \frac{\sigma_n}{\bar{Q} \sqrt{1-r^2 \left[1 - \frac{\sigma_{n,a}^2}{\sigma_{N,a}^2} \right]}}, \quad (5.50)$$

где $\sigma_{N,a}$ – среднее квадратическое отклонение расхода реки-аналога за N лет; остальные обозначения те же, что и к формуле (5.48).

Относительное среднее квадратичное отклонение приведенного многолетнего значения годового стока $\varepsilon_{\bar{Q}}$ (в процентах) вычисляется по формуле

$$\varepsilon_{\bar{Q}} = \frac{100\sigma_n}{\bar{Q}\sqrt{n}} \sqrt{1+r^2 \left[\frac{n}{N} \frac{\sigma_{N,a}^2}{\sigma_{n,a}^2} - 1 \right]}. \quad (5.51)$$

По данным гидрологических наблюдений и погодично восстановленным с помощью вышеприведенных уравнений регрессии (5.34) и (5.35) значениям гидрологической характеристики рассчитываются параметры кривых распределения.

Значения стока, рассчитанные по уравнениям регрессии, систематически преуменьшают размах колебаний расхода по сравнению с данными наблюдений. Это преуменьшение можно исключить путем дополнительного расчета погодичных значений Q'_i по формуле

$$Q'_i = \frac{Q_i - \bar{Q}_n}{r} + \bar{Q}_n, \quad (5.52)$$

где Q_i – годовичные значения расхода, рассчитанные по уравнению регрессии;

\bar{Q}_n – среднее значение расхода за совместный период наблюдений.

Приведение параметров к многолетнему периоду осуществляется последовательно по нескольким уравнениям регрессии, которые располагаются в порядке убывания коэффициента корреляции. Затем по уравнению регрессии, имеющему наибольший коэффициент корреляции, восстанавливаются годовично значения стока в приводимом пункте за весь период наблюдений в пунктах-аналогах. Далее используется уравнение регрессии, коэффициент корреляции для которого меньше предыдущего, но больше всех остальных. По данному уравнению восстанавливаются годовичные значения стока, которые не были восстановлены ранее. Процедура поэтапного удлинения ряда продолжается до тех пор, пока не будет восстановлено требуемое количество значений стока.

По восстановленному ряду расходов Q_i совместно с данными наблюдений рассчитываются параметры распределения (\bar{Q} , σ , C_v , C_s) и коэффициент автокорреляции $r(1)$ между стоком смежных лет.

При использовании двух и более рек-аналогов определяют множественный коэффициент корреляции и составляют соответствующие уравнения регрессии.

Для двух аналогов уравнение регрессии имеет следующий вид:

$$Q = k_0 + k_1 Q_{a1} + k_2 Q_{a2}, \quad (5.53)$$

а для m аналогов:

$$Q = k_0 + \sum_{j=1}^m k_j Q_{aj}. \quad (5.54)$$

Коэффициенты регрессии в этих уравнениях находят по методике, излагаемой в работах [4, 5].

Среднее квадратическое отклонение данных наблюдений от вычисленных по уравнению регрессии значений может быть определено по зависимости

$$\sigma_{\bar{Q}} = \sigma \sqrt{1 - r^2}. \quad (5.55)$$

Графический способ приведения короткого ряда к многолетнему заключается в построении графиков связи годового стока исследуемой реки и реки-аналога за период совместных наблюдений (рис. 5.4) [6]. Эти связи чаще всего бывают прямолинейными и описываются зависимостью вида $\bar{Q} = k_a \cdot \bar{Q}_a$. Коэффициент вариации для исследуемой реки при этом находят по формуле

$$C_v = k_a \bar{Q}_a C_{v,a} / \bar{Q}, \quad (5.56)$$

где k_a – угловой коэффициент прямой связи (коэффициент регрессии); \bar{Q}_a , $C_{v,a}$ – норма стока и коэффициент вариации для реки-аналога, определяемые по многолетнему ряду наблюдений;

\bar{Q} – норма стока в недостаточно изученном бассейне реки, определяемая по графику связи.

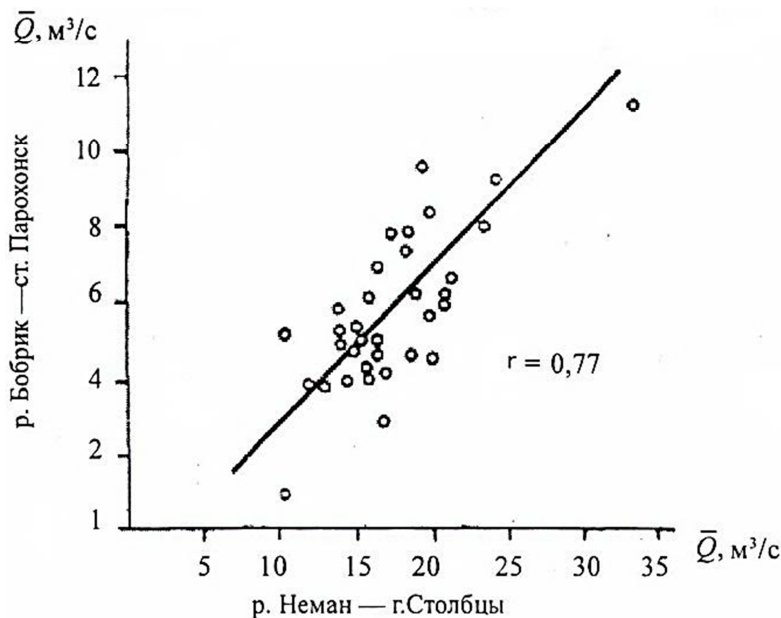


Рис. 5.4. Связь среднегодовых расходов воды по постам р. Бобринк – ст. Парохонск и р. Неман – г. Столбцы (аналог)

Графоаналитический способ приведения короткого ряда к многолетнему применяют при $r \geq 0,8$. Величины стока 5 и 95 % обеспеченности изучаемой реки находят в зависимости от величины стока реки-аналога по графику связи равнообеспеченных характеристик исследуемой реки и реки-аналога. По формуле (5.21) вычисляют среднеквадратические отклонения σ_Q и затем параметр $C_v = \sigma_Q / \bar{Q}$.

5.8. Определение расчетных расходов воды при отсутствии данных гидрометрических наблюдений

5.8.1. Годовой сток

При проектировании гидротехнических сооружений на малых водотоках данные гидрометрических наблюдений часто отсутствуют. В таких случаях характеристики стока определяют приближенно по картам изолиний рассматриваемой характеристики или по эмпирическим формулам, полученным в результате обобщения гидрологических исследований в данном регионе и в той или иной форме учитывающим основные физико-географические факторы стока.

Значения годового стока определяют по статистическим параметрам кривых распределения: \bar{q} , C_v и C_s или C_s / C_v . Параметры \bar{q} и C_v определяют по картам изолиний, которые приводятся в нормативных документах [4, 5], а соотношение C_s / C_v принимается по рекам-аналогам или приближенно равным 2,0 – для рек бассейна Черного моря и 2,5 – для рек Балтийского моря.

Годовой расход расчетной обеспеченности определяется по зависимости

$$Q_p = \bar{q}AK_p \cdot 10^{-3}, \quad (5.57)$$

где \bar{q} – средний многолетний модуль стока, л/(с·км²);

A – площадь водосбора до расчетного створа, км²;

K_p – модульный коэффициент расчетной обеспеченности, определяемый по таблицам для трехпараметрического гамма-распределения или по формуле (5.24): $K_p = \Phi_p C_v + 1$, в которой число Фостера Φ_p принимают по таблицам для биномиального распределения.

Среднее многолетнее значение модуля стока \bar{q} по карте изолиний определяется для центра водосбора неизученной реки путем прямолинейной интерполяции между изолиниями стока. В случае пересечения водосбора несколькими изолиниями вычисляется средневзвешенное значение стока:

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n q_{0i} A_i}{A}, \quad (5.58)$$

где $q_{01}, q_{02}, \dots, q_{0i}, \dots, q_{0n}$ – среднее значение модуля стока между соседними изолиниями, пересекающими водосбор, л/(с·км²);

$A_1, A_2, \dots, A_i, \dots, A_n$ – соответствующие водосборные площади между изолиниями, км².

Внутригодовое распределение стока для неизученной реки принимается по реке-аналогу, назначаемой по результатам инженерно-гидрологических изысканий. При отсутствии надежных аналогов внутригодовое распределение стока по месяцам производится по типовым районным схемам [5].

5.8.2. Максимальный сток весеннего половодья

При водосборной площади до 20 000 км² максимальный расход весеннего половодья Q_p заданной вероятностью превышения p (%) определяется по формуле

$$Q_p = K_0 h_p \mu \delta_1 \delta_2 \frac{A}{(A+1)^{0,2}}, \quad (5.59)$$

где K_0 – параметр, характеризующий дружность половодья, определяемый по данным рек-аналогов обратным путем по формуле (5.59).

Так, для реки-аналога коэффициент K_{0a} при расчетной обеспеченности $p = 1$ % будет равен:

$$K_{0a} = \frac{Q_{1\%a}}{h_{1\%a} \mu_a \delta_a \delta_{1a} \delta_{2a}} \cdot \frac{(A_a + 1)^{0,2}}{A_a}. \quad (5.60)$$

Значение параметра K_0 принимается равным соответствующей величине, определенной для реки-аналога, т. е. $K_0 = K_{0a}$.

Для получения наиболее достоверного значения параметра K_{0a} , определяемого по формуле (5.60), рекомендуется производить расчет по нескольким смежным бассейнам-аналогам и принимать среднее или наибольшее из них (в зависимости от важности решаемой задачи) значение K_{0a} ;

h_p – расчетный слой суммарного (с учетом грунтового питания) стока ежегодной вероятностью превышения p , мм;

μ – коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров стока и максимальных расходов воды;

A – площадь водосбора до расчетного створа, км²;

δ – коэффициент, учитывающий влияние водохранилищ, прудов и проточных озер;

δ_1, δ_2 – коэффициенты, учитывающие уменьшение расхода, соответственно залесенностью и заболоченностью водосбора.

Расчетный слой стока h_p определяется по данным рек-аналогов или по соотношению $h_p = \lambda_p \cdot h_1$ %, в котором величина слоя стока весеннего половодья обеспеченностью 1 % (h_1 %) определяется по карте изолиний, поправочный коэффициент λ_p для перехода к другой обеспеченности определяется по табл. 5.1.

Таблица 5.1

Поправочный коэффициент λ_p перехода от стока обеспеченностью 1 % к слою стока другой обеспеченности

Обеспеченность p , %	1	2	3	5	10	25
Поправочный коэффициент λ_p	1,0	0,91	0,83	0,75	0,66	0,48

Значение коэффициента μ , учитывающего неравенство параметров слоя стока и максимальных расходов воды, определяется по табл. 5.2.

Таблица 5.2

Значение коэффициента μ , учитывающего неравенство параметров слоя стока и максимальных расходов воды

Водосбор	Значение коэффициента μ при обеспеченности p , %, равной							
	1	2	3	5	10	25	50	75
Правобережные притоки р. Припять	1,0	0,95	0,94	0,93	0,87	0,81	0,74	0,66
Остальные реки Беларуси	1,0	0,94	0,93	0,90	0,84	0,75	0,65	0,55

Коэффициент δ , учитывающий влияние озер, определяется по формуле

$$\delta = \frac{1}{(1 + c \cdot A_{03})}, \quad (5.61)$$

где c – коэффициент, зависящий от среднесноголетнего слоя весеннего стока h_0 :

h_0 , мм	≥ 100	99–50	49–20
c	0,2	0,2–0,3	0,3–0,4

A_{03} – средневзвешенная озерность бассейна, %, определяется по формуле

$$A_{03} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i A_i}{A^2} \cdot 100, \quad (5.62)$$

где A – площадь водосбора до расчетного створа реки, км²;

S_i – площадь зеркала озера (водохранилища), км²;

A_i – площадь водосбора озера (водохранилища), км².

Если река и ее притоки вытекают из озер, водосборы которых занимают значительную часть площади водосбора реки ($A_{03} > 50$ %), то средневзвешенная озерность A_{03} вычисляется по формуле

$$A_{03} = \frac{(A'_{03} - 2)}{0,92}, \quad (5.63)$$

где A'_{03} – относительная озерность в процентах, определяемая по формуле

$$A'_{03} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i \cdot 100}{A}. \quad (5.64)$$

Если озера расположены на водосборе вне главного русла и основных притоков, значение δ следует принимать равным 0,8 независимо от степени озерности.

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

Коэффициент δ_1 , учитывающий снижение максимальных расходов в залесенных бассейнах, определяется по формуле

$$\delta_1 = \frac{\alpha_1}{(A_{л} + 1)^{0,22}}, \quad (5.65)$$

где α_1 – параметр, учитывающий расположение леса на водосборе, принимается по табл. 5.3;

$A_{л}$ – залесенность водосбора, %.

Таблица 5.3

Значение параметра α_1 в формуле (5.65)

Расположение леса на водосборе	Параметр α_1 при $A_{л}$ (%), равном		
	3–9	10–19	20–30
Равномерное	1,00	1,00	1,00
В верхней части водосбора	0,85	0,80	0,75
В нижней и прирусловой части водосбора	1,20	1,25	1,30

При относительной залесенности $A_{л}$ менее 3 % или при проточной озерности $A_{оз}$ более 20 % коэффициент δ_1 принимается равным единице, при $A_{л} > 30\%$ $\alpha_1 = 1,0$.

Коэффициент δ_2 , учитывающий снижение максимального расхода воды наличием болот, определяется по формуле

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1A_6 + 1), \quad (5.66)$$

где β – коэффициент, учитывающий тип болот и преобладающий состав почв (грунтов) болота и заболоченных земель, принимается по табл. 5.4;

A_6 – заболоченность водосбора, %.

Таблица 5.4

Значение коэффициента β в формуле (5.66)

Тип болот и почв (грунтов) на водосборах	β
Низинные болота и заболоченные леса и луга на водосборах, сложенные супесчаными и легкосуглинистыми почвами (грунтами)	0,8
Болота разных типов на водосборе	0,7
Верховые болота на водосборах, сложенных супесчаными и легкосуглинистыми почвами (грунтами)	0,5
Верховые болота на водосборах, сложенных среднесуглинистыми и глинистыми почвами (грунтами)	0,3

При заболоченности водосбора $A_6 < 3\%$ $\delta_2 = 1,0$.

При невозможности подобрать реку-аналог максимальные мгновенные расходы воды весеннего половодья заданной вероятностью превышения определяются по формуле

$$Q_p = \frac{K'_o h_p \mu \delta}{1000(A+1)^{0,20}} \cdot A, \quad (5.67)$$

где параметры h_p , μ , δ , A – те же, что и в формуле (5.59).

Параметр K'_0 определяется по формуле

$$K'_0 = \frac{9,15}{e^{0,02A_{\text{л}}}[1 + 0,07(A_{\delta} + A_{\text{мел.з}})]} + \frac{1,18}{10^{\frac{0,14}{i}}} + 0,77, \quad (5.68)$$

где e – основание натурального логарифма;

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

$A_{\delta} + A_{\text{мел.з}}$ – относительная заболоченность водосбора, включающая болота, заболоченные земли и мелиорируемые земли на осушенных болотах, %;

i – уклон водотока, ‰ (промилле).

Площади мелиорируемых земель определяются по данным водохозяйственных организаций. Если таких данных нет, то площадь мелиорируемых земель $A_{\text{мел.з}}$, км², допускается определять в зависимости от длины Σl , км, открытой мелиоративной сети по формуле

$$A_{\text{мел.з}} = 0,21 \Sigma l. \quad (5.69)$$

5.8.3. Расчет минимального стока

В ряде областей инженерной деятельности необходимы сведения о минимальном стоке. К таким областям относятся водоснабжение, судоходство, рыбное и сельское хозяйства.

Минимальный сток характеризует наименьшую водность рек, которая наблюдается в зимний и летний межень периоды. Реки в это время получают только грунтовое питание. Грунтовое питание зависит главным образом от климатических, почвенно-геологических и гидрогеологических условий. На величину минимального стока оказывают влияние также местные факторы: наличие лесов, озер и болот, площадь водосборного бассейна, проводимые водохозяйственные мероприятия. Наличие лесов, озер и болот благоприятно сказывается на величине минимального стока, так как они способствуют накоплению грунтовых вод.

Расчет минимального стока зависит от изученности реки. При наличии длительного ряда наблюдений минимальный сток может быть определен путем обработки минимальных расходов в каждом

году имеющегося периода наблюдений и построения соответствующих кривых обеспеченности известными методами.

Минимальные среднемесячные (30-суточные) расходы ежегодной вероятностью превышения 95 % при недостаточности или отсутствии гидрологических сведений для водосборной площади более 1000 км² определяются по рекам-аналогам или интерполяцией между величинами стока по соседним водосборам, имеющим многолетние наблюдения за минимальными расходами. Для водосборов площадью менее 1000 км² эти расходы определяются по формуле

$$Q_{95\%} = q_{л} 10^{-3} (A - A_{1кр})^{1,07}, \quad (5.70)$$

где $q_{л}$ – элементарный модуль стока для летнего периода, определяется по рекам-аналогам или по карте изолиний (для Республики Беларусь изменяется от 0,1 до 3,0 л/(с·км²)) [4];

A – площадь водосбора до рассматриваемого створа, км²;

$A_{1кр}$ – первая критическая площадь, км², определяется по формуле

$$A_{1кр} = \frac{0,98}{\rho_c^2} + \frac{1,5 \cdot L_T}{\sqrt{i_T}}, \quad (5.71)$$

где ρ_c – густота гидрологической сети, км/км²;

L_T – длина русла основного тальвега (линия по наиболее низким отметкам реки), км;

i_T – уклон русла основного тальвега, промилле.

Переход от минимальных среднемесячных (30-суточных) расходов воды обеспеченностью 95 % к расходам других обеспеченностей осуществляется по уравнению

$$Q_p = a Q_{95\%} + \frac{bA}{1000}. \quad (5.72)$$

Коэффициенты регрессии a и b в зависимости (5.72) определяются по табл. 5.5.

Таблица 5.5

Коэффициенты регрессии a и b в формуле (5.72)

Обеспеченность, %	Коэффициент	
	a	b
50	1,22	0,64
75	1,16	0,27
90	1,07	0,08
97	0,97	-0,03

Переход от минимальных среднемесячных (30-суточных) к минимальным суточным расходам воды $Q_{\text{сут}}$, м³/с, осуществляется по уравнению

$$Q_{\text{сут}} = 0,89 \cdot Q_{\text{р}} - \frac{0,09 \cdot A}{1000}. \quad (5.73)$$

Аналогично могут быть рассчитаны по соответствующим зависимостям минимальные расходы воды и за зимний период [5].

6. РЕГУЛИРОВАНИЕ РЕЧНОГО СТОКА И ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫЕ РАСЧЕТЫ

6.1. Виды регулирования стока

Регулирование речного стока – это перераспределение во времени объема стока в соответствии с требованиями водопользования, а также для борьбы с наводнениями. Эта задача решается чаще всего с помощью создания водохранилища. Этим мероприятием задерживается избыток воды в периоды половодья и паводков с целью его последующего использования в межень. И этим самым решается ряд водохозяйственных задач: водоснабжения, обводнения, орошения, рыбоводства, использования водной энергии, улучшения условий судоходства и лесосплава, борьбы с наводнениями, комплексного использования и охраны водных ресурсов.

В зависимости от периода времени, в течение которого регулируется сток водохранилищами, различают суточное, недельное, сезонное (годовое) и многолетнее регулирования.

Суточное регулирование заключается в перераспределении в течение суток стока реки Q_v в соответствии с требованиями потребителей. Вода накапливается в водохранилище в часы малого потребления и расходуется из него в часы повышенного. Цикл регулирования – сутки (рис. 6.1). Применяют в водоснабжении, гидроэнергетике, орошении.

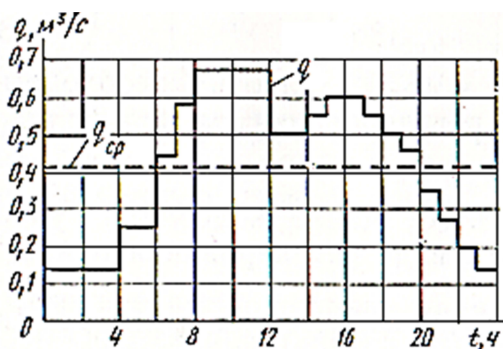


Рис. 6.1. Суточное регулирование стока:
 $q_{\text{ср}}$ – средний расход водопотребления;
 q – график суточного водопотребления

Когда $q_{\text{ср}} > q$ – водохранилище заполняется, а при $q_{\text{ср}} < q$ – оно срабатывается.

Коэффициент неравномерности суточного потребления:

$$\eta_{\text{н}} = q_{\text{max}} / q_{\text{ср}}. \quad (6.1)$$

При отсутствии суточного регулирования число потребителей

$$N_1 = Q / q_{\text{max}}. \quad (6.2)$$

При наличии регулирования

$$N_2 = Q / q_{\text{ср}}. \quad (6.3)$$

Сопоставляя N_1 и N_2 , имеем:

$$N_2 / N_1 = q_{\text{max}} / q_{\text{ср}}. \quad (6.4)$$

Суточное регулирование позволяет уменьшить размеры и стоимость водозаборного сооружения, насосной станции, водовода, т. к. сооружения рассчитывают не на q_{max} , а на $q_{\text{ср}}$.

Недельное регулирование заключается в перераспределении стока в течение недели. В нерабочие дни, когда снижается расходование воды по сравнению с рабочими, накапливается вода, что дает возможность повысить потребление воды в рабочие дни и учесть неравномерное использование ее в течение недели. Цикл сработки и накопления водохранилища составляет одну неделю (рис. 6.2).

Общее потребление за неделю:

$$U_{\text{н}} = \sum_{i=1}^{i=7} q_i = (5q_1 + 2q_2) \cdot 86\,400, \text{ м}^3. \quad (6.5)$$

Средний расход потребления за неделю:

$$q_{\text{ср}} = U_{\text{н}} / 7 = (5q_1 + 2q_2) / 7. \quad (6.6)$$

Разница расходов в нерабочие дни: $q_{\text{ср}} - q_2$. Тогда объем водохранилища недельного регулирования равен избытку стока в два выходных дня:

$$V_{\text{нед}} = 2(q_{\text{ср}} - q_2) \cdot 86\,400, \text{ м}^3. \quad (6.7)$$

Подставив значение $q_{\text{ср}}$ из (6.6) в (6.7), находим необходимый объем водохранилища недельного регулирования (м^3):

$$V_{\text{нед}} = 10 / 7(q_1 - q_2) \cdot 86\,400. \quad (6.8)$$

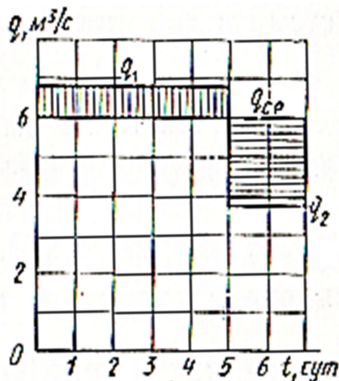


Рис. 6.2. Недельное регулирование стока:
 q_1 – суточный расход потребления воды в рабочие дни;
 q_2 – суточный расход потребления воды в выходные дни, $\text{м}^3/\text{с}$

Сезонное (годовое) регулирование стока дает возможность перераспределять сток в течение сезона или года. За время половодий и паводков водохранилище наполняют, а в период межени его сбрасывают (рис. 6.3).

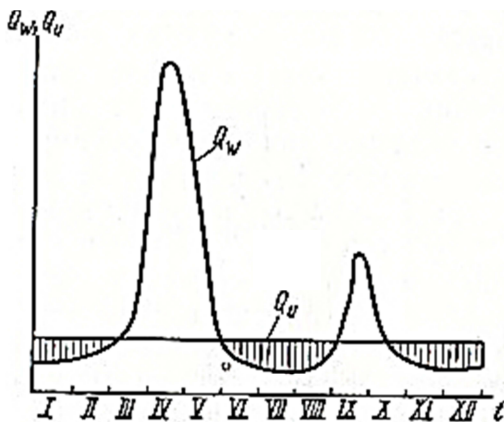


Рис. 6.3. Сезонное регулирование стока:
 Q_w – приток воды; Q_u – отдача

Различают **полное и неполное сезонное регулирование**. При полном регулировании водоотдача с заданной обеспеченностью за год (суммарное водопотребление) должна быть равна объему годового стока той же обеспеченности.

При неполном регулировании есть излишек воды, т. е. водопотребление меньше стока, и поэтому часть объемов воды сбрасывается (холостой сброс). Годичное регулирование применяется при водоснабжении, в энергетике, при орошении и др. Объем водохранилища при сезонном регулировании определяется сопоставлением гидрографов речного стока и внутригодового потребления на основе таблично-цифровых балансовых расчетов.

Многолетнее регулирование стока дает возможность перераспределять сток в многолетнем разрезе. Цикл регулирования (наполнение и сработка) длится несколько лет. Водоохранилище наполняется в многоводные годы, а в маловодные вода расходуется (рис. 6.4).

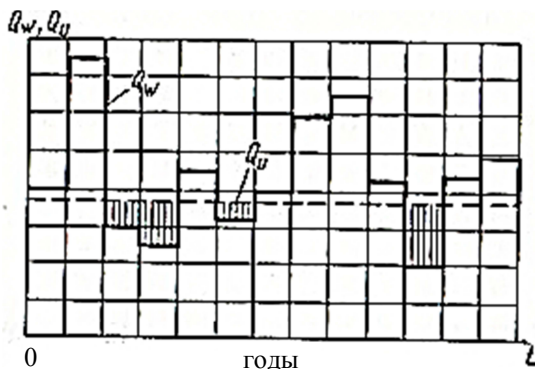


Рис. 6.4. Многолетнее регулирование стока

Многолетнее регулирование стока применяют в тех случаях, когда регулирование стока в пределах года не достаточно для покрытия потребности в воде с заданной обеспеченностью ($W_p < U$). Водоохранилище многолетнего регулирования используется также и для сезонного регулирования стока. Поэтому полезный объем водохранилища многолетнего регулирования стока $V_{плз}$:

$$V_{плз} = V_{мн} + V_{сез}, \quad (6.9)$$

где $V_{мн}$ и $V_{сез}$ — многолетняя и сезонная составляющие объема, $м^3$.

Период сработки многолетней составляющей может изменяться от одного года до нескольких лет. Сезонная составляющая срабатывается ежегодно.

При расчетах многолетнего регулирования стока за расчетный интервал времени обычно принимают год; колебание стока и отдачи в течение расчетного интервала не учитывают. Сток, отдачу и объем для удобства расчета принято выражать в долях среднегогодового объема стока W_0 , то есть в относительных величинах: сток – модульным коэффициентом стока $K_i = W_i / W_0$; отдачу – коэффициентом зарегулированности стока $\alpha = U / W_0$; объем водохранилища – коэффициентом объема $\beta_i = V_i / W_0$.

Этот вид регулирования наиболее полный и совершенный. Он отвечает задачам комплексного использования водных ресурсов и применяется в гидроэнергетике и для крупных систем водоснабжения. В РБ созданы два водохранилища с многолетним регулированием стока: Вилейское и Заславское.

В последние годы получило широкое развитие *каскадное регулирование стока*. При каскадном регулировании водохранилища размещают на одной реке последовательно в виде ступеней. Примером такого вида регулирования в РБ служит каскад сооружений (водохранилищ), построенных на реке Свислочь (Заславское водохранилище – «Минское море», «Комсомольское озеро», Цнянское, Чижовское водохранилища и др.). Условия работы водохранилищ, составляющих каскад, отличаются от условий изолированных водохранилищ и определяются их сложным взаимодействием. При каскадном регулировании создаются благоприятные условия для более полного перераспределения и использования естественного стока в интересах водохозяйственных комплексов.

6.2. Характерные уровни и объемы водохранилища

По способу образования водохранилища делятся на естественные и искусственные. Естественные водохранилища могут создаваться на озерах. Для этого на реке, вытекающей из озера, ставят подпорное сооружение для поднятия уровня воды в озере с целью создания регулирующей призмы выше естественных уровней. Если позволяют условия, то призма сработки может быть увеличена за счет расчистки дна реки.

Искусственные водохранилища чаще всего создают путем подпора реки. Водохранилище разливается по речной долине. Для достижения меньших удельных затоплений мелководные зоны обычно исключают из состава водохранилища путем их обвалования.

Рассмотрим **характерные уровни водохранилища**. Самый низкий уровень, ниже которого водохранилища не срабатываются, называется **уровнем мертвого объема УМО** (рис. 6.5). До него водохранилище может быть сработано в маловодные периоды расчетной обеспеченности. Хотя этот объем для регулирования стока не используется, он может быть необходим для целей судоходства, поддержания минимального напора на ГЭС, для водозабора, соблюдения санитарных норм и требований охраны природы. В многоводные периоды водохранилище заполняется до **нормального подпорного уровня НПУ**. В случае, когда водохранилище заполнено до НПУ, а с водосбора поступают очень большие расходы и уровень водохранилища продолжает расти, открывают полностью водосбросные отверстия. Если при этом все поступающие воды не успевают пройти через водосброс, то происходит повышение уровня воды верхнего бьефа выше НПУ. Максимальный уровень при этом определяется на спаде половодья в момент, когда приток воды в водохранилище сравнивается с расходом через водосброс. Этот уровень называют **форсированным ФПУ** (см. рис. 6.5).

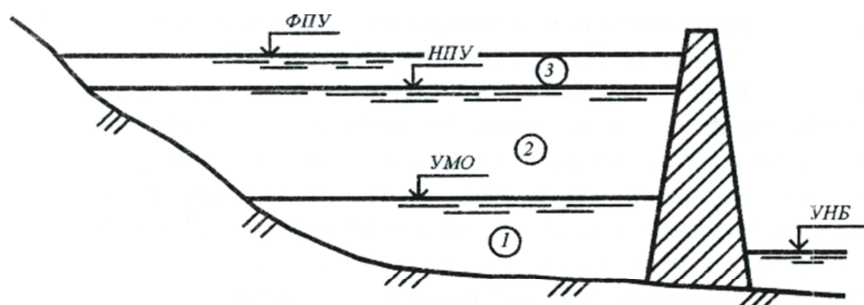


Рис. 6.5. Характерные уровни и объемы водохранилища:

1 — мертвый объем $V_{\text{умо}}$; 2 — полезный объем $V_{\text{плз}}$;

3 — форсированный (резервный) объем $V_{\text{фор}}$

В пределах указанных уровней располагаются определенные объемы водохранилища. Ниже НПУ и до дна располагается так

называемый полный объем водохранилища $V_{\text{плн}}$. В свою очередь он делится на две части: между НПУ и УМО расположен так называемый полезный объем $V_{\text{плз}}$, или, как его еще называют, регулирующая (рабочая) емкость. Ниже УМО находится мертвый объем $V_{\text{умо}}$.

$$V_{\text{плн}} = V_{\text{плз}} + V_{\text{умо}}. \quad (6.10)$$

Выше НПУ расположен объем форсировки $V_{\text{фор}}$. Определение отметок уровней, соответствующих им площадям зеркала и объемам водохранилища производят на основе морфометрических характеристик. Сами характеристики строятся на основе обработки топографических карт масштаба: для прудов – 1:10 000, для водохранилищ – 1:25 000; 1:50 000.

Для этого определяют створ размещения подпорных сооружений, устанавливают отметки дна русла и меженного уровня. Определяют площади, заключенные внутри границ одноименных горизонталей и створа плотины: $\Omega_1 \dots \Omega_n$, км² (см. рис. 6.6). В зависимости от масштаба карт устанавливается величина сечения горизонталей $\Delta H = 1; 2,5; 5$ и 10 м. На основе этих данных могут быть определены объемы элементов (слоев) речной долины, заключенных между горизонтальными плоскостями соседних горизонталей.

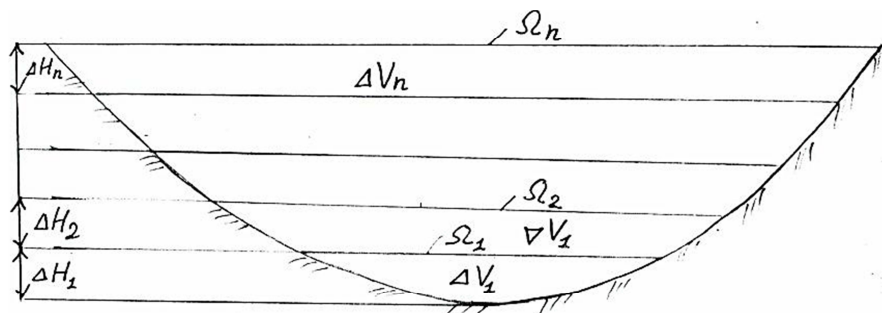


Рис. 6.6. Схема к определению площадей и объемов элементов (слоев) речной долины

Объем первого придонного слоя определяют по формуле усеченного параболоида:

$$\Delta V_1 = 2/3 \cdot \Omega_1 \cdot \Delta H_1. \quad (6.11)$$

Объем остальных слоев по формуле усеченной пирамиды:

$$\Delta V_i = [(\Omega_i + \sqrt{\Omega_i \cdot \Omega_{i+1}} + \Omega_{i+1}) / 3] \cdot \Delta H, \quad (6.12)$$

где ΔV_i – объем элемента;

Ω_i, Ω_{i+1} – площади речной долины выше створа плотины, соответствующие соседним горизонталям, км²;

ΔH – сечение горизонталей, м.

Полная емкость чаши водохранилища, соответствующая отметкам уровня воды Z_n , составит:

$$V_n = \sum_{i=1}^{i=n} \Delta V_i. \quad (6.13)$$

На основе таких расчетов строятся морфометрические (батиграфические) кривые (рис. 6.7).

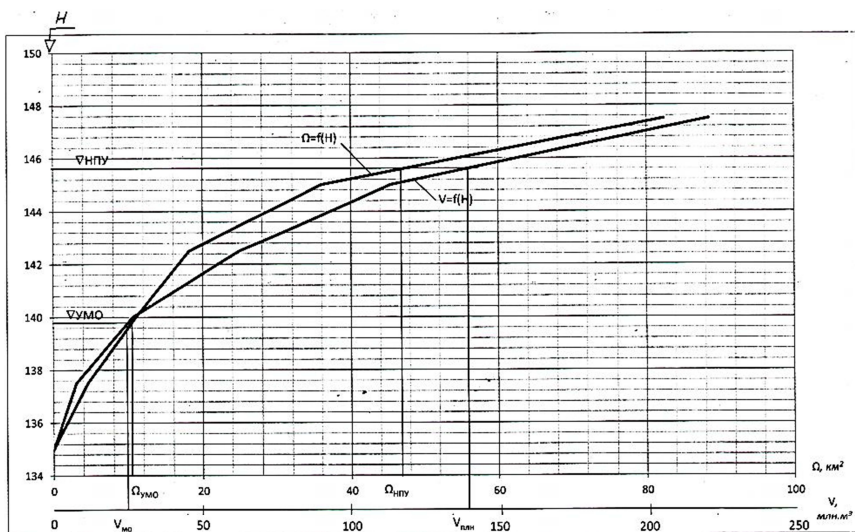


Рис. 6.7. Морфометрические кривые водохранилища

По оси ординат могут быть отложены абсолютные отметки горизонталей или напора. Глубина призмы сработки $H_{\text{сраб}} = H_{\text{НПУ}} - H_{\text{УМО}}$. Последовательно суммируя объемы ΔV от НПУ до УМО сверху вниз, определяют объемы сработки водохранилища:

$$V_{\text{сраб}} = \sum_{\text{НПУ}}^{\text{УМО}} \Delta V_i. \quad (6.14)$$

Важной является также такая характеристика, как **критерий площади литорали** (мелководья):

$$L_{\Omega} = \Omega_{L_i} / \Omega_{Z_i}. \quad (6.15)$$

Площадь литорали – площадь водной поверхности прибрежной части водохранилища с глубинами менее h_{min} , которые принимаются в зависимости от величины водохранилища и его назначения. Так, при $h_{\text{min}} = 2$ м площадь литорали определяют как разность площадей водной поверхности при уровне Z_i и уровне Z_{i-2} :

$$\Omega_{L_i} = \Omega_{Z_i} - \Omega_{Z_{i-2}}. \quad (6.16)$$

Кривые $h_{\text{ср}} = h_{\text{ср}}(Z)$ и $L_{\Omega} = L_{\Omega}(Z)$ обычно совмещают с батиграфическими характеристиками водохранилища. Критерий площади литорали изменяется от 1 при $h = 2$ м и стремится к нулю с ростом уровня.

6.3. Расчет полезного объема водохранилища таблично-цифровым способом без учета потерь воды

Определение параметров водохранилища можно вести двумя способами: графическим и таблично-цифровым. Графический способ основан на использовании интеграционных кривых стока и потребления. На практике он применяется редко. Балансовые расчеты водохранилищ таблично-цифровым способом широко распространены в практике водохозяйственного проектирования, их рекомендуется вести по форме табл. 6.1.

Таблица 6.1

Расчет полезного объема водохранилища без учета потерь воды

Месяц	Расчетный сток $W_{p,i}$, млн м ³	Потребность в воде (отдача) U_i , млн м ³	Сток минус отдача $W_{p,i} - U_i$, млн м ³		$\sum (W_{p,i} - U_i)$, млн м ³	Наполнение водохранилища, млн м ³	
			Избыток воды $W_{изб}$	Дефицит воды $W_{д}$		Объем воды в конце месяца V_{ki}	Холостой сброс $V_{сб,i}$
I	2	3	4	5	6	7	8
III			34,14		34,14	34,14	
IV			69,95		104,09	71,54	32,55
V				2,16	101,93	69,38	
VI				12,49	89,44	56,89	
VII				16,26	73,18	40,63	
VIII				16,36	56,82	24,27	
IX				13,30	43,52	10,97	
X				10,19	33,33	0,78	
XI			4,31		37,64	5,09	
XII			0,27		37,91	5,36	
I				1,90	36,01	3,46	
II				3,46	32,55	0	
Σ	$\Sigma W_{p,i} = W_{\text{год},95}$	$\Sigma U_i = U$					$V_{сб} = 32,55$

Расчет годового регулирования стока удобно проводить по водохозяйственному году, за начало которого принимают начало многоводного сезона. Предварительно полученные данные о среднемесячных расчетных расходах воды $W_{p,i} = W_{\text{мес}i}$ и среднемесячной потребности в воде (отдаче) U_i заносят в хронологической последовательности в графы 2 и 3 табл. 6.1 (далее графа – гр.).

Сопоставляют помесячно сток и отдачу и вычисляют избытки $W_{\text{изб.}} = (W_{p,i} - U_i)$ и дефициты $W_{\text{д}} = -(W_{p,i} - U_i)$ и записывают их соответственно в гр. 4 и 5.

Расчет полезного объема $V_{\text{плз}}$ выполняют следующим образом. Вначале выбирают месяц на исходе межени (обычно февраль или иногда октябрь), в конце которого можно полностью (до нуля) сработать воду в пределах полезной емкости. Затем, начиная с этого месяца, последовательно прибавляют значения дефицитов (ходом «снизу вверх») и определяют объем воды, который может покрыть все дефициты до конца межени. Этот объем воды, представляющий наибольшую сумму дефицитов, и является полезным объемом водохранилища $V_{\text{плз}}$ (без учета потерь).

Второй этап расчета состоит в вычислении месячных объемов наполнения установленной емкости водохранилища. Он ведется уже «сверху вниз» с месяца, следующего за месяцем полной сработки полезной емкости. Последовательно суммируя избытки, указанные в гр. 4, пополняют запасы воды в пределах полезной емкости. Если сумма избытков превышает полезный объем, то в гр. 7 записывают установленное выше его значение, а остальную часть избытков воды направляют в холостой сброс и заносят в гр. 8.

Контролем правильности расчетов табл. 6.1 является баланс сумм годового притока, годовой потребности (отдачи) и всех холостых сбросов, т. е. гр. 2 = гр. 3 + гр. 8.

Отметим, что могут быть случаи, когда начавшийся осенью процесс заполнения водохранилища чередуется с его частичной сработкой в конце зимы (вычитается из суммы избытков) и заканчивается окончательным весенним заполнением.

Полезный объем водохранилища можно также определить как разницу между максимальным и минимальным значениями суммы избытков и дефицитов в течение года (гр. 6), т. е. $V_{\text{плз}} = \sum (W_{Pi} - U_i)_{\text{max}} - (W_{Pi} - U_i)_{\text{min}}$. На интегральном ступенчатом

графике $\sum(W_{Pi} - U_i) = f(T)$ (рис. 6.8) разность между наивысшей (выше $V_{ki} = 0$) и наинизшей (при $V_{ki} = 0$) ординатами равна полезному объему.

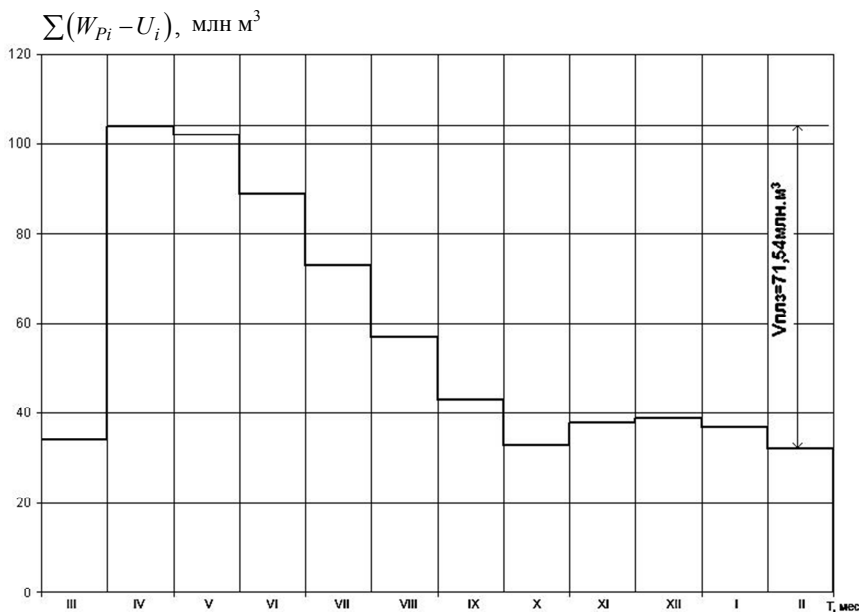


Рис. 6.8. Интегральный график $\sum(W_{Pi} - U_i) = f(T)$
(построен по данным гр. 6 табл. 6.1)

Если заполнить установленную полезную емкость не удастся, то это значит, что сезонное (годовое) регулирование недостаточно. Необходимо переходить к многолетнему регулированию стока или сокращению круга водопотребителей.

6.4. Расчет заиления и мертвого объема водохранилища

Процесс отложения наносов в водохранилище называется **заилением**. При расчетах заиления задаются сроком службы водохранилища $t_{сл}$ – время, в течение которого наносами заполняется мертвый объем или большая часть его, но при этом обеспечивается необходимая подача воды потребителям из регулирующей емкости. При за-

данном сроке $t_{\text{сл}}$ может решаться задача по назначению соответствующего мертвого объема $V_{\text{мо}}$. Для водохранилищ, сооружаемых для целей водоснабжения, можно принимать $t_{\text{сл}} = 50\text{--}70$ лет.

Среднемноголетний объем наносов $V_{\text{н}}$ реки, впадающей в водохранилище, в общем виде можно представить как сумму объемов взвешенных $V_{\text{взв}}$ и влекомых (донных) $V_{\text{вл}}$ наносов.

Расчет ведется в следующем порядке:

Определяют средний расход взвешенных наносов $\bar{R}_{\text{н}}$ по формуле

$$\bar{R}_{\text{н}} = S\bar{Q}_{\text{год}}, \text{ кг/с}, \quad (6.17)$$

где $\bar{Q}_{\text{год}}$ – среднемноголетний расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$;

S – среднемноголетняя мутность воды, $\text{кг}/\text{м}^3$.

Определяют объем за год взвешенных наносов по зависимости

$$\bar{V}_{\text{взв. год}} = \frac{31,54 \cdot \bar{R}_{\text{н}}}{\rho_{\text{взв}}}, \text{ млн м}^3, \quad (6.18)$$

где $\rho_{\text{взв}}$ – плотность взвешенных наносов, $\rho_{\text{взв}} = 1000\text{--}1500 \text{ кг}/\text{м}^3$.

Определяют объем взвешенных наносов, заполняющий ложе водохранилища за $t_{\text{сл}}$ лет по формуле

$$V_{\text{взв}} = \bar{V}_{\text{взв. год}}(1 - \delta)t_{\text{сл}}, \text{ млн м}^3, \quad (6.19)$$

где δ – транзитная часть взвешенных наносов, выносимых в нижний бьеф, принимается $\delta = 0,20\text{--}0,30$, соответственно $(1 - \delta)$ – та часть наносов, которая отложится в водохранилище.

Определяют объем влекомых по дну наносов, заполняющий ложе водохранилища за $t_{\text{сл}}$ лет, по зависимости

$$V_{\text{вл}} = 31,54 \cdot \bar{R}_{\text{н}} \frac{\beta}{\rho_{\text{вл}}} t_{\text{сл}}, \text{ млн м}^3, \quad (6.20)$$

где β – отношение массы влекомых наносов к массе взвешенных наносов, для равнинных рек можно принимать в среднем $\beta = 0,1$;

$\rho_{\text{вл}}$ – плотность влекомых наносов, $\rho_{\text{вл}} = 1500\text{--}1700 \text{ кг}/\text{м}^3$.

Определяют объем водохранилища, занимаемый взвешенными и влекомыми наносами, как сумму ($V_{\text{взв.}} + V_{\text{вл.}}$), которую умножают на коэффициент $\varphi = 1,10-1,20$, учитывающий дополнительное поступление наносов за счет разрушения берегов, а также склоновой и ветровой эрозии, т. е.

$$V_{\text{н}} = \varphi (V_{\text{взв.}} + V_{\text{вл.}}), \text{ млн м}^3. \quad (6.21)$$

Принимают из условия заиления водохранилища мертвый объем $V_{\text{мо}} = V_{\text{н}}$. Исходя из санитарно-технических требований, проверяют необходимый мертвый объем водохранилища, который с учетом опыта эксплуатации водоемов в РБ принимается в среднем $0,25-0,30 V_{\text{плз}}$. Если окажется, что рассчитанный из условия заиления $V_{\text{мо}} < 0,25V_{\text{плз}}$, то окончательно за расчетный принимают $V_{\text{мо}} = 0,25V_{\text{плз}}$.

6.5. Расчет сезонного регулирования стока с учетом потерь воды

6.5.1. Определение потерь воды из водохранилища

Учет потерь воды необходим для правильного определения объема водохранилища и составления водного баланса водных ресурсов при регулировании стока. Основными видами потерь являются испарение с водной поверхности и фильтрация. Дополнительно учитываются временные потери на льдообразование в период зимней сработки водохранилища.

Потери на испарение

В расчетах учитывают дополнительное испарение как разницу между испарением с поверхности водоема $E_{\text{в}}$ и с поверхности суши до создания водохранилища $E_{\text{с}}$. Среднегодовой слой испарения заданной обеспеченности с поверхности зеркала водохранилища за безледоставный период определяют по формуле

$$E_{\text{в}} = K_{100-p} E_{20} K_{\text{н}} K_3 K_{\text{ос}}, \quad (6.22)$$

где K_{100-p} – модульный коэффициент, соответствующий заданной обеспеченности $(100 - p)$ испарения при обеспеченности осадков $p = 95 \%$. Для зоны Беларуси можно принимать $K_{100-p} = K_5 = 1,20$;

E_{20} – слой среднемноголетнего испарения с бассейна-эталона площадью 20 м^2 , для Беларуси равный $500\text{--}550 \text{ мм}$ в год (за безледоставный период);

K_n – поправочный коэффициент на глубину водоема (табл. 6.2);

K_z – коэффициент защищенности, $K_z = 0,8\text{--}0,9$;

K_ω – поправочный коэффициент на площадь водоема (табл. 6.3).

Таблица 6.2

Поправочные коэффициенты на глубину водоема

Глубина водоема, м	≤ 5	10	15	20	25
Коэффициент K_n	0,99	0,97	0,95	0,94	0,92

Таблица 6.3

Поправочные коэффициенты на площадь водоема

Площадь водоема, км^2	0,00002	0,01	0,05	0,1	0,5	1,0	2,0	5,0	≥ 10
Коэффициент K_ω	1,0	1,03	1,08	1,11	1,18	1,21	1,23	1,26	1,28

Осредненную за год глубину водоема находят по морфометрической кривой объемов водохранилища при $\bar{V}_{\text{ср}} = V_{\text{мо}} + V_{\text{плз}} / 2$.

Площадь водоема определяют по морфометрической кривой площадей водохранилища при $\bar{V}_{\text{ср}}$.

Слой испарения с поверхности водоема за месяц E_{vi} принимают как часть испарения за год $E_{\text{в}}$ в соответствии с его внутригодовым распределением, приведенным в табл. 6.4.

Таблица 6.4

Испарение с поверхности малых водоемов по месяцам
(в % от годового слоя $E_{\text{в}}$ за безледоставный период)

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
E_{vi} , %	–	–	–	5	15	20	21	19	12	6	2	–

Расчетный слой испарения с поверхности суши до затопления речной долины водохранилищем за месяц $E_{c,i}$ в мм находят по формуле

$$E_{c,i} = K_p \cdot \bar{X}(1 - \alpha_c) / 12, \quad (6.23)$$

где K_p – модульный коэффициент слоя осадков в засушливом году расчетной обеспеченностью 95 %, который определяют по таблице ординат кривой обеспеченности, полагая $C_v = 0,15$ и $C_s = 2C_v$, принимают $K_{95} = 0,75$;

\bar{X} – среднегодовое количество осадков, для Беларуси $\bar{X} = 600$ – 750 мм в год;

α_c – коэффициент стока со склонов речной долины, для средних условий принимают равным: 0,5 – для весны; 0,2 – для лета; 0,3 – для осени.

Дополнительное испарение за месяц

$$E_{д,i} = E_{в,i} - E_{c,i}. \quad (6.24)$$

Объем испарения за каждый месяц V_i определяют по формуле

$$V_{исп,i} = E_{д,i} \cdot \Omega_{ср,i} \cdot 10^{-3}, \text{ млн м}^3, \quad (6.25)$$

где $\Omega_{ср,i}$ – средняя за месяц площадь зеркала водохранилища, которую находят по морфометрической кривой при $V_{ср,i}$ (гр. 4 табл. 4.5) или определяют по формуле

$$\Omega_{ср,i} = 0,5(\Omega_{н,i} + \Omega_{к,i}), \quad (6.26)$$

где $\Omega_{к,i}$ – площадь зеркала водохранилища, соответствующая объему (отдаче) в конце данного месяца $V_{к,i}$ (гр. 7 табл. 6.1), с учетом мертвого объема, находят по морфометрическим кривым;

$\Omega_{н,i}$ – площадь зеркала в начале i -го месяца, равная площади в конце предшествующего месяца, т. е. $\Omega_{н,i} = \Omega_{к,i-1}$.

Если по формуле (6.25) значение $V_{исп,i} < 0$, то потери на дополнительное испарение в этом месяце не учитывают, т. е. приравнивают нулю.

Потери воды на фильтрацию

Подпор, создаваемый плотиной водохранилища, затопление и подтопление значительной территории приводят к изменению режима грунтовых вод в зоне влияния водохранилища, увеличению потерь воды на фильтрацию. Потери воды на фильтрацию в основном состоят из фильтрации через дно и берега водохранилища, а также через тело, основание и в обход плотины. Кроме того, при заполнении водохранилища происходит подпор уровня грунтовых вод и уменьшение подземного питания водоема. Потери на фильтрацию через тело, основание и в обход плотины относительно невелики. Их удастся свести к минимуму с помощью различных противофильтрационных устройств (понурав, экранов, ядер, диафрагм и т. д.), применяющихся при гидротехническом строительстве. Методы расчета этого вида потерь основаны на решениях фильтрационных задач.

При одних и тех же гидрогеологических условиях фильтрация зависит от уровня воды в водохранилище и площади его ложа. Очевидно, что чем больше уровень воды и площадь ложа водохранилища, тем больше будут потери на фильтрацию.

Наиболее значительная фильтрация из водохранилища наблюдается в первые годы его работы. Это объясняется тем, что в период наполнения и начальной стадии эксплуатации водохранилища идет насыщение водой грунта, образующего его чашу, пополнения запасов подземных вод. С течением времени фильтрация уменьшается (в 2–3 раза и более) и стабилизируется. Период стабилизации наступает обычно через 4–5 лет. Снижение фильтрационных потерь происходит благодаря кольматации ложа водохранилища, а также вследствие стабилизации уровня и режима грунтовых вод при водохранилищной зоне.

В условиях эксплуатации объем фильтрации из водохранилища V_{ϕ} можно определять по методу водного баланса за некоторый промежуток времени из уравнения:

$$V_n + V_x - W_y - V_E - U - V_c - V_{\phi} = V_k, \quad (6.27)$$

где V_k и V_n – объемы водохранилища в начальный и конечный моменты наблюдения;

V_x – объем осадков, выпадающих на поверхность водохранилища за период наблюдений;

W_y – сток с водосбора, питающего водохранилища (приток);

V_E – испарение с водной поверхности водохранилища;

U – водопотребление (отдача);

V_c – холостой сброс.

Если имеется возможность измерить эти величины в естественных условиях, то потери на фильтрацию V_f находят, решая уравнение (6.27). Точность результата зависит от возможных ошибок измерения составляющих водного баланса.

В предварительных расчетах все виды фильтрационных потерь из водохранилища оценивают по приближенным нормативам в виде слоя воды с водной поверхности водоема или в процентах от среднего объема воды за расчетное время в зависимости от гидрогеологических условий (см. табл. 6.5).

Таблица 6.5

Норма потерь воды на фильтрацию из водохранилища
(по Я. Ф. Плешкову)

Гидрогеологические условия	Слой за год, м	% среднего объема	
		за год	за месяц
Хорошие	0–0,50	5–10	0,5–1
Средние	0,50–1,0	10–20	1–1,5
Плохие	1,0–2,0	20–40	1,5–3

Хорошие гидрогеологические условия соответствуют случаю, когда чаша водохранилища сложена водонепроницаемыми породами, а уровень грунтовых вод на участке залегания находится выше подпорных уровней.

Средние гидрогеологические условия характеризуется маловодопроницаемыми грунтами ложа водохранилища; грунтовые воды находятся выше уровня мертвого объема.

При плохих гидрогеологических условиях чаша водохранилища сложена водопроницаемыми породами и имеется отток из водоема на питание грунтовых вод.

На стадии проектирования фильтрационные потери определяют по данным изысканий и гидрогеологических расчетов.

Способы защиты водохранилища от потерь на фильтрацию основаны на повышении водонепроницаемости его ложа: искусственная кольматация глинистыми частицами, укладка водонепроницаемой одежды (синтетическая пленка или цементное покрытие), механическое уплотнение поверхностного слоя грунта в ложе водохранилища до его заполнения и др.

В практических расчетах приближенно ожидаемые потери на фильтрацию за каждый месяц выражают через некоторый объем воды $V_{ф.i}$, принимаемый как часть среднего за месяц объема водохранилища $V_{ср.i}$, включающего регулируемую емкость и мертвый объем.

Для оценки значения $V_{ф.i}$ руководствуются рекомендациями табл. 6.5.

Средний объем воды за месяц $V_{ср.i}$ получают как среднее значение из регулирующих объемов на начало и конец месяца с учетом мертвого объема $V_{мо}$:

$$V_{ср.i} = 0,5(V_{н.i} + V_{к.i}) + V_{мо}, \quad (6.28)$$

где $V_{к.i}$ – объем воды в конце i -го месяца в пределах полезного объема (гр. 7 табл. 6.1 и, соответственно, гр. 3 табл. 6.7);

$V_{н.i}$ – объем воды в начале i -го месяца, равный объему в конце предшествующего месяца, т. е. $V_{н.i} = V_{к.i-1}$.

Учитывая, что в «средних» и «плохих» условиях расположения водохранилища, как правило, предусматривают противофильтрационные мероприятия, обычно принимают в «хороших» условиях $V_{ф.i}$ в пределах $(0,5-1) \% V_{ср.i}$.

Потери на льдообразование

Потери такого вида учитывают в те периоды, когда процесс льдообразования протекает одновременно со сработкой водохранилища, при этом уровень падает и часть льда оседает на берегах. В расчетах водохранилища сезонного регулирования эти потери следует принимать во внимание, поскольку уменьшается запас воды в самый напряженный период зимней межени.

Объем потерь на льдообразование за i -й месяц $V_{л.i}$ составляет:

$$V_{л.i} = (\Omega_{н.i} - \Omega_{к.i})h_{л.i}\rho'_{л} \cdot K_{л}, \text{ млн м}^3, \quad (6.29)$$

где $(\Omega_{н.i} - \Omega_{к.i})$ – разность площадей зеркала водохранилища в начале и конце i -го месяца в период ледостава, км² (гр. 8 табл. 6.7); если $(\Omega_{н.i} - \Omega_{к.i}) < 0$, т. е. $\Omega_{к.i} > \Omega_{н.i}$, то имеет место подъем уровня и потери на льдообразование в этом месяце не учитывают;

$h_{л.i}$ – толщина льда в конце i -го месяца, м, определяется по формуле

$$h_{л.i} = 0,11\sqrt{|\Sigma t^{\circ}|}, \quad (6.30)$$

где $|\Sigma t^{\circ}|$ – модуль суммы среднемесячных отрицательных температур воздуха с начала ледостава по i -й месяц включительно, значения t° приведены для различных бассейнов рек в табл. 6.6;

$\rho'_{л}$ – относительная плотность льда; $\rho'_{л} = \rho_{л} / \rho_{в}$ ($\rho_{л}$ – плотность льда, $\rho_{в}$ – плотность воды), принимается $\rho'_{л} = 0,916$;

$K_{л}$ – коэффициент постепенности нарастания льда за период сработки воды, равный 0,65.

Таблица 6.6

Среднемесячные температуры воздуха
в период льдообразования t° , °С

Наименование бассейна реки	Месяц				
	XI	XII	I	II	III
Верховье Днепра	-1,6	-9,2	-9,5	-7,7	-3,6
Березина	-0,1	-4,5	-7,3	-5,8	-1,1
Припять	-0,5	-3,5	-6,0	-4,7	-0,8
Зап. Двина	-0,5	-8,5	-7,1	-5,2	-1,9

Расчеты всех потерь воды из водохранилища сводят в табл. 6.7.

Суммарные потери воды за каждый месяц $V_{пот.i}$ определяют как сумму $V_{пот.i} = V_{исп.i} + V_{ф.i} + V_{л.i}$ (гр. 16, табл. 6.7), а потери за год $V_{пот.} = \Sigma V_{пот.i}$. Устанавливают, какой процент (α , %) от полезного объема составляют различные виды потерь:

$$\alpha_{исп.} = (V_{исп.} / V_{плз}) 100 \%;$$

$$\alpha_{ф} = (V_{ф} / V_{плз}) 100 \%;$$

$$\alpha_{л} = (V_{л} / V_{плз}) 100 \%;$$

$$\alpha_{\Sigma} = \alpha_{исп.} + \alpha_{ф} + \alpha_{л} \text{ или } \alpha_{\Sigma} = (V_{пот.} / V_{плз}) 100 \%.$$

Потери воды из водохранилища

Ме- сяц	Месячный объем воды в водохрани- лище, млн м ³			Месячная площадь зеркала водохранилища, км ²					Потери на испарение				Потери на фильт- рацию $V_{\phi,i}$ млн м ³	Потери на льдообра- зование		Сум- марные потери $V_{\text{пот},i}$ млн м ³
	$V_{\text{н},i}$	$V_{\text{к},i}$	$V_{\text{ср},i}$	$\Omega_{\text{н},i}$	$\Omega_{\text{к},i}$	$\Omega_{\text{ср},i}$	$\Omega_{\text{н},i} - \Omega_{\text{к},i}$	$E_{\text{в},i}$ мм	$E_{\text{с},i}$ мм	$E_{\text{л},i}$ мм	$V_{\text{нп},i}$ млн м ³	$h_{\text{л},i}$ м		$V_{\text{л},i}$ млн м ³		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
III																
IV																
V																
VI																
VII																
VIII																
IX																
X																
XI																
XII																
I																
II																
Σ								$\Sigma E_{\text{в},i} = E_{\text{в}}$	$\Sigma E_{\text{с},i} = E_{\text{с}}$	$\Sigma E_{\text{л},i} = E_{\text{л}}$	$\Sigma V_{\text{нп},i} = V_{\text{нп}}$	$\Sigma V_{\phi,i} = V_{\phi}$	$\Sigma V_{\text{л},i} = V_{\text{л}}$	$\Sigma V_{\text{пот},i} = V_{\text{пот}}$		

6.5.2. Расчет полезного и полного объемов водохранилища с учетом потерь воды и построение графика его работы

Расчет производят балансовым таблично-цифровым способом. Все расчеты сводят в табл. 6.8.

Данные о притоке и общем потреблении воды заносят в гр. 2 и 3 табл. 6.8. из соответствующих граф табл. 6.1. Суммарный объем потерь $V_{\text{пот.}i}$ заносят в гр. 4 табл. 6.8. Устанавливают значения месячного потребления (отдачу) воды с учетом потерь ($U_i + V_{\text{пот.}i}$) и заносят эти значения в гр. 5. Расчеты избытков и дефицитов воды производят аналогично табл. 6.1, только с учетом потерь (гр. 6 и 7).

Предполагая, что в расчетном маловодном году может осуществляться строительство водохранилища и заполнение его мертвого объема, принимают объем воды в конце маловодного месяца, в котором полезный объем полностью срабатывается, равным мертвому объему $V_{\text{мо}}$. Начиная с этого месяца, ходом «снизу вверх» последовательно прибавляют дефициты, которые суммируют и получают полезный и, соответственно, полный объем водохранилища с учетом потерь и мертвого объема.

Расчет наполнения водохранилища производят так же, как в табл. 6.1, ходом «сверху вниз», заканчивая последним месяцем многоводного периода. Если в месяце, следующем за маловодным, $W_{\text{изб}} < V_{\text{мо}}$, то к избытку $W_{\text{изб}}$ прибавляют мертвый объем $V_{\text{мо}}$, который затем вычитают из объема воды в месяце с максимальным избытком, предполагая, что в этом месяце заполняется мертвый объем водохранилища. Излишки воды направляют на сброс (гр. 9 табл. 6.8).

Правильность вычислений проверяют по составленному уравнению водного баланса за год: $W_p - U - V_{\text{пот}} - V_{\text{сб}} - V_{\text{мо}} = 0$.

Если окажется, что воды не хватает для заполнения водохранилища $W_p < (U + V_{\text{пот}} + V_{\text{мо}})$, то заполнение мертвого объема в расчетный маловодный год не представляется возможным, и тогда объем воды в конце маловодного месяца принимают за нуль (полезный объем срабатывается до нуля, а не до УМО).

Расчет водохранилища с учетом потерь воды

Месяц	Расчетный приток $W_{p,i}$ млн м ³	Потребность в воде (отдача) U_i млн м ³	Объем потерь $V_{пот,i}$ млн м ³	Отдача с учетом потерь $U_i + U_{пот,i}$ млн м ³	Наполнение с учетом потерь, млн м ³			
					Избыток воды $W_{изб}$	Дефицит воды W_d	Объем воды в конце месяца $V_{к,i}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
III								
IV								
V								
VI								
VII								
VIII								
IX								
X								
XI								
XII								
I								
II								
	$W_{гол,95}$	U	$V_{пот}$					$V_{сб}$

По данным таблично-цифрового расчета, приведенным в табл. 6.8, строят график работы водохранилища (рис. 6.9). По оси абсцисс откладывают месяцы в хронологической последовательности, начиная с того, который принят за начало водохозяйственного года, и заканчивая месяцем, в конце которого произошла полная сработка полезного объема, а по оси ординат – объемы наполнения на конец каждого месяца с учетом потерь, т. е. данные гр. 8.

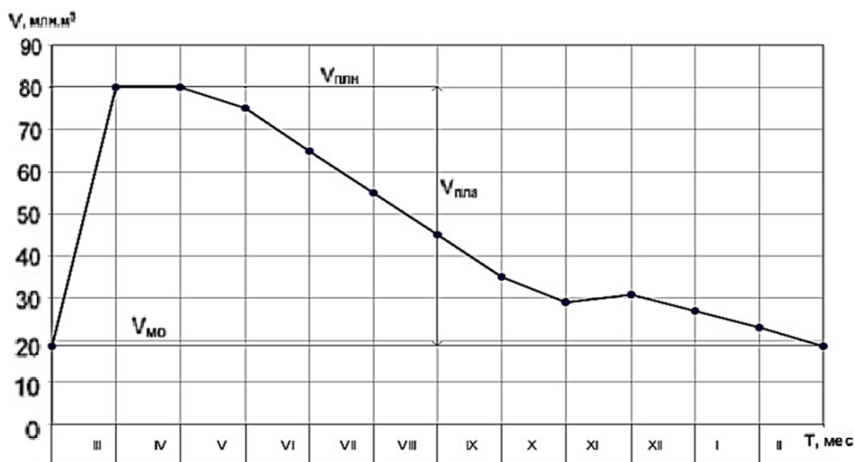


Рис. 6.9. График работы водохранилища

6.5.3. Определение сопряженных характеристик водохранилища и показателей регулирования стока

Рассчитанные с учетом потерь значения объемов $V_{\text{плн}}$, $V_{\text{плз}}$ и $V_{\text{МО}}$ наносят на морфометрическую кривую объемов водохранилища и определяют сопряженные характеристики:

- отметку нормального подпорного уровня $\nabla_{\text{НПУ}}$, соответствующую полному объему водохранилища $V_{\text{плн}}$;
- площадь зеркала водохранилища при данной отметке (величина затопления) $\Omega_{\text{НПУ}}$;
- среднюю глубину при НПУ $h_{\text{ср НПУ}} = V_{\text{плн}} / \Omega_{\text{НПУ}}$;
- отметку уровня мертвого объема $\nabla_{\text{УМО}}$;
- площадь зеркала при УМО $\Omega_{\text{УМО}}$;

- среднюю глубину при УМО $h_{\text{ср УМО}} = V_{\text{МО}} / \Omega_{\text{УМО}}$;
 - глубину призмы сработки $h_{\text{сраб}} = \nabla_{\text{НПУ}} - \nabla_{\text{УМО}}$.
- Определяют также следующие показатели регулирования стока:
- коэффициент регулирующей емкости β , представляющий собой отношение полезного объема к среднему объему годового стока:

$$\beta = \frac{V_{\text{плз}}}{W_0}, \quad (6.31)$$

где $W_0 = 31,54\bar{Q}_{\text{год}}$;

- коэффициент зарегулированной отдачи α – отношение годовой суммарной потребности в воде к среднему годовому стоку:

$$\alpha = \frac{U}{W_0}; \quad (6.32)$$

- удельное затопление $w_{\text{уд}}$ на 1 млн м³ увеличения регулирующей емкости – отношение площади зеркала воды при НПУ к полезному объему:

$$w_{\text{уд}} = \frac{\Omega_{\text{НПУ}}}{V_{\text{плз}}}, \text{ км}^2 \text{ на } 1 \text{ млн м}^3; \quad (6.33)$$

- удельное затопление $w'_{\text{уд}}$ на 1 м³/с прироста зарегулированных расходов:

$$w'_{\text{уд}} = \frac{\Omega_{\text{НПУ}}}{Q_{\text{год. потр.}}}, \text{ км}^2 \text{ на } 1 \text{ м}^3/\text{с}, \quad (6.34)$$

где $Q_{\text{год. потр.}} = \frac{U}{31,54}$, м³/с, (U в млн м³).

Обычно для РБ $w'_{\text{уд}} = 3\text{--}6 \text{ км}^2 \text{ на } 1 \text{ м}^3/\text{с}$.

7. ГИДРОМЕТРИЯ

Гидрометрия – раздел гидрологии, в котором изучаются методы и способы определения величин, характеризующих движение и состояние жидкости, а также режим водных объектов. К задачам гидрометрии относятся измерения уровней, глубин, рельефа дна и свободной поверхности потока; напоров и давлений; скоростей и направлений течения жидкости, пульсации скоростей и давлений; элементов волн; гидравлических уклонов; мутности потоков; расходов воды и наносов; элементов, характеризующих термический и ледовый режимы потоков и водоемов и др.

Рассмотрим лишь основные методики получения исходных данных об уровнях, скоростях, расходах воды.

7.1. Наблюдения за уровнями воды

Измерение уровней воды в реках и водоемах производится на **гидрологических (водомерных) постах**. Гидрологический пост – пункт на водном объекте, оборудованный приборами и устройствами для проведения систематических наблюдений. Обычно наблюдения проводят два раза в сутки – в 8 и 20 часов. В периоды паводков и половодий наблюдения могут производиться каждый час и чаще, это зависит от темпа изменения характеристик водотока. Гидрологические посты являются составной частью гидрологических станций, которые обрабатывают информацию гидрологических постов, систематизируют ее и выдают заинтересованным организациям и учреждениям. Совокупность гидрологических постов и станций составляет гидрологическую сеть, которая входит в систему гидрометеорологической службы. На территории Беларуси имеется порядка 125 гидрологических постов [6].

Створы постов разбивают перпендикулярно течению реки и закрепляют реперами на обоих берегах. Вне зоны затопления высокими водами устанавливают контрольный репер. Для каждого поста устанавливают постоянный «нуль графика», примерно на 0,5 м ниже самого низкого уровня воды с тем, чтобы отметки по рейкам были положительными.

Водомерные посты делятся на 4 типа:

1) с визуальным отсчетом (речные, свайные, речно-свайные, передаточные);

2) с автоматической записью (лимниграфы);

3) дистанционные уровнемеры с передачей уровней воды по электропроводным каналам или радиосвязи с автоматической записью на месте приема;

4) с автоматической сигнализацией (радиоактивные уровнемеры с применением изотопов).

В зависимости от срока действия уровнемеры бывают постоянные (стационарного наблюдения) и временные (на период изысканий и строительства).

Отсчет по рейке производится обычно с точностью до 1 см. На постах устанавливают чаще вертикальную, но иногда и наклонную рейку. Последние устанавливают на пологих откосах и берегах, на каменных, бетонных и деревянных креплениях. Деления наклонной рейки должны быть равны $1 \text{ см} / \sin \alpha$ (α – угол наклона рейки к горизонту).

На небольших реках с пологими берегами чаще всего устраивают **свайные посты**. Группу свай располагают в одном створе, нумеруют, начиная с верхней. Ставят рейку длиной обычно 1,5 м с делениями через 1 см на сваю, находящуюся под водой. Отметка головки сваи является *нулем* водомерных наблюдений (рис. 7.1). Записывают отсчет по рейке и номер сваи. Разность между отметкой «нуль» водомерных наблюдений и отметкой «нуль графика» водомерного поста (условная горизонтальная плоскость сравнения) называется приводкой к нулю графика поста. Затем вычисляют уровни воды над «нулем графика» путем прибавления к отсчетам значений приводки и определяют средние за сутки измерения.

В *передаточных* гидрологических постах уровень измеряется на некотором расстоянии от свободной поверхности воды. Такие посты устраиваются на обрывистых берегах, где подход к воде затруднен. На берегу консольно устанавливают горизонтальную рейку с блоком на конце (рис. 7.2). Через блок перекидывают трос с метками через 1 м и с грузом на конце. Другой конец троса наматывается на лебедку. Нивелиром определяют отметку уровня воды в водотоке. А под отметкой троса располагают линейку со значением, соответствующим отметке уровня, так, что отсчет по ней соответствует отметке уровня воды в водотоке. Для увеличения точности измерения применяют электроконтакт. При соприкосновении груза с водой цепь замыкается, что фиксируется по вольтметру

или звуковому сигналу. Для питания электрической цепи используется обычная батарея.

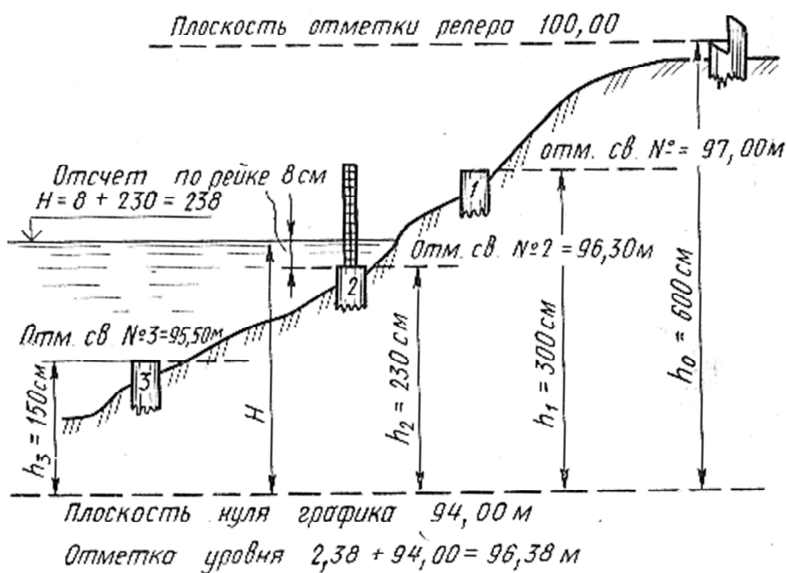


Рис. 7.1. Схема свайного водомерного поста

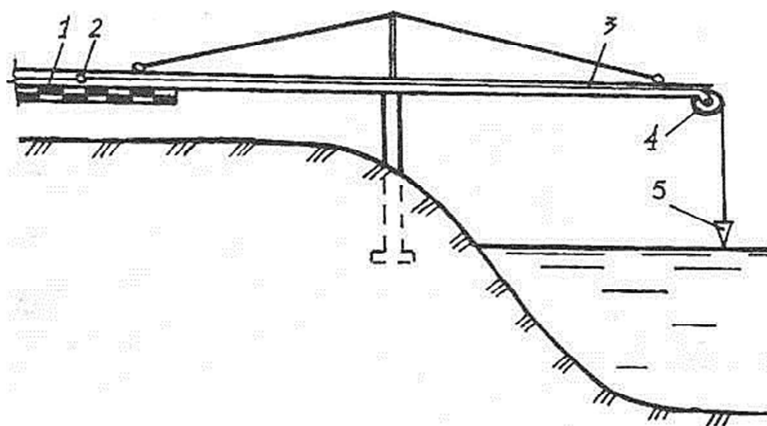


Рис. 7.2. Передачный пост:
1 – рейка; 2 – указатель на тросе; 3 – трос; 4 – блок; 5 – груз

Гидрологические посты с автоматической записью (самопишущие) оборудованы специальными устройствами – самописцами, которые позволяют фиксировать (записывать) изменение уровня в течение конкретного промежутка времени (от 1 до 32 суток). Наибольшее распространение получили самописцы поплавкового типа. К ним относится самописец типа «Валдай» (рис. 7.3). Поплавок самописца поднимается или опускается вместе с уровнем воды в специальном колодце. Движение поплавка сообщается передаточному механизму, который вращает барабан самописца. Часовой механизм перемещает перо самописца по барабану, на котором по разграфленной бумаге (ленте) записывается график колебания уровня.

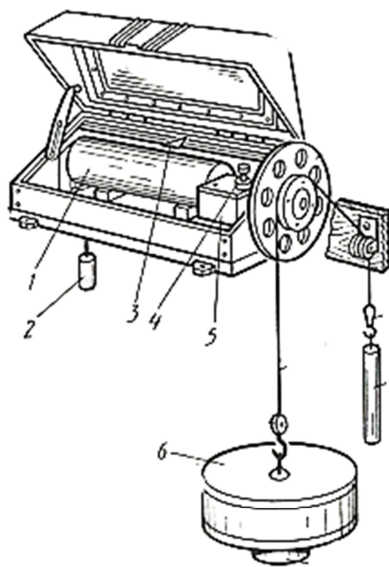


Рис. 7.3. Схема устройства самописца уровня «Валдай»:
1 – барабан; 2 – противовес; 3 – каретка с пером; 4 – заводная головка;
5 – часовой механизм; 6 – поплавок

7.2. Измерение глубин воды

Глубина – это расстояние по вертикали от свободной поверхности воды до дна. Глубины водотоков измеряются гидromетрической штангой (наметкой), лотом, эхолотом и гидromетрическими профилографами.

Наметка представляет собой деревянный или алюминиевый шест круглого сечения диаметром 4...5 см и длиной 5...6 м. Нижний конец имеет металлический башмак, который способствует погружению наметки в воду, предохраняет ее от повреждения. По длине наметки нанесены дециметровые деления разного цвета, нулевое деление совпадает с нижней кромкой башмака.

Точность измерения глубин зависит от скорости течения, состояния дна, волнения свободной поверхности и опыта измеряющего. Погрешность измерений колеблется от 1 до 5 см. На малых реках глубины измеряются рейками (нивелирные, водомерные) или штангами от вертушек.

Лот ручной представляет собой капроновый шнур или тонкий мягкий стальной тросик (лотлинь) с металлическим грузом (2...5 кг) на конце. Лотлинь размечают на метры и дециметры по всей длине.

Лот механический состоит из обтекаемого груза, троса и лебедки. Масса груза колеблется от 5 до 100 кг. Трос входит в комплект лебедки и имеет диаметр 2,2...3,0 мм. При наличии у груза донного контакта используется трос-кабель. Для подъема и опускания груза на тросе используется лебедка. Она имеет счетчик, который показывает длину размотанной части троса с точностью до 1 см. При больших значениях скорости потока необходимо учитывать отклонение троса от вертикали.

Эхолот – прибор для измерения глубины с помощью ультразвука. Время прохождения сигнала от прибора до дна и обратно пересчитывается на значение глубины. На рис. 7.4 показана схема работы эхолота.

Излучатель и приемник ультразвука располагаются на глубине a . Из схемы видно, что

$$h_b - a = \sqrt{l^2 - b^2}, \quad (7.1)$$

где b – половина расстояния между излучателем и приемником сигнала, м;

l – путь, проходящий сигналом от прибора ко дну, м:

$$l = \frac{cT}{2}, \quad (7.2)$$

где c – скорость распространения звука в воде ($c = 1462$ м/с);

T – время между излучением и приемом сигнала, с.

Тогда глубина воды h_b будет равна:

$$h_b = \sqrt{\frac{c^2 T^2}{4} - b^2} + a. \quad (7.3)$$

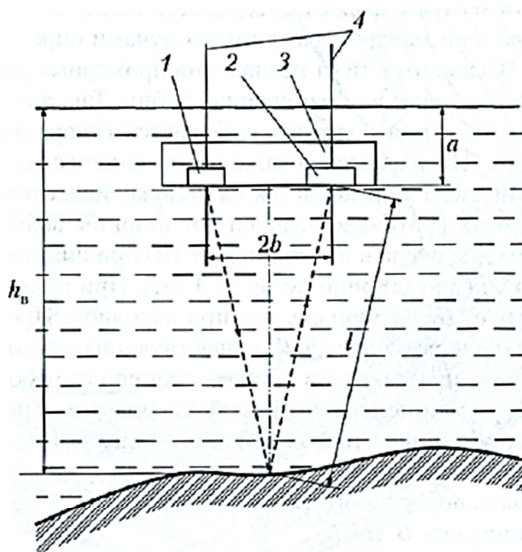


Рис. 7.4. Схема измерения глубины воды эхолотом:

1, 2 – вибраторы (1 – излучатель и 2 – приемник); 3 – заборное устройство;
4 – кабели для соединения с центральным прибором

В настоящее время разработаны конструкции эхолотов, позволяющие измерять глубины от 0,4 до 40 м и более.

Профилографы – приборы для непрерывного измерения глубин при достаточно большой скорости перемещения (до 15–17 км/ч). По принципу действия делятся на механические, гидростатические и акустические.

Механический профилограф измеряет глубины посредством груза, перемещаемого по дну и закрепленного на тросе или штанге. Изменение глубины приводит к изменению длины троса или штанги. Эта информация обрабатывается и передается на записывающее устройство.

Гидростатические профилографы снабжены датчиками давления, перемещаемыми по дну. С изменением глубины гидростатическое давление изменяется. Полученная информация обрабатывается и записывается.

Принцип работы акустического профилографа аналогичен работе эхолота. Процесс измерения идет непрерывно, и получаемая информация регистрируется.

7.3. Методика измерения местных скоростей потока

Наиболее распространены два способа измерения скоростей течения воды: вертушками и с помощью поплавков.

Вертикали, на которых измеряют местные скорости U или средние по вертикали U_v , называются **скоростными вертикалями**. Местные скорости на вертикалях измеряют вертушками в 5, 3, 2 точках или 1-й в зависимости от рабочей глубины h . При глубине $h > 1,5$ м основным является детальный пятиточечный способ. Скорости измеряют при этом у поверхности, на глубине $0,2h$, $0,6h$ и $0,8h$ (от поверхности), у дна (рис. 7.5). Если есть лед или растительность – добавляют точку $0,4h$. Скорости обозначаются $U_{пов}$, $U_{0,2}$, $U_{0,6}$, $U_{0,8}$, $U_{дно}$. При измерении $U_{пов}$, $U_{дно}$ вертушка устанавливается на $0,10$ – $0,15$ м от ее оси (2–4 см от наружного контура винта) соответственно до поверхности воды и дна.

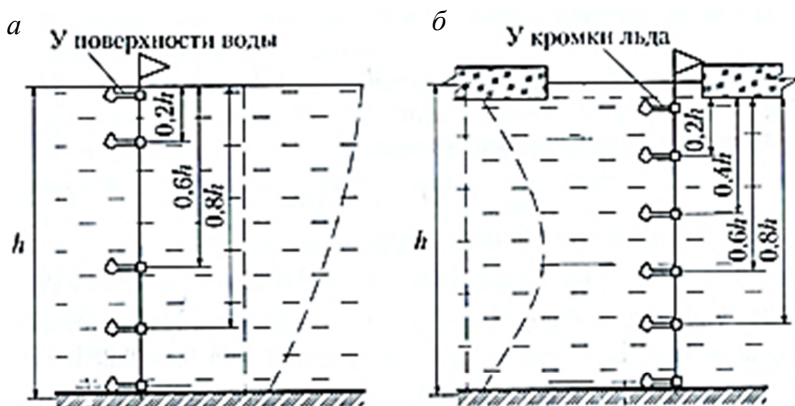


Рис. 7.5. Положение вертушки на промерной вертикали при детальном способе измерения скорости:

a – в свободном русле; *б* – при наличии ледяного покрова

При $h = 0,75-1,5$ м применяют трехточечный ($0,2h$, $0,6h$ и $0,8h$) или двухточечный ($0,2h$ и $0,8h$) способы в зависимости от требуемой точности измерения.

При $h < 0,75$ м – двухточечный или одноточечный ($0,6h$ от поверхности, т. е. $0,4h$ от дна).

Вычисляют средние скорости на вертикали по формулам: при измерении

$$\begin{aligned} \text{в 5-ти точках: } U_B &= 0,1(U_{\text{пов}} + 3U_{0,2} + 3U_{0,6} + 2U_{0,8} + U_{\text{дно}}); \\ \text{3-х точках: } U_B &= 0,25(U_{0,2} + 2U_{0,6} + U_{0,8}); \\ \text{2-х точках: } U_B &= 0,5(U_{0,2} + U_{0,8}); \\ \text{1-й точке: } U_B &= U_{0,6}. \end{aligned} \tag{7.4}$$

7.4. Приборы для измерения скоростей

Основными приборами для измерения скоростей в естественных условиях (на реках и каналах) являются гидрометрические **поплавки и гидрометрические вертушки**. На малых водотоках и в лабораторных условиях применяют микровертушки, гидрометрические трубки, термогидрометры, лазерные измерители, электромагнитные измерители, ультразвуковые датчики.

7.4.1. Гидрометрические поправки

Поплавки делят на точечные (измеряют местную скорость U) и интеграционные (измеряют среднюю скорость по вертикали U_B , а также среднюю скорость по всему живому сечению v).

Точечные поправки подразделяют на поверхностные и глубинные. Поверхностные – это круглые бруски дерева (высотой 3–7 см), две доски, соединенные крестом, и устройства из пластмассы и др.; поправки для видимости снабжают флажками (рис. 7.6).

На участке водотока (по возможности прямолинейном, с одинаковой глубиной и шириной) разбивают створы перпендикулярно направлению течения воды и закрепляют вехами. Створы 2, 3, 4 привязываются к магистрали 5 (рис. 7.6).

Продолжительность хода поплавков t_n между створами 2 и 4 при измерении наибольшей скорости U_{max} должна быть не менее 20 с. Натягивают через водоток трос, нулевое деление которого совме-

щают с магистралью. Пускают поочередно 10–20 поплавков, распределяя их равномерно по ширине реки. Значение b отсчитывают по тросу (при $B \leq 100$ м). Если $B > 100$ м, то координаты пересечения траектории поплавков с главным створом отмечают геодезическими приборами. По $U_{\max} = L / t_n$ и b строят эпюру распределения поверхностных скоростей по ширине потока (рис. 7.6).

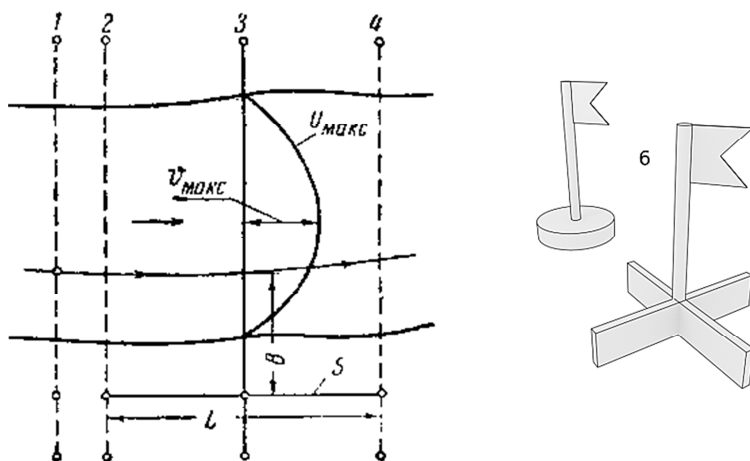


Рис. 7.6. Схема измерения скоростей течения воды поверхностными поплавками:
 1 – пусковой створ; 2 – верхний створ; 3 – главный створ; 4 – нижний створ;
 5 – магистраль; 6 – поплавок

Используя существующие формулы распределения скоростей по вертикали, можно по значению поверхностной (максимальной) скорости $U_{\text{пов}}$ найти значение местной скорости U на любой глубине потока и построить эпюру скоростей по вертикали (рис. 7.7).

В условиях установившегося равномерного движения воды в реках и каналах хорошее соответствие с эпюрами измеренных скоростей дает формула А. В. Караушева:

$$U = U_{\text{пов}} \sqrt{1 - P \left(\frac{y}{h} \right)^2}, \quad (7.5)$$

где $U_{\text{пов}}$ – поверхностная скорость;
 h – глубина потока;

y – расстояние от поверхности до точки со скоростью U ;
 P – безразмерный параметр, который зависит от коэффициента Шези C и при $C = 10\text{--}60 \text{ м}^{0.5}/\text{с}$ определяется по формуле

$$P = 0,57 + \frac{3,3}{C}. \quad (7.6)$$

Скорость у дна потока называется донной скоростью.

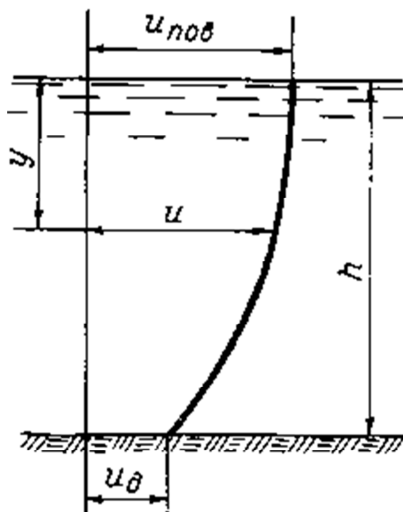


Рис. 7.7. Эпюра скоростей течения по вертикали

С помощью глубинных поплавков можно измерять местные скорости на любой глубине. Однако большого практического применения они не нашли, и их используют только для измерения малых скоростей течения, которые не могут быть измерены гидromетрической вертушкой.

С помощью **поплавка-интегратора** измеряют среднюю скорость на вертикали U_v (рис. 7.8). За время dt поплавок переместится в вертикальном направлении на глубину $dh = V_{всп} dt$, в горизонтальном – на расстояние $dl = U dt$, где $V_{всп}$ – скорость всплывания тела в спокойной (стоячей) воде, U – местная скорость.

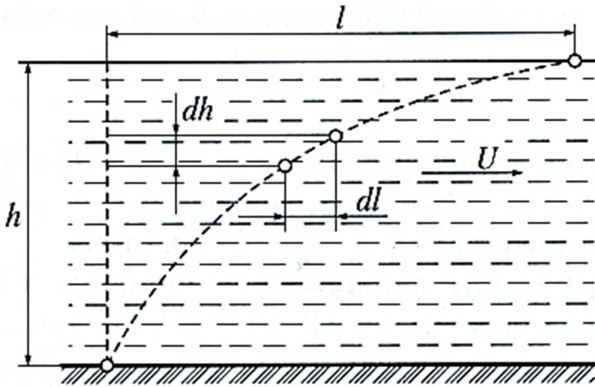


Рис. 7.8. Схема всплытия поплавка-интегратора

За время всплытия поплавков-интегратор переместится от точки его выпуска в горизонтальном направлении на расстояние

$$l = \int_0^t U dt. \quad (7.7)$$

Считая скорость $V_{всп}$ постоянной, имеем:

$$l = \frac{1}{V_{всп}} \int_0^h U dh = \frac{h U_B}{V_{всп}}. \quad (7.8)$$

Из формулы (7.8) получаем значение средней скорости на вертикали:

$$U_B = \frac{l}{h} V_{всп}. \quad (7.9)$$

Скорость $V_{всп}$ определяют тарировкой поплавка-интегратора в стоячей воде и при ее известном значении для определения средней скорости на вертикали достаточно знать расстояние сноса поплавка-интегратора l и глубину водотока h .

7.4.2. Гидрометрические вертушки

Вертушка имеет следующие основные конструктивные элементы: лопастной винт 1 с осью вращения, корпус 2, счетно-контактный механизм 3 и хвостовое оперение (стабилизатор) 4. Датчиком скорости является лопастной винт (ротор) (рис. 7.9). Чем больше скорость течения жидкости U , тем быстрее он вращается. Следовательно, $n = n(U)$, где n – число оборотов в единицу времени. Хотя n является функцией U , по практическим соображениям связь между ними условно записывают в форме $U = U(n)$. Зная зависимость n от U и определив при помощи счетно-контактного механизма число оборотов N за время t , можно перейти от $n = N / t$ к скорости U по тарировочной кривой (рис. 7.10).

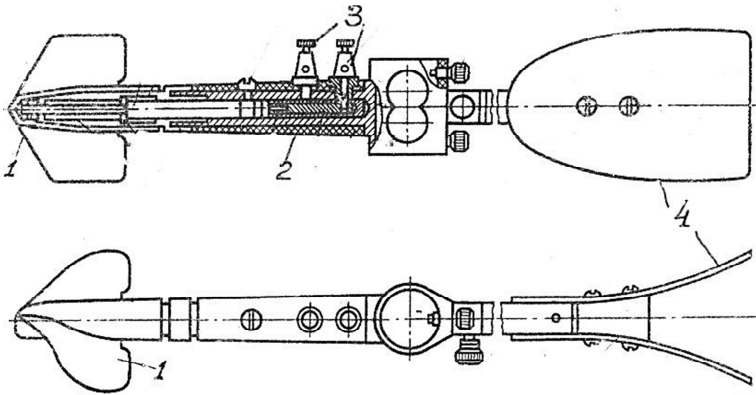


Рис. 7.9. Устройство гидрометрической вертушки ГР-55:
1 – лопастной винт; 2 – корпус; 3 – клеммы контактного механизма;
4 – стабилизатор направления

Вертушки устанавливают на штанге при глубине $h \leq 3$ м или на тросе при $h > 3$ м. Ось вертушки должна быть нормальна к поперечному сечению потока. Вертушка ГР-21 А. Е. Жестовского: начальная скорость вращения $U_0 = 0,04$ м/с. В комплекте два лопастных винта № 1 и № 2.

Лопастной винт № 1 – диаметр 120 мм, геометрический шаг 215 мм, применяется в диапазоне скоростей до 2 м/с с точностью измерения $+(-) 2 \%$.

Лопастной винт № 2 – диаметр 120 мм, геометрический шаг 500 мм, применяется в диапазоне скоростей 2–5 м/с.

Каждая вертушка имеет свою тарировочную кривую (рис. 7.10).

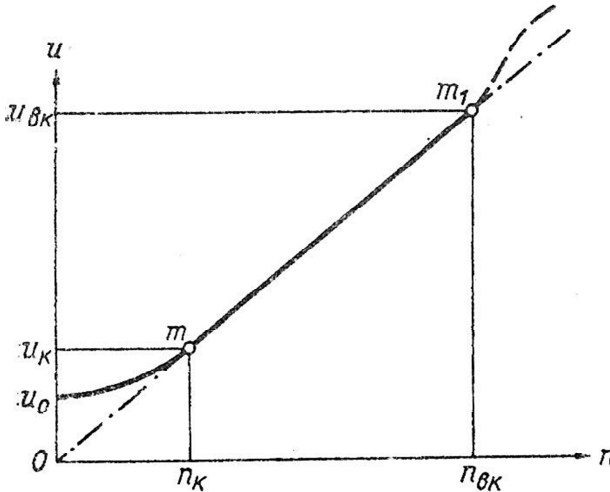


Рис. 7.10. Тарировочная кривая $U = f(n)$ гидрометрической вертушки

В лабораторных условиях и на малых водотоках широкое применение получили микровертушки, которые создают незначительное возмущение в потоке и тем самым повышают точность измерений.

7.4.3. Гидрометрические трубки

Их действие основано на связи между скоростью и давлением жидкости. При движении жидкости уровень в трубке (рис. 7.11, а) под влиянием скорости поднимается на величину, равную скоростному напору $U^2 / 2g$, или с учетом вязкости $h_{и} = \varphi U^2 / 2g$, откуда

$$U = \varphi \sqrt{2gh_{и}}, \quad (7.10)$$

где φ – опытный коэффициент, близкий к единице (учитывающий вязкость жидкости).

Измерив значение $h_{и}$, по уравнению (7.10) находим скорость U .

На рис. 7.11, *a* показана простейшая гидрометрическая трубка Пито. Отсчет $h_{\text{и}}$ в ней приходится делать в непосредственной близости от воды. Чтобы избежать этого неудобства, Г. Дарси предложил соединить в один прибор две трубки (рис. 7.11, *б*): динамическую (напорную) 1 и статическую 3. Под действием отсоса воздуха в обеих трубках понижается давление, оба уровня поднимаются, измерение $h_{\text{и}}$ становится более удобным. Эти трубки можно присоединить с помощью шлангов к манометру, измеряющему $h_{\text{и}}$. А. И. Лосиевский предложил полностью заполнить жидкостью обе трубки и по скорости движения ω воды в них на мерном участке длиной l' определять скорость потока U (рис. 7.11, *в*).

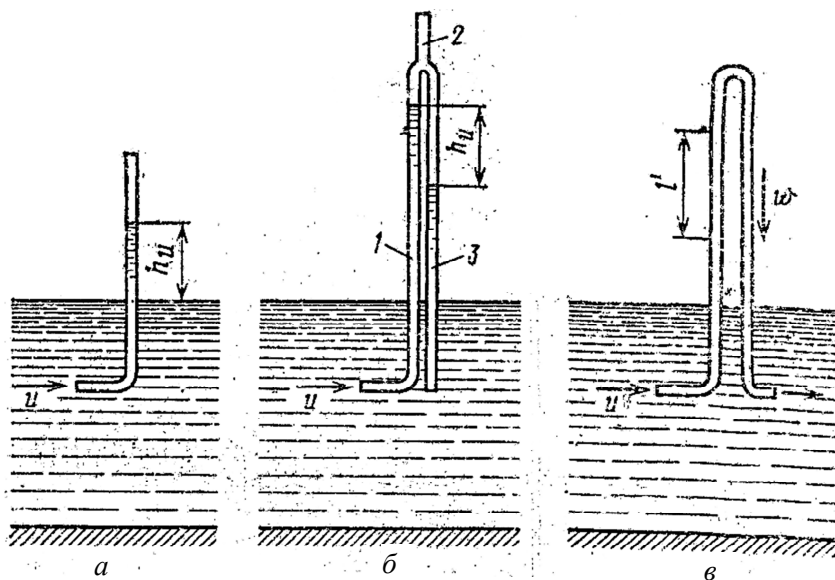


Рис. 7.11. Схемы устройства гидрометрических трубок:

a – Пито; *б* – Дарси; *в* – Лосиевского;

1 – динамическая трубка; 2 – трубка для отсоса воздуха; 3 – статическая трубка

7.4.4. Лазерный измеритель скорости

Луч лазера, имеющий одни и те же частоты колебаний, направляется в точку потока, скорость которого нужно измерить. В потоке используют естественную мутность или вводят мелкие частицы

полистирола, суспензию фторопласта, алюминиевую пудру и другие материалы, которые могут рассеивать падающий на них световой луч. Размер частиц очень малый – 10^{-3} мм. Отраженный или рассеянный частицами луч света попадает в приемник светового сигнала. Сигналы можно зарегистрировать самописцем.

Лазерные доплеровские измерители скорости имеют следующие преимущества: не вызывают возмущения в потоке, не требуют тарировки и т. д. Применяются чаще всего в лабораторных условиях и на малых водотоках.

7.4.5. Ультразвуковой измеритель скорости

В последние годы стали применять также **ультразвуковой способ** измерения скоростей водного потока. Этот интеграционный способ не требует традиционного довольно громоздкого гидрометрического оборудования. Датчики, позволяющие посылать и принимать ультразвуковые импульсы, устанавливаются под свободной поверхностью воды у берегов с некоторым смещением по длине потока (рис. 7.12).

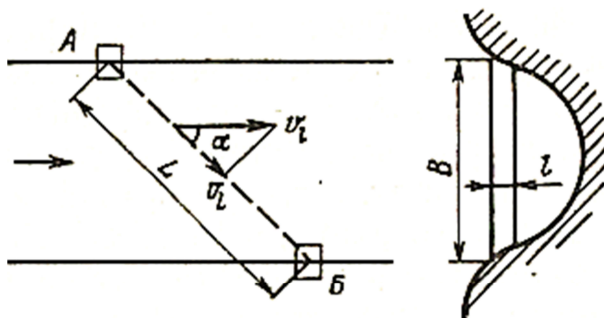


Рис. 7.12. Схема измерения скорости ультразвуковым способом

Угол между направлением потока и траекторией звукового импульса α назначается в пределах от 30° до 70° . Время t_1 прохождения звуковым импульсом расстояния L от A до B равно:

$$t_1 = \frac{L}{c + v_L}, \quad (7.11)$$

где c – скорость распространения звука в воде;

$v_L = v_l \cos \alpha$ – проекция на направление L скорости потока v_l ;

v_l – осредненная скорость по ширине потока при погружении датчиков под свободной поверхностью на величину l .

Время прохождения звуковых импульсов расстояния L в обратном направлении от B до A :

$$t_1 = \frac{L}{c - v_L}. \quad (7.12)$$

Решая совместно уравнения (7.11) и (7.12), получим следующие выражения:

$$v_L = \frac{L}{2} \left(\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right); \quad (7.13)$$

$$v_l = \frac{L}{2 \cos \alpha} \left(\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right).$$

Так как $L = \frac{B}{\sin \alpha}$, то

$$v_l = \frac{B}{2 \sin \alpha \cos \alpha} \left(\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right), \quad (7.14)$$

где B – ширина потока.

Измерив скорости при различных значениях l и глубины потока, можно подсчитать среднюю скорость всего потока.

7.5. Определение расхода воды

В гидрологии для определения расхода воды наибольшее распространение получил **метод «скорость – площадь»**. В данном случае для определения расхода водотока выбирается гидрометрический створ на прямолинейном чистом участке реки.

В закрепленном на местности гидростворе намечаются скоростные вертикали и промеряются глубины. Затем измеряются скорости на каждой вертикали с помощью гидрометрической вертушки. После этого вычисляются значения средней скорости на каждой вертикали для данной скоростной вертикали.

Затем определяются площади поперечного сечения водотока между промерными вертикалями (рис. 7.13).

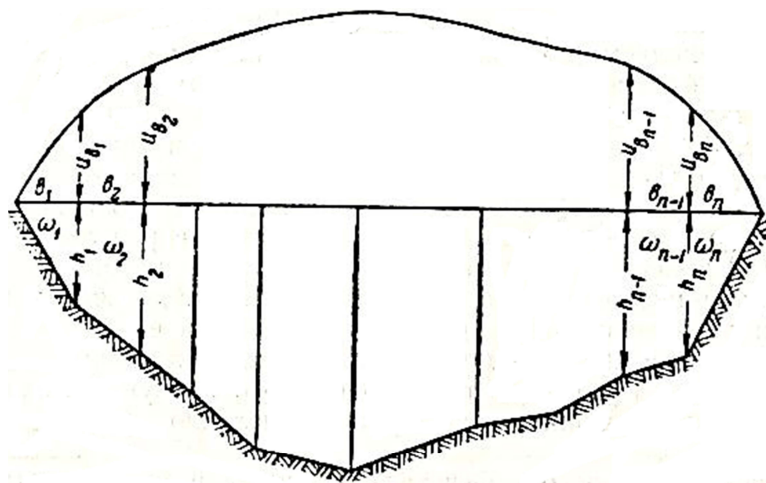


Рис. 7.13. Схема к аналитическому способу определения расхода воды

На береговых участках это, как правило, площади треугольников, а во всех остальных случаях – площади трапеций. Величина расхода между промерными вертикалями равна произведению площади поперечного сечения между ними на полусумму средних скоростей на данных вертикалях. Тогда величина расхода для всего водотока выразится как сумма расходов между отдельными вертикалями:

$$Q = K_6 U_{B1} \omega_1 + 0,5(U_{B1} + U_{B2}) \omega_2 + \dots + 0,5(U_{Bn-2} + U_{Bn-1}) \omega_{n-1} + K_6 U_{Bn} \omega_n, \quad (7.15)$$

где $U_{B1}, U_{B2}, \dots, U_{Bn}$ – средние скорости водотока соответственно на первой, второй и n вертикалях, м/с;

$\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n$ – площади поперечного сечения водотока соответственно между урезом берега и первой скоростной вертикалью, между второй и третьей вертикалями и между последней скоростной вертикалью и урезом противоположного берега, м²;

K_6 – береговой коэффициент, зависящий от характера берега и принимаемый при пологом берегу равным 0,7; при обрывистом берегу – 0,8; для гладкого крепления берега – 0,9.

Кроме рассмотренного способа определения расхода методом «скорость – площадь» известен такой метод, который иногда называют «уклон – площадь». Он основан на использовании формулы Шези:

$$Q = \omega C \sqrt{RI}, \quad (7.16)$$

где ω – осредненная площадь поперечного (живого) сечения водотока, м²; $\omega = 0,25(\omega_1 + 2\omega_c + \omega_2)$, где $\omega_1, \omega_c, \omega_2$ – площади живого сечения русла в начале участка реки, на середине участка и в конце участка;

C – коэффициент Шези, м^{0,5}/с;

R – гидравлический радиус, осредненный на участке, м;

I – гидравлический уклон, измеряемый с помощью высокоточного нивелирования.

Коэффициент Шези может быть определен по формуле Павловского:

$$C = \frac{1}{n} R^y, \quad (7.17)$$

где $y = 1,5\sqrt{n}$ при $R < 1$ м и $y = 1,3\sqrt{n}$ при $R > 1$ м.

В лабораторных гидравлических лотках и на каналах могут быть использованы объемный метод и метод водослива [16]. Объемный метод основан на определении времени наполнения мерного сосуда. Частное от деления объема сосуда на время его наполнения и будет величиной расхода. Метод водослива основан на определении величины напора на водосливе; используя формулы гидравлики, определяется величина расхода.

7.6. Измерение мутности воды

Для определения расхода наносов необходимо измерить расход воды и мутность потока и рассчитать по формуле (4.4) их произведение. Для отбора проб с целью измерения мутности применяют специальные приборы – **батометры**. Простейшим прибором для измерения концентрации в потоке взвешенных наносов является батометр-бутылка, выполненный в различной модификации (рис. 7.14, 7.15).

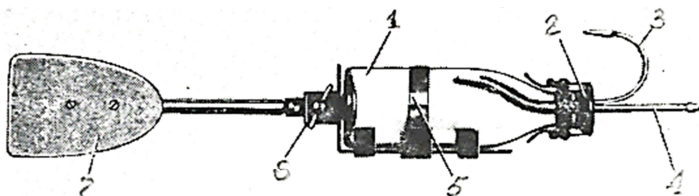


Рис. 7.14. Батометр-бутылка на штанге:

- 1 – бутылка; 2 – металлическая головка; 3 – воздухоотводящая трубка; 4 – водозаборная трубка; 5 – обойма; 6 – муфта для штанги и зажимной винт; 7 – стабилизатор

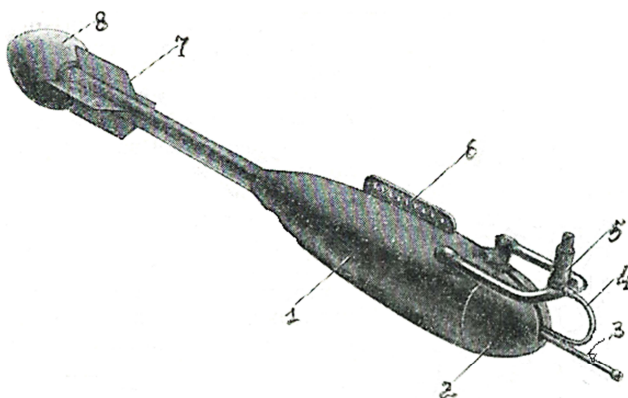


Рис. 7.15. Батометр-бутылка в грузе:

- 1 – корпус груза; 2 – откидная часть груза; 3 – водозаборная трубка; 4 – воздухоотводящая трубка; 5 – кронштейн для вертушки; 6 – гребенка для подвески к тросу; 7 – хвостовое оперение; 8 – поплавок

Батометр-бутылка на штанге модернизированный ГР-16М (рис. 7.14) отличается наличием стабилизатора, обеспечивающего установку прибора по течению. Прибор может применяться при

больших скоростях течения и позволяет брать пробы в придонных слоях потока на расстоянии 0,1 м от дна.

Батометр-бутылка в грузе (металлическом кожухе) ГР-15М (рис. 7.15) снабжен четырехлопастным стабилизатором, на конце которого укреплен поплавков обтекаемой формы, благодаря которому батометр принимает в потоке горизонтальное положение [13]. Грузы для батометра-бутылки выпускаются массой 15, 50 и 75 кг. При скорости течения до 1 м/с используют груз массой 15 кг, при скорости от 1 до 3 м/с – 50 кг, а при скорости больше 3 м/с – 75 кг.

При работе батометром-бутылкой на штанге или в грузе на трое объем бутылки заполняется не полностью (на 80–90 %).

Взятие проб батометром может производиться точечным, суммарным и интеграционным способами. При точечном способе пробы отбирают в отдельных точках на скоростных вертикалях. При мутности реки менее 50 г/м³ может применяться суммарный способ: пробы, взятые в двух точках (на глубине 0,2*h* и 0,8*h*) на каждой вертикали, сливаются вместе, и определяется средняя мутность потока.

Интеграционный способ заключается в том, что проба воды забирается при равномерном перемещении батометра вниз и вверх по вертикали. При этом мутность осредняется по вертикали.

Мутность (кг/м³) проб вычисляют по формуле

$$S = m_n / V, \quad (7.18)$$

где m_n – масса наносов в пробе, кг;

V – объем пробы воды, м³.

Более совершенным прибором для взятия проб воды на определение мутности является **вакуумный батометр** длительного наполнения типа ГР-61 (рис. 7.16). Принцип действия прибора основан на всасывании воды с помощью насоса путем создания разрежения воздуха в вакуумной камере со скоростью, близкой к местной скорости течения воды u . Прибор состоит из трех основных частей: вакуумной камеры 5, ручного насоса 8 и водозаборной трубки 1 со сменными наконечниками-насадками. Вместимость камеры вакуумных батометров бывает 1, 3 и 6 л. Работать с прибором можно с лодки, понтона, мостика при расположении камеры над уровнем воды не более 4 м. При ширине потока $B < 20$ м вакуумную камеру с насосом устанавливают на берегу русла.

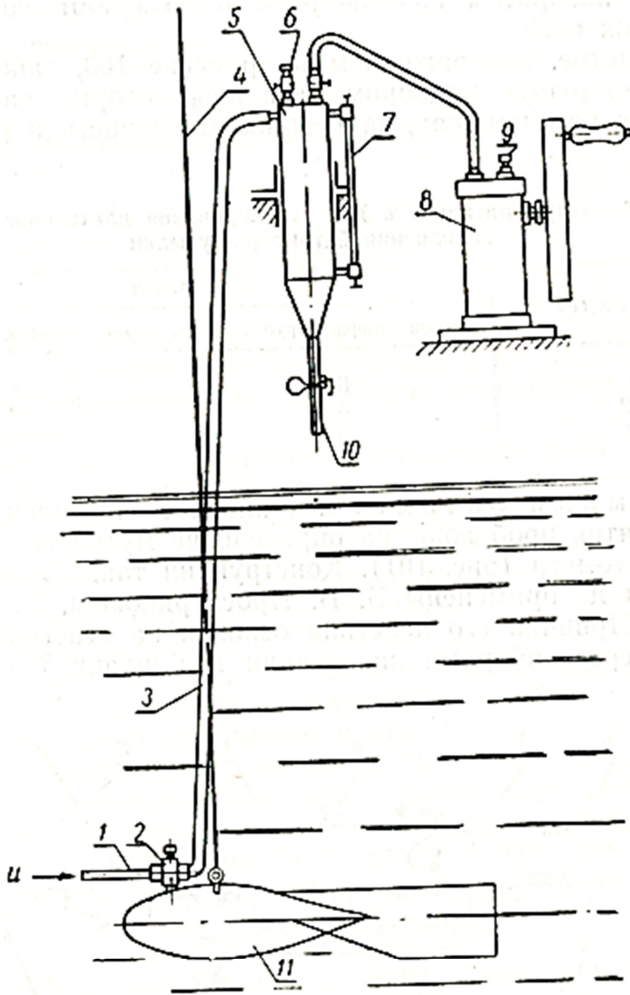


Рис. 7.16. Вакуумный батометр:

- 1 – заборная трубка; 2 – держатель; 3 – резиновый шланг; 4 – трос;
 5 – вакуумная камера; 6 – кран для выпуска воздуха; 7 – водомерное стекло;
 8 – насос; 9 – отверстие для выхода воздуха; 10 – трубка для выпуска воды;
 11 – гидрометрический груз

Для определения мутности взвешенные наносы выделяются из проб фильтрованием: автоматическим, с предварительным отстоем наносов или ускоренным под давлением. Автоматическое фильтро-

вание применяется в том случае, если объем проб не превышает 1 л, а фильтрование с предварительным отстоем – для проб объемом более 1 л. Ускоренное фильтрование под давлением применяется чаще всего в экспедиционных условиях для проб объемом до 6 л на специальном приборе [13]. Для фильтрования проб используют специальные бумажные фильтры или ядерные мембраны из различных полимерных пленок.

Для снижения трудоемкости измерений концентрации взвешенных наносов применяют оптический (фотометрический) способ определения мутности. Приборы для измерения мутности с помощью светового излучения называются **фотомутномерами** (консистомерами). Их действие основано на изменении электрического тока, возникающего в фотоэлементе под действием светового потока, проходящего через двухфазную среду, состоящую из наносов и воды. В однородных грунтах фототок прямо пропорционален мутности потока. При неоднородной крупности наносов этим способом трудно получить достоверные значения мутности.

Мутность по глубине потока распределяется неравномерно. В отличие от эпюры скоростей, где их значения уменьшаются от поверхности воды ко дну (см. рис. 7.7), концентрация взвешенных наносов в потоке увеличивается от поверхности воды ко дну и достигает максимального значения S_{max} у дна русла (рис. 7.17). В расчетах расхода взвешенных наносов и транспортирующей способности потока обычно используют значения мутности, осредненные по вертикали и сечению русла.

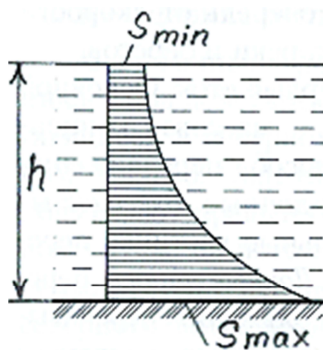


Рис. 7.17. Эпюра мутности по глубине потока

Расходы влекомых (донных) наносов измеряют при помощи **донных батометров** [1, 13]. Батометр устанавливается на дно, где он улавливает влекомые наносы на участке дна, равном по ширине входной, заборной части прибора. Для приближенной оценки расхода влекомых наносов используют расчетные зависимости [1, 20]. Для русел равнинных рек в песчаных грунтах расход донных наносов составляет ориентировочно 5–10 % расхода взвешенных наносов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Железняков, Г. В. Гидрология, гидрометрия и регулирование стока / Г. В. Железняков, Т. А. Неговская, Е. Е. Овчаров; под. ред. Г. В. Железнякова. – Москва: Колос, 1984. – 205 с.

2. Гидрология и гидротехнические сооружения: учебник для вузов / Г. Н. Смирнов [и др.]; под. ред. Г. Н. Смирнова. – Москва: Высшая школа, 1988. – 472 с.

3. Парахневич, В. Т. Гидравлика, гидрология, гидрометрия водотоков: учебное пособие / В. Т. Парахневич. – Минск: Новое знание; Москва: ИНФРА-М, 2016. – 368 с.

4. Расчетные гидрологические характеристики. Порядок определения: ТКП 45-3.04-168-2009 (02250). – Минск: М-во архитектуры и строительства, 2010. – 56 с.

5. Определение расчетных гидрологических характеристик: пособие ПП-98 к СНиП 2.01.14-93. – Минск: М-во строительства и архитектуры Республики Беларусь, 2000. – 174 с.

6. Гидрологический мониторинг Республики Беларусь / под общ. ред. А. И. Полищука, Г. С. Чекана. – Минск: Книгасбор, 2009. – 268 с.

7. Базыленко, Г. М. Основы гидрологических расчетов: учебное пособие / Г. М. Базыленко. – Минск: НПО «Пион», 2002. – 144 с.

8. Михневич, Э. И. Расчет водохранилища сезонного регулирования: пособие / Э. И. Михневич. – Минск: БНТУ, 2021. – 55 с.

9. Практикум по гидрологии, гидрометрии и регулированию стока / Е. Е. Овчаров [и др.]; под ред. Е. Е. Овчарова. – Москва: Агропромиздат, 1988. – 244 с.

10. Плешков, Я. Ф. Регулирование речного стока / Я. Ф. Плешков. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1975. – 560 с.

11. Михайлов, В. Н. Гидрология: учебник для вузов / В. Н. Михайлов, А. Д. Добровольский, С. А. Добролюбов. – 2-е изд. испр. – Москва: Высшая школа, 2007. – 464 с.

12. Михневич, Э. И. Устойчивость русел открытых водотоков. – Минск: Урожай, 1988. – 240 с.

13. Карасев, И. Ф. Гидрометрия: учебник / И. Ф. Карасев, А. В. Васильев, Е. С. Субботина. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1991. – 376 с.

14. Чалов, Р. С. Русловедение: теория, география, практика: в 3 т. / Р. С. Чалов. – Москва: Изд. ЛКИ, 2008. – Т. 1: Русловые процессы:

факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. – 608 с.

15. Колобаев, А. Н. Рациональное использование и охрана водных ресурсов / А. Н. Колобаев. – Минск: БНТУ, 2005. – 172 с.

16. Штеренлихт, Д. В. Гидравлика: учебник для вузов / Д. В. Штеренлихт; ред. Н. М. Щербакова. – Москва: Колос С, 2007. – 655 с.

17. Логинов, В. Ф. Водный баланс речных водосборов Беларуси / В. Ф. Логинов, А. А. Волчек. – Минск: Тонпик, 2006. – 160 с.

18. Левкевич, В. Е. Инженерная защита и мониторинг прибрежной зоны водохранилищ Беларуси / В. Е. Левкевич. – Минск: Право и экономика, 2020. – 152 с.

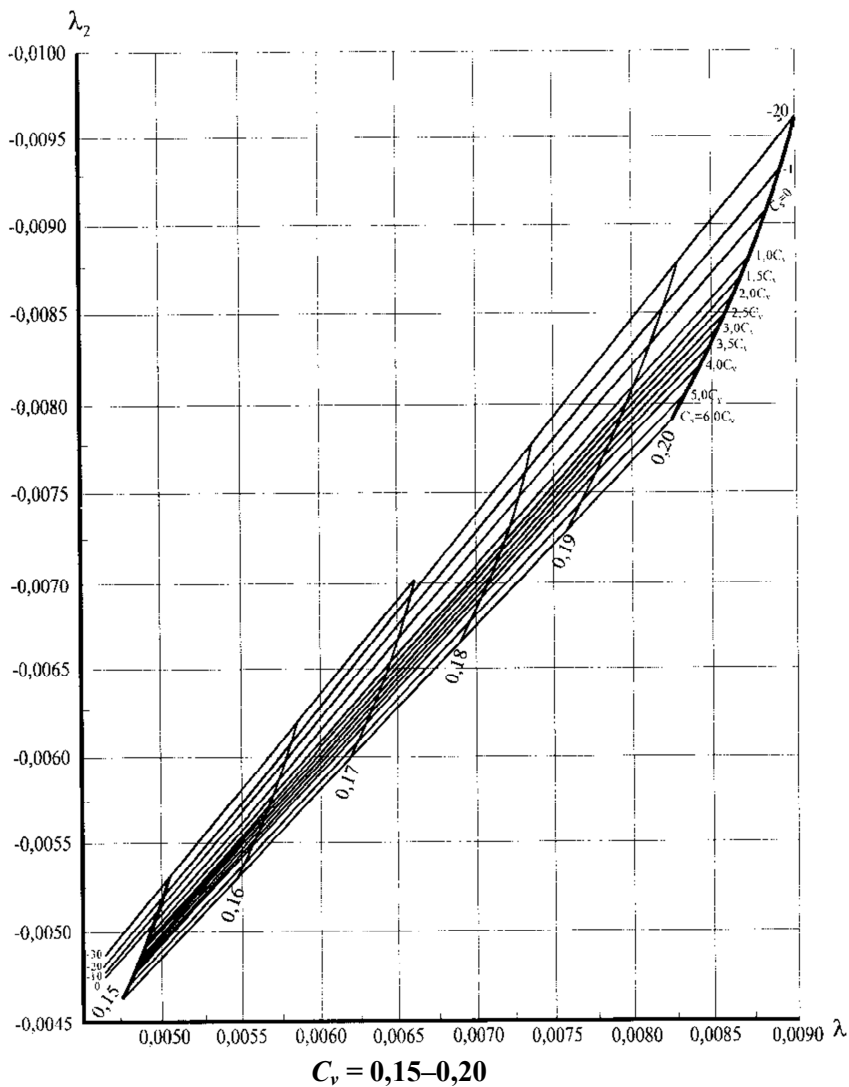
19. Лопух, П. С. Закономерности развития природы водоемов замедленного водообмена, их использование и охрана. – Минск: БГУ, 2000. – 332 с.

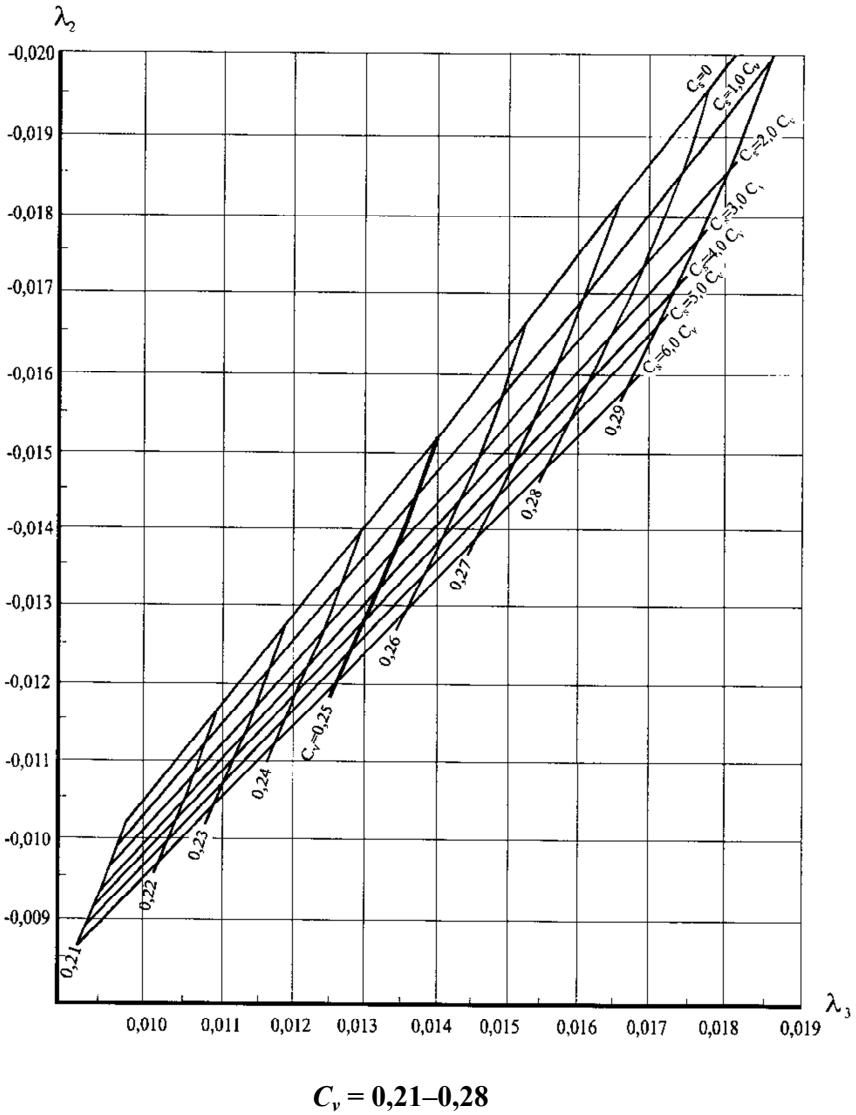
20. Караушев, А. В. Теория и методы расчета речных наносов / А. В. Караушев. – Ленинград: Гидрометеоздат, 1977. – 272 с.

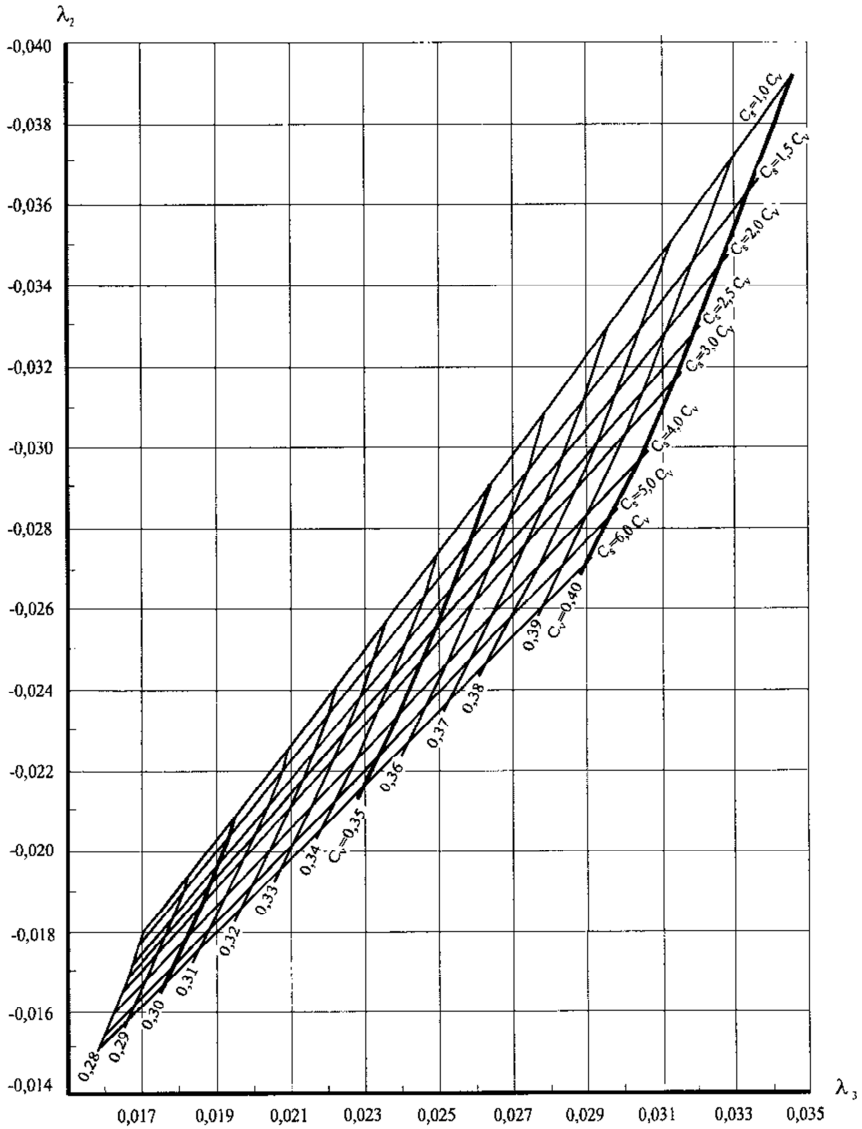
ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Номограммы для вычисления параметров трехпараметрического гамма-распределения (C_v) и (C_s) методом наибольшего правдоподобия

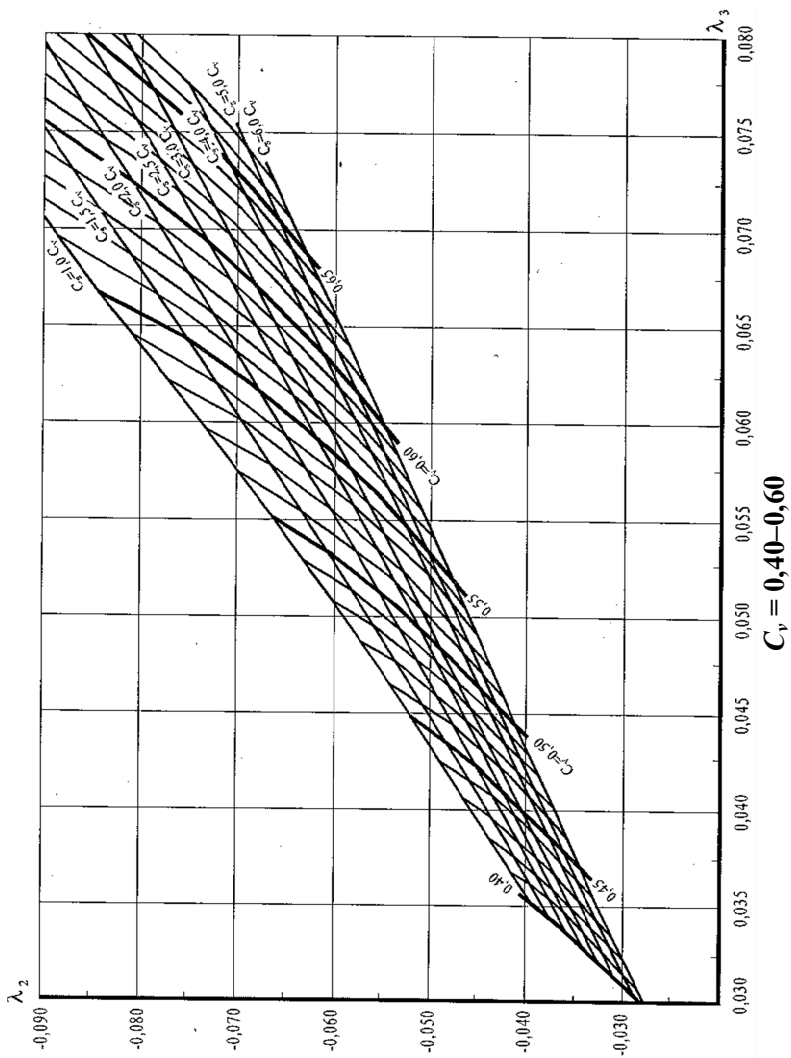


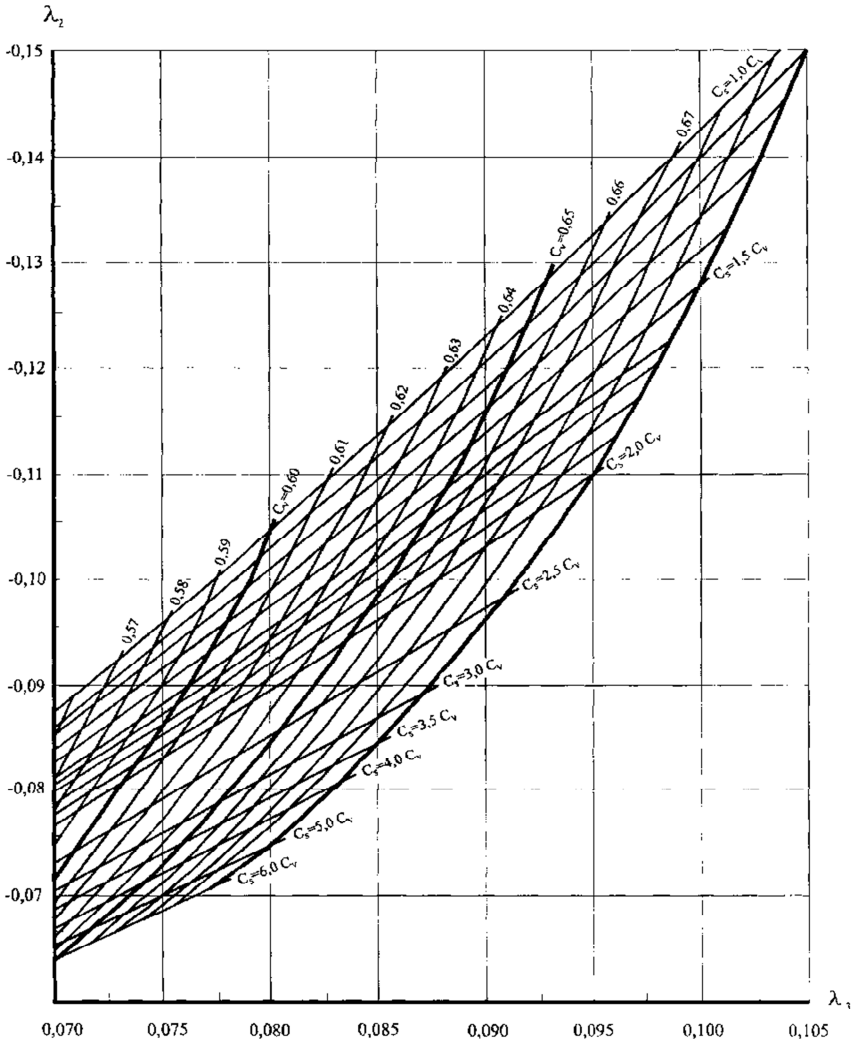




$C_v = 0,28-0,40$

Продолжение прил. 1





$C_v = 0,60-0,70$

Приложение 2

Ординаты (значения модульных коэффициентов) кривой трехпараметрического гамма-распределения

P, %	C_r										
	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1
	$C_S = C_r$										
0,1	1	1,32	1,67	2,03	2,4	2,77	3,13	3,48	3,82	4,13	4,42
0,3	1	1,28	1,59	1,91	2,23	2,56	2,89	3,21	3,53	3,84	4,14
0,5	1	1,27	1,55	1,84	2,15	2,46	2,77	3,08	3,38	3,69	3,99
1	1	1,24	1,49	1,76	2,03	2,3	2,59	2,88	3,16	3,46	3,75
3	1	1,19	1,39	1,6	1,82	2,04	2,27	2,5	2,75	3,01	3,29
5	1	1,17	1,34	1,52	1,7	1,9	2,1	2,3	2,53	2,76	3,02
10	1	1,13	1,26	1,4	1,54	1,68	1,83	1,99	2,16	2,35	2,55
20	1	1,08	1,17	1,25	1,34	1,42	1,51	1,6	1,7	1,8	1,9
25	1	1,07	1,13	1,2	1,26	1,33	1,39	1,46	1,52	1,59	1,64
30	1	1,05	1,1	1,15	1,2	1,24	1,29	1,33	1,37	1,39	1,4
40	1	1,02	1,04	1,06	1,08	1,09	1,1	1,1	1,08	1,05	0,995
50	1	0,998	0,993	0,985	0,972	0,954	0,928	0,891	0,836	0,76	0,665
60	1	0,973	0,943	0,909	0,87	0,824	0,768	0,698	0,613	0,512	0,406
70	1	0,946	0,89	0,83	0,764	0,692	0,609	0,515	0,413	0,309	0,215
75	1	0,932	0,861	0,787	0,708	0,622	0,528	0,426	0,321	0,224	0,144
80	1	0,915	0,829	0,74	0,648	0,549	0,445	0,338	0,237	0,151	0,088
90	1	0,873	0,748	0,623	0,5	0,378	0,264	0,165	0,092	0,045	0,019
95	1	0,838	0,683	0,533	0,392	0,263	0,157	0,081	0,036	0,013	0,004
97	1	0,816	0,642	0,478	0,329	0,202	0,107	0,048	0,018	0,005	0,001
99	1	0,775	0,568	0,383	0,229	0,115	0,047	0,015	0,004	0,001	0,0001
99,5	1	0,752	0,528	0,335	0,182	0,081	0,028	0,008	0,002	0,0002	0,00003
99,7	1	0,737	0,502	0,303	0,154	0,062	0,019	0,004	0,001	0,00009	0,00001
99,9	1	0,707	0,451	0,247	0,108	0,036	0,008	0,001	0,0002	0,00001	0,000002

P, %	C_V										
	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1
	$C_S = 2C_V$										
0,1	1	1,34	1,73	2,19	2,70	3,27	3,87	4,56	5,30	6,08	6,91
0,3	1	1,30	1,64	2,02	2,45	2,91	3,42	3,96	4,55	5,16	5,81
0,5	1	1,28	1,59	1,94	2,32	2,74	3,20	3,68	4,19	4,74	5,30
1	1	1,25	1,52	1,82	2,16	2,51	2,89	3,29	3,71	4,15	4,60
3	1	1,20	1,41	1,64	1,87	2,13	2,39	2,66	2,94	3,21	3,51
5	1	1,17	1,35	1,54	1,74	1,94	2,15	2,36	2,57	2,78	3,00
10	1	1,13	1,26	1,40	1,54	1,67	1,80	1,94	2,06	2,19	2,30
20	1	1,08	1,16	1,24	1,31	1,38	1,44	1,50	1,54	1,58	1,61
25	1	1,06	1,13	1,18	1,23	1,28	1,31	1,34	1,37	1,38	1,39
30	1	1,05	1,09	1,13	1,16	1,19	1,21	1,22	1,22	1,22	1,20
40	1	1,02	1,04	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	0,984	0,955	0,916
50	1	0,997	0,986	0,970	0,948	0,918	0,886	0,846	0,800	0,748	0,693
60	1	0,972	0,938	0,898	0,852	0,803	0,748	0,692	0,632	0,568	0,511
70	1	0,945	0,886	0,823	0,760	0,691	0,622	0,552	0,488	0,424	0,357
75	1	0,931	0,858	0,784	0,708	0,634	0,556	0,489	0,416	0,352	0,288
80	1	0,915	0,830	0,745	0,656	0,574	0,496	0,419	0,352	0,280	0,223
90	1	0,873	0,754	0,640	0,532	0,436	0,352	0,272	0,208	0,154	0,105
95	1	0,842	0,696	0,565	0,448	0,342	0,256	0,181	0,120	0,082	0,051
97	1	0,821	0,660	0,517	0,392	0,288	0,202	0,139	0,088	0,046	0,030
99	1	0,782	0,594	0,436	0,304	0,206	0,130	0,076	0,040	0,019	0,010
99,5	1	0,761	0,560	0,394	0,269	0,166	0,099	0,054	0,027	0,012	0,005
99,7	1	0,748	0,537	0,374	0,240	0,144	0,082	0,042	0,019	0,008	0,003
99,9	1	0,719	0,492	0,319	0,192	0,107	0,052	0,027	0,008	0,004	0,001

Продолжение прил. 2

P, %	C_V										
	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1
	$C_S = 3C_V$										
0,1	1	1,36	1,81	2,35	3,01	3,74	4,56	5,44	6,38	7,37	8,41
0,3	1	1,31	1,69	2,12	2,65	3,21	3,82	4,48	5,17	5,88	6,61
0,5	1	1,28	1,63	2,03	2,48	2,97	3,50	4,06	4,64	5,24	5,84
1	1	1,25	1,55	1,90	2,26	2,66	3,07	3,50	3,96	4,41	4,87
3	1	1,20	1,42	1,66	1,91	2,17	2,43	2,69	2,95	3,21	3,47
5	1	1,17	1,36	1,55	1,75	1,95	2,14	2,34	2,52	2,70	2,88
10	1	1,13	1,26	1,40	1,52	1,65	1,76	1,87	1,97	2,06	2,15
20	1	1,08	1,16	1,23	1,29	1,34	1,38	1,42	1,45	1,47	1,49
25	1	1,07	1,12	1,17	1,21	1,24	1,26	1,28	1,28	1,29	1,29
30	1	1,05	1,09	1,12	1,14	1,15	1,16	1,16	1,15	1,14	1,13
40	1	1,02	1,03	1,03	1,03	1,01	0,995	0,972	0,946	0,915	0,883
50	1	0,997	0,981	0,959	0,93	0,898	0,862	0,823	0,783	0,741	0,699
60	1	0,972	0,933	0,890	0,843	0,794	0,745	0,695	0,646	0,597	0,549
70	1	0,945	0,884	0,822	0,758	0,696	0,636	0,578	0,523	0,471	0,422
75	1	0,931	0,858	0,786	0,715	0,647	0,583	0,522	0,465	0,412	0,363
80	1	0,915	0,830	0,748	0,669	0,596	0,528	0,465	0,407	0,354	0,306
90	1	0,876	0,761	0,656	0,563	0,479	0,406	0,341	0,284	0,235	0,193
95	1	0,844	0,708	0,588	0,487	0,400	0,326	0,263	0,210	0,166	0,129
97	1	0,825	0,675	0,548	0,443	0,355	0,282	0,221	0,171	0,131	0,099
99	1	0,786	0,618	0,484	0,369	0,283	0,213	0,158	0,116	0,083	0,058
99,5	1	0,769	0,588	0,446	0,334	0,249	0,182	0,131	0,092	0,064	0,043
99,7	1	0,756	0,568	0,422	0,312	0,228	0,163	0,114	0,079	0,053	0,034
99,9	1	0,732	0,531	0,381	0,273	0,192	0,131	0,088	0,057	0,036	0,022

P, %	C_T										
	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1
	$C_S = 4C_T$										
0,1	0	1,38	1,88	2,53	3,29	4,15	5,07	6,05	7,08	8,15	9,26
0,3	0	1,32	1,74	2,24	2,82	3,44	4,09	4,79	5,50	6,22	6,96
0,5	0	1,29	1,67	2,12	2,61	3,13	3,68	4,26	4,85	5,43	6,03
1	0	1,25	1,58	1,94	2,31	2,75	3,17	3,59	4,03	4,47	4,91
3	0	1,20	1,44	1,68	1,93	2,18	2,43	2,68	2,92	3,16	3,39
5	0	1,17	1,36	1,56	1,75	1,94	2,12	2,29	2,46	2,62	2,78
10	0	1,13	1,26	1,39	1,51	1,62	1,72	1,81	1,90	1,98	2,05
20	0	1,08	1,15	1,22	1,27	1,31	1,34	1,37	1,40	1,41	1,42
25	0	1,07	1,12	1,16	1,19	1,21	1,23	1,24	1,24	1,24	1,24
30	0	1,05	1,08	1,11	1,12	1,13	1,13	1,13	1,12	1,11	1,10
40	0	1,02	1,02	1,02	1,01	0,996	0,967	0,954	0,929	0,902	0,873
50	0	0,997	0,976	0,950	0,920	0,888	0,853	0,818	0,781	0,744	0,707
60	0	0,972	0,929	0,885	0,839	0,793	0,747	0,702	0,658	0,614	0,572
70	0	0,945	0,883	0,821	0,761	0,704	0,649	0,597	0,548	0,501	0,457
75	0	0,931	0,858	0,788	0,722	0,660	0,601	0,546	0,495	0,448	0,403
80	0	0,915	0,832	0,754	0,681	0,614	0,553	0,496	0,443	0,395	0,351
90	0	0,877	0,767	0,671	0,586	0,511	0,444	0,384	0,331	0,284	0,243
95	0	0,846	0,719	0,611	0,519	0,440	0,372	0,312	0,261	0,217	0,180
97	0	0,829	0,690	0,576	0,481	0,400	0,332	0,274	0,224	0,182	0,147
99	0	0,790	0,638	0,516	0,417	0,336	0,269	0,214	0,168	0,132	0,102
99,5	0	0,776	0,612	0,485	0,386	0,305	0,239	0,186	0,144	0,110	0,083
99,7	0	0,762	0,594	0,466	0,366	0,286	0,221	0,170	0,129	0,097	0,072
99,9	0	0,742	0,561	0,430	0,331	0,252	0,189	0,141	0,104	0,075	0,054

P, %	C_V									
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	
	$C_S = 5C_V$									
0,1	1,40	1,95	2,66	3,51	4,44	5,40	6,43	7,54	8,64	
0,3	1,34	1,78	2,31	2,92	3,52	4,22	4,91	5,69	6,41	
0,5	1,31	1,70	2,16	2,69	3,21	3,77	4,34	4,93	5,52	
1	1,27	1,61	1,98	2,38	2,79	3,21	3,65	4,06	4,50	
3	1,20	1,44	1,67	1,93	2,17	2,42	2,62	2,88	3,10	
5	1,17	1,36	1,55	1,74	1,90	2,08	2,22	2,41	2,54	
10	1,13	1,26	1,37	1,49	1,60	1,70	1,79	1,86	1,94	
20	1,08	1,15	1,21	1,25	1,30	1,32	1,34	1,36	1,36	
25	1,06	1,11	1,15	1,17	1,20	1,20	1,20	1,22	1,22	
30	1,05	1,08	1,09	1,10	1,10	1,11	1,10	1,10	1,09	
40	1,02	1,02	1,01	1,00	0,98	0,97	0,94	0,92	0,90	
50	0,99	0,97	0,94	0,92	0,88	0,85	0,82	0,78	0,75	
60	0,97	0,93	0,88	0,84	0,79	0,75	0,71	0,67	0,63	
70	0,94	0,88	0,82	0,77	0,71	0,66	0,61	0,56	0,52	
75	0,93	0,86	0,79	0,73	0,67	0,62	0,56	0,51	0,47	
80	0,91	0,83	0,75	0,69	0,63	0,57	0,52	0,47	0,42	
90	0,88	0,77	0,68	0,61	0,53	0,47	0,41	0,36	0,32	
95	0,84	0,73	0,63	0,55	0,47	0,40	0,34	0,29	0,25	
97	0,82	0,70	0,60	0,51	0,43	0,36	0,31	0,26	0,22	
99	0,78	0,66	0,55	0,45	0,37	0,31	0,25	0,20	0,16	
99,5	0,76	0,63	0,52	0,42	0,34	0,28	0,23	0,18	0,14	
99,7	0,75	0,62	0,51	0,41	0,32	0,26	0,21	0,16	0,12	
99,9	0,73	0,59	0,47	0,37	0,29	0,23	0,18	0,14	0,10	

P, %	C _V									
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	
	C _S = 6C _V									
0,1	1,41	2,02	2,80	3,68	4,58	5,54	6,57	7,63	8,79	
0,3	1,35	1,83	2,38	2,98	3,64	4,31	5,00	5,66	6,38	
0,5	1,32	1,74	2,22	2,73	3,26	3,82	4,38	4,93	5,51	
1	1,29	1,63	2,01	2,40	2,81	3,22	3,63	4,03	4,44	
3	1,21	1,45	1,68	1,92	2,14	2,38	2,60	2,82	3,04	
5	1,18	1,37	1,55	1,73	1,89	2,05	2,20	2,36	2,51	
10	1,14	1,26	1,37	1,47	1,56	1,66	1,73	1,82	1,90	
20	1,08	1,14	1,19	1,23	1,27	1,30	1,32	1,34	1,36	
25	1,07	1,10	1,13	1,16	1,18	1,19	1,20	1,21	1,20	
30	1,04	1,07	1,08	1,10	1,10	1,10	1,10	1,09	1,08	
40	1,02	1,02	1,01	0,99	0,98	0,96	0,94	0,92	0,89	
50	0,99	0,97	0,94	0,91	0,88	0,85	0,82	0,79	0,75	
60	0,96	0,92	0,88	0,84	0,80	0,76	0,72	0,68	0,64	
70	0,94	0,88	0,83	0,77	0,72	0,67	0,63	0,58	0,54	
75	0,93	0,86	0,80	0,74	0,68	0,63	0,58	0,53	0,49	
80	0,91	0,84	0,77	0,70	0,64	0,58	0,53	0,48	0,44	
90	0,88	0,78	0,70	0,62	0,55	0,49	0,43	0,38	0,33	
95	0,85	0,74	0,65	0,56	0,49	0,43	0,37	0,32	0,27	
97	0,83	0,72	0,62	0,53	0,46	0,39	0,33	0,28	0,24	
99	0,80	0,67	0,57	0,48	0,40	0,33	0,28	0,23	0,19	
99,5	0,78	0,65	0,55	0,45	0,37	0,31	0,25	0,20	0,17	
99,7	0,76	0,64	0,53	0,43	0,36	0,29	0,24	0,19	0,15	
99,9	0,75	0,61	0,50	0,40	0,33	0,26	0,21	0,16	0,12	

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ЗАДАЧИ ДИСЦИПЛИНЫ «ГИДРОЛОГИЯ»	5
2. КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ. ВОДНЫЙ БАЛАНС	7
2.1. Круговорот воды в природе	7
2.2. Уравнение водного баланса	8
2.3. Уравнение водного баланса речного бассейна	10
2.4. Единицы измерения стока воды	13
2.5. Общие сведения об озерах и водохранилищах Беларуси	14
3. РЕКИ И ИХ ФОРМИРОВАНИЕ. ДОЛИНЫ И РЕЧНЫЕ РУСЛА	18
3.1. Общая характеристика рек	18
3.2. Морфометрические характеристики речного бассейна	21
3.3. Факторы формирования речного стока	22
3.4. Питание рек	23
3.5. Речная долина и русло реки	24
3.6. Морфометрические характеристики русла	27
3.7. Водный и гидрологический режимы рек. Фазы водного режима	29
3.8. Гидрограф реки. Типовой гидрограф и его расчленение	31
3.9. Продольный профиль реки	32
3.10. Поперечный уклон водной поверхности	34
3.11. Действие силы Кориолиса. Закон Бэра	36
4. РЕЧНЫЕ НАНОСЫ. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ	37
4.1. Энергия речного потока	37
4.2. Речные наносы, основные определения и характеристики	38
4.3. Гидравлическая крупность наносов	41
4.4. Типы руслового процесса	44
4.5. Русловые деформации. Дифференциальное уравнение деформации русла	46
4.6. Методы расчета устойчивости русла	49
4.6.1. Критерии устойчивости русла	49
4.6.2. Допускаемые скорости течения воды в открытых водотоках	50
4.6.3. Морфометрические зависимости для определения параметров динамически устойчивого русла	53

5. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ РЕЧНОГО СТОКА	55
5.1. Задачи гидрологических расчетов. Обеспеченность и повторяемость гидрологической характеристики	55
5.2. Построение кривых распределения и обеспеченности	58
5.3. Основные параметры кривой распределения	60
5.4. Построение теоретических (аналитических) кривых распределения, определение их параметров	64
5.5. Оценка точности расчета параметров кривых распределения гидрологических характеристик	68
5.6. Корреляция. Коэффициент корреляции	69
5.7. Определение расчетных расходов воды при недостаточности наблюдений	72
5.8. Определение расчетных расходов воды при отсутствии данных гидрометрических наблюдений	79
5.8.1. Годовой сток	79
5.8.2. Максимальный сток весеннего половодья	80
5.8.3. Расчет минимального стока	85
6. РЕГУЛИРОВАНИЕ РЕЧНОГО СТОКА И ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫЕ РАСЧЕТЫ	88
6.1. Виды регулирования стока	88
6.2. Характерные уровни и объемы водохранилища	92
6.3. Расчет полезного объема водохранилища таблично-цифровым способом без учета потерь воды	96
6.4. Расчет заиления и мертвого объема водохранилища	99
6.5. Расчет сезонного регулирования стока с учетом потерь воды	101
6.5.1. Определение потерь воды из водохранилища	101
6.5.2. Расчет полезного и полного объемов водохранилища с учетом потерь воды и построение графика его работы	109
6.5.3. Определение сопряженных характеристик водохранилища и показателей регулирования стока	111
7. ГИДРОМЕТРИЯ	113
7.1. Наблюдения за уровнями воды	113
7.2. Измерение глубин воды	116
7.3. Методика измерения местных скоростей потока	119
7.4. Приборы для измерения скоростей	120
7.4.1. Гидрометрические поплавки	120
7.4.2. Гидрометрические вертушки	124

7.4.3. Гидрометрические трубки	125
7.4.4. Лазерный измеритель скорости.....	126
7.4.5. Ультразвуковой измеритель скорости.....	127
7.5. Определение расхода воды.....	128
7.6. Измерение мутности воды.....	131
Литература	136
Приложения	138
Приложение 1.....	138
Приложение 2.....	143

Учебное издание

МИХНЕВИЧ Эдуард Иванович

ГИДРОЛОГИЯ

Пособие

для студентов специальности 1-70 04 03

«Водоснабжение, водоотведение и охрана водных ресурсов»

Редактор *А. С. Мокрушников*

Компьютерная верстка *Н. А. Школьниковой*

Подписано в печать 04.05.2021. Формат 60×84 ¹/₁₆. Бумага офсетная. Ризография.

Усл. печ. л. 8,84. Уч.-изд. л. 6,91. Тираж 100. Заказ 782.

Издатель и полиграфическое исполнение: Белорусский национальный технический университет.

Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя, распространителя печатных изданий № 1/173 от 12.02.2014. Пр. Независимости, 65. 220013, г. Минск.