И. Ф. Карасев

# Речная ГИДРОМЕТРИЯ и учет водных ресурсов

ЛЕНИНГРАД
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1980

551.49

УДК 556.04/08

В книге рассматриваются наиболее эффективные методы речной гидрометрии, развиваемые применительно к оптимизации измерений элементов гидрологического режима рек, повышения оперативности и надежности учета стока. Описываются современные приборы и гидрометрические установки.

Излагаются новые аспекты речной гидрометрии, связанные с осуществляемой в Советском Союзе системой государственного учета вод и ведения водного кадастра. Освещается методика составления русловых и учетных водных балансов для гидрологического контроля использования водных ресурсов. Рассмотрен комплекс научно-методических и технических мероприятий по метрологическому обеспечению гидрологической сети.

Книга предназначена для специалистов гидрологов и гидротехников, работающих в области гидрометеорологических наблюдений и контроля природной среды, мелиорации и водном хозяйстве.

Most efficient methods of river hydrometry developed conformably to optimization of elements measure in river hydrological regime increasing efficiency and reliability of flow account are considered in the monograph "River Hydrometry and account of Water Resources" by I. F. Karasev.

New aspects of river hydrometry connected with USSR state system of water account and water cadaster are stated. Methods of compilation of channel and account water balances for hydrological control of use of water resources are elucidated. A set of scientific, methodological and technical measures for metrological provision of hydrological network is considered.

The book is intended for specialists in hydrology and hydrotechnique, working in the system of hydrometeorological observations and control of the natural environment, soil reclamation and water management.

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Адр. 193196, Малоохтенский пр., 98

К $\frac{20806\text{-}106}{069(02)\text{-}80}$ 46-80. 1903030200

© Гидрометеоиздат, 1980 г.

# Введение

Гидрометрия — наиболее древняя наука о воде. Измерения уровня и расходов воды выполнялись еще задолго до того, как гидравлика и гидрология определили сферы своих исследований. Опережающее развитие гидрометрии было естественным для того периода становления науки, который обычно связывают с накоплением данных о процессах и явлениях природы. Примат гидрометрии необходим и в современных условиях, когда гидравлика и гидрология составляют стройную систему знаний о водных потоках и закономерностях режима вод. Для определения гидрометрии как науки недостаточно перевести с греческого слова, составляющие ее название, а именно «измерение воды». Наиболее точно речная гидрометрия определяется как раздел гидрологии, занимающийся разработкой методов наблюдений за режимом рек, в первую очередь за уровнями и стоком воды. Именно этот узкий круг задач наиболее характерен для современной речной гидрометрии. Другие виды наблюдений, в частности, за стоком наносов и ледотермическим режимом, составляя аспекты речной гидрометрии, все более превращаются в обособленные разделы гидрологии [80, 278]. В самостоятельные дисциплины выделились эксплуатационная гидрометрия в ирригации [9, 10] и морская гидрометрия [3].

Речная гидрометрия не сразу пришла к современной программе наблюдений. Первоначально она развивалась как измерительная часть гидравлики и ее предметом было определение гидравлических элементов потока. Измерения на отдельных реках выполнялись изолированно без взаимной увязки пунктов наблюдений. С развитием гидрологических исследований коренным образом изменилось значение речной гидрометрии: в комплекс ее задач включается уже не только собственно измерение, но и методическое обоснование сети пунктов наблюдений, обеспечивающих более или менее целостное и систематическое изучение режима вод суши.

Основы массовой сети гидрометрических постов и станций в России были заложены в 1874—1884 гг. [266]. Первые общесетевые инструкции были изданы в 1879 г. Таким образом, исполнилось 100 лет с момента создания гидрологической сети в нашей стране.

Рост числа гидрологических постов, измеряющих сток воды (табл. 1, рис. 1), так или иначе отражал развитие народного хозяйства, хотя и не всегда находился в соответствии с его темпами. Несколько замедленный прирост постов, наблюдавшийся в 1965—1975 гг., сменился значительным увеличением их в последние годы. Для сравнения на рис. 1 показаны диаграммы развития гидрологической сети США и Канады.

После Великой Октябрьской социалистической революции все гидрологические посты были объединены в единую опорную сеть наблюдений за режимом и состоянием водных объектов. Методическим центром этой сети явился Государственный гидрологический институт (ГГИ), основанный в 1919 г. Здесь разрабатывались общесетевые методические руководства и планы развития гидрологической сети, приборы и техническое оснащение ее постов. Осуществление этих важных мероприятий в 20—30-е годы связано с деятельностью В. Г. Глушкова [74]. В послевоенные годы большой вклад в развитие системы гидрологических наблюдений внесли В. А. Урываев, А. К. Проскуряков, В. В. Уханов, О. Н. Борсук и др.

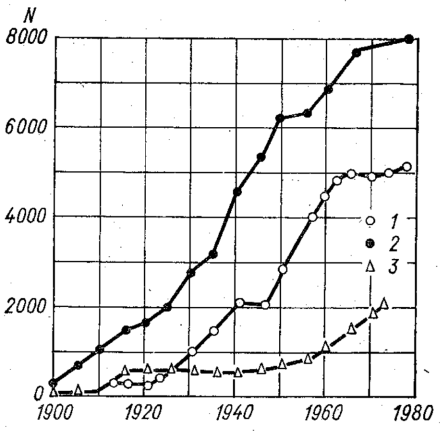



Рис. 1. Рост численности гидрологических постов, измеряющих сток воды.
*1* — СССР, *2* — США, *3* — Канада.

В современных условиях чрезвычайно возросла роль водного фактора в экономике и социальном развитии общества. Если раньше гидрология ограничивалась изучением режима водных объектов и ретроспективными расчетами гидрологических характеристик, то теперь становятся все более необходимыми текущие данные и прогноз состояния вод как динамических систем [267].

Новый этап развития гидрологии и водного хозяйства потребовал преобразования всей системы получения и сбора гидрологических данных. Речь идет именно о системе наблюдений — понятии, которое в прошлом было чуждо гидрологии. В связи с этим претерпевают радикальные изменения методический и приборно-аппаратурный комплекс речной гидрометрии. Еще до недавнего времени, когда гидрология оставалась преимущественно наукой описательной, любые результаты измерений рассматривались как «точные» данные. При органи-

*Таблица 1*

**Основные этапы развития гидрологических наблюдений на территории СССР**

| Годы | Этапы развития гидрологической сети |
|---|---|
| 1879 | Открытие массовой сети из 205 уровенных постов и начало систематических измерений расхода воды на крупных реках. Разработка инструкции по наблюдениям и поверке постов |
| 1894 | Организация постов на осушительных и оросительных каналах и на реках — источниках орошения и водоприемниках |
| 1910—1913 | Развертывание регулярных гидрологических наблюдений на малых реках. Численность сети к началу 1914 г. достигла 1134, из них 202 пункта учета стока |
| 1919 | Организация Государственного гидрологического института (ГГИ) |
| 1921 | Уменьшение численности гидрологической сети до 740, из них 165 пунктов учета стока |
| 1929 | Создание Единой гидрометеорологической службы СССР. Рост численности сети до 2708 пунктов, из них 863 пункта учета стока |
| 1927—1930 | Организация отечественного производства гидрологических приборов |
| 1940 | Составление и начало реализации перспективного плана развития гидрологической сети. Численность сети — 4247, в том числе 2021 пункт учета стока.<br>Организация службы поверки гидрологических приборов |
| 1945 | Массовое открытие гидрологических постов на малых реках — 437 постов. Общая численность сети — 3772 поста |
| 1946 | Составление второго проекта Генерального плана развития единой опорной сети гидрометеорологических станций и постов. Численность сети — 4077 постов, из них 1976 с учетом стока воды |
| 1946—1962 | Ускоренное развитие гидрологической сети — достигнутая численность гидрологических постов 6143, из них 4766 пунктов учета стока |
| 1970—1974 | Разработка третьего перспективного плана рационализации размещения и развития пунктов гидрологических наблюдений на реках, озерах и водохранилищах на 1975—1990 гг. Численность сети на 1970 г. составляет 6123 поста, из них 4840 учитывают сток |
| 1975—1978 | Начало реализации перспективного плана. Численность сети на 1 января 1980 г.— 7083 поста, в том числе 5478 постов с измерением стока воды |

зации наблюдений стремились «учредить» измерения как таковые, не всегда регламентируя их точность.

Существуют различные подходы к методическому обоснованию гидрометрических наблюдений на реках:

— сугубо технический, когда проведение и обработка результатов измерений осуществляются без увязки с уже известными данными об изучаемых элементах;

— гидравлический, при котором постановка наблюдений и получаемые результаты рассматриваются исключительно в системе сложившихся представлений речной гидравлики.

В последнем случае теория гидрометрии в значительной мере сводится к изложению гидравлических концепций. Против этого еще в 1909 г. возражал известный гидротехник Н. Н. Жуковский: «... всякая попытка ... подвести результаты наблюдений к выводам гидродинамики не может рассматриваться иначе, как покушение к переходу на чисто спекулятивное отношение к явлениям природы». Иными словами, недопустимо любое рассеяние данных наблюдений относительно гидравлических зависимостей отождествлять с погрешностью измерений. На самом же деле, если наблюдения удовлетворяют метрологическим требованиям, то вариация их результатов отражает влияние факторов, которые не учтены гидравлическими формулами.

В опубликованных курсах гидрометрии [1—15] прослеживаются оба указанных подхода, нередко с исключительным акцентом на одном из них. Между тем при интерпретации и обобщении результатов измерений необходим синтез методов гидрометрии и гидравлики. Речная гидрометрия должна, с одной стороны, развивать соответствующие методы измерений, чтобы содействовать успеху гидравлических и русловых исследований, а с другой — опираться на их результаты в той мере, в какой морфология русла и гидравлика потока определяют условия наблюдений за элементами гидрологического режима и надежность учета стока. Именно такой методический оптимум, сложившийся в процессе многолетней гидрометрической практики, нашел свое отражение в гидрологических выпусках Наставлений гидрометеорологическим станциям и постам [387—390]. В 1970—1978 гг. были подготовлены и вышли в свет новые издания трех, относящихся непосредственно к процессам измерений, выпусков [388—390]. В их творческом пересмотре и подготовке участвовали ведущие методисты ГГИ: А. М. Гаврилов, С. С. Гинко, Н. Н. Федоров, Н. В. Борсук, В. В. Гончаров, В. В. Дементьев, Р. В. Донченко, Г. А. Петухова, Л. А. Попова, К. В. Разумихина, А. В. Савельева, Р. А. Шестакова и др. Общее руководство этими работами осуществлял автор.

Основная роль Наставлений — обеспечить единство и сопоставимость измерений, выполняемых на гидрологической сети,

В то же время, сохраняя определенную меру стабильности и преемственность, они не должны превращаться в догматический свод правил. Поэтому в Наставление включены разделы, посвященные проведению специальных методических исследований, которые призваны стимулировать поиск новых и усовершенствование существующих приемов измерений. Чтобы гарантировать эффективность таких исследований, потребуется рассмотреть метрологические свойства приборов и факторы среды, определяющие точность наблюдений. Недостаточно только оценить погрешности измерения. Необходимо переходить к оптимизации всего измерительного комплекса речной гидрометрии — от первичной регистрации элементов водного режима до конечного звена — учета стока и водных ресурсов рек.

Задача настоящей монографии заключается в том, чтобы содействовать осуществлению этих мероприятий. В книге содержится обоснование важнейших методических положений с тем, чтобы был понятен смысл правил и «маневров», предусмотренных Наставлениями. В отличие от других руководств по гидрометрии в монографии, кроме гидравлических предпосылок, широко используются общеметодические подходы, принятые при изучении гидрометеорологических полей и процессов, но конкретизированные применительно к интерпретации и оценке точности гидрометрических данных. Общая характеристика этих методов содержится в главе 1. В ней же приводятся принципы размещения пунктов наблюдений и обоснование оптимальной густоты гидрологической сети.

Главы 2—4 посвящены наблюдениям за элементами водного режима рек. Особое внимание в них уделено технике и оценке точности измерения уровней воды, глубин и скоростей течения на основе объективных характеристик морфологии русла и кинематической структуры турбулентного потока. Показано, в чем заключаются предпосылки тех, иногда интуитивно установленных правил измерения, которые применяются в гидрометрической практике.

В главе 5, наибольшей по объему, описываются измерения расхода воды, которые составляют сердцевину всей речной гидрометрии. Особое внимание уделено вертушечным измерениям, как наиболее распространенным, но также подвергнуты анализу другие, в том числе перспективные способы. Предложены усовершенствованные модели расхода воды и зависимости для оценки их точности, из которых непосредственно вытекают принципы оптимизации измерений.

Две главы (6 и 7) освещают методику учета стока как задачу восстановления непрерывного гидрографа по данным дискретных измерений расходов воды. Рассмотрены объективные гидравлические методы экстраполяции расходов воды за

пределы диапазона измерений. Приведены математические модели режимного и оперативного учета стока, основанные на интерполяции и экстраполяции характеристик пропускной способности русла. Эти модели могут быть реализованы на ЭВМ, что позволит механизировать один из самых трудоемких процессов обработки гидрометрических данных — вычисление ежедневных расходов воды.

Главы 8 и 9 содержат те аспекты речной гидрометрии, которые связаны с комплексным использованием водных ресурсов, гидрологическим контролем данных и метрологическим обеспечением государственного учета вод.

Все изложение опирается на результаты специальных методических исследований, выполненных отделом гидрометрии ГГИ и другими организациями Советского Союза. Учтены, кроме того, зарубежные данные и результаты выполненных в прошлом наблюдений, иногда уникальных. Там, где необходимо, рассмотрена история вопроса, показана эволюция методических идей с тем, чтобы выявить преемственность и наметить перспективы развития современных положений речной гидравлики и гидрометрии. Естественно, для этого потребовалось привлечь значительный объем литературных источников как отечественных, так и зарубежных, хотя автор не стремился дать их полный обзор.

Разумеется, не все рассмотренные в монографии новые методы настолько разработаны и проверены, чтобы стать достоянием гидрологической сети. Для внедрения их в практику наблюдений потребуются дальнейшие исследования и усилия методистов.

Автор считает своим долгом отметить, что ему не удалось бы выполнить стоявших перед ним задач без активной помощи своих коллег по отделу гидрометрии ГГИ и особенно — кандидата технических наук А. В. Савельевой, В. В. Гончарова, Н. К. Сибиряковой, Т. И. Соколовой, Л. А. Поповой, В. В. Носковой и Г. Д. Калашниковой. Всем им автор приносит сердечную благодарность. Он признателен кандидату технических наук Н. Н. Федорову, В. В. Алексееву и З. Н. Пузыревской за содействие в ознакомлении с зарубежной литературой по речной гидрометрии, а также доктору технических наук М. С. Грушевскому, с которым автором был обсужден ряд гидравлических аспектов речной гидрометрии.

Рецензирование монографии выполнил заведующий кафедрой гидрометрии Ленинградского гидрометеорологического института д-р геогр. наук А. М. Владимиров. Его ценные замечания были с благодарностью приняты автором и учтены при окончательной доработке книги.

# Глава 1

# Система гидрологических наблюдений и методы речной гидрометрии

## 1.1. Структура и программа наблюдений основной гидрологической сети

Система гидрологических наблюдений включает сеть станций и постов на реках, крупных каналах, озерах и водохранилищах, центры обработки данных и оперативно-прогностического обслуживания народного хозяйства. Государственная гидрологическая сеть состоит из основных и специальных постов, находящихся в ведении Госкомгидромета и его местных управлений.

Основные (или опорные) посты подразделяются на

— реперные, предназначенные для изучения многолетних и вековых колебаний гидрологического режима (они могут быть перенесены или закрыты лишь в исключительных случаях);

— периодические, составляющие основную массу постов и обеспечивающие территориальную детализацию характеристик гидрологического режима; эти посты имеют ограниченный срок действия.

Специальные посты, создаются для детального изучения гидрологических процессов и включаются в наблюдательную сеть воднобалансовых, болотных, гидромелиоративных и других станций.

Состав наблюдений, выполняемых на основных постах, подразделяется на две программы:

— основную, включающую измерения расходов воды, наблюдения за уровнем и температурой воды, толщиной льда, шуги, наблюдения за метеоэлементами и визуальные наблюдения за состоянием реки (волнением, распространением водной растительности и ледовыми явлениями);

— дополнительную, в которую входят некоторые специальные элементы, характеризующие русловой режим, сток наносов, химический состав и качество воды.

Наблюдения по основной программе выполняются на всех гидрологических постах, хотя и не по всем элементам. Дополнительная программа дифференцируется в зависимости от особенностей использования водных ресурсов в конкретных речных бассейнах.

Состав наблюдаемых элементов определяет разряды гидрологических постов: I — выполняет наиболее полный комплекс

наблюдений, II — не измеряет сток воды, а III — ограничивается лишь наблюдениями за уровнем и температурой воды.

Основная гидрологическая сеть функционирует не изолированно. Она взаимодействует с определенными звеньями и частично входит в состав других, недавно созданных в нашей стране систем:

— государственного учета вод и их использования (ГУВ);

— общегосударственной службы наблюдений и контроля за уровнем загрязнения объектов окружающей среды (ОГСНКЗС).

Система государственного учета охватывает все воды (водные объекты) и объекты водопользования промышленных, строительных, транспортных, сельскохозяйственных и иных предприятий, организаций и учреждений, независимо от их ведомственной принадлежности.

Роль государственной гидрологической сети в системе ГУВ — учет ресурсов поверхностных вод. Что касается запасов подземных вод, то эта функция выполняется сетью гидрогеологических станций Министерства геологии СССР. Учет использования водных ресурсов ведут Министерство мелиорации и водного хозяйства СССР и предприятия — водопользователи.

Сеть ОГСНКЗС включает стационарные и специализированные пункты наблюдений за уровнем загрязнения поверхностных вод по физическим, химическим и гидробиологическим показателям. В составе этой службы действуют также временные экспедиционные пункты для получения данных на водных объектах, не охваченных стационарными и специализированными наблюдениями.

В последнее время на территории Советского Союза организованы станции фонового мониторинга состояния окружающей среды. В их состав включаются и гидрологические посты, если в зоне наблюдений имеются водные объекты.

Современный комплекс гидрометеорологических наблюдений обширен и многообразен [386]. В дальнейшем наше внимание будет сосредоточено на исследовании условий и методическом обосновании измерений уровней и расходов воды как основных элементов гидрологического режима и учета водных ресурсов рек.

## 1.2. Сущность и показатели точности измерений

Сущность измерений наиболее полно раскрывает теория информации [331]. Любое измерение она рассматривает как устранение некоторой части неопределенности в состоянии предметов и явлений. В этом смысле измерения пред-

ставляют собой гносеологические процессы [197], и, действительно, «наука начинается с тех пор, как начинают измерять» (Д. И. Менделеев).

При метрологической трактовке измерений в качестве определяющего их признака указывают на «сравнение данной величины с известной величиной, принятой за единицу сравнения» [175]. На самом же деле современные представления об измерениях значительно шире. Они рассматриваются не только как познавательный, но и как управляющий процесс [233].

Что касается речной гидрометрии, то в ней преобладают так называемые косвенные измерения, при которых конкретное значение какой-либо величины получают не посредством сравнения ее с эталонным значением, а в результате прямых измерений ряда других, функционально связанных с нею величин. С этой точки зрения наиболее приемлемым представляется определение измерения как процесса получения и преобразования информации об измеряемой величине для количественной оценки ее значения в принятых единицах или шкалах [197].

Диалектика процессов познания такова, что они приближают нас к абсолютной истине, не исчерпывая ее. Точно так же результаты измерения отклоняются от истинных значений измеряемой величины. Хотя это истинное значение бывает неизвестно (иначе измерения не имели бы практического смысла), необходимо в каждом случае сформулировать по крайней мере понятие об измеряемой величине. Такие определения понятий всегда существуют, они разработаны и для гидрометеорологических элементов [386].

Оценка качества измерений должна, собственно, заключаться в соотнесении, проверке адекватности их результатов той физической сущности элемента, которая выражена в определении понятия о нем. Характеристиками отклонения измеренных значений величин от истинных служат погрешности измерения. В зависимости от их генезиса различают:

— инструментальные погрешности, обусловленные средствами измерения;

— погрешности метода, происходящие от несовершенства используемых принципов измерения;

— погрешность пространственно-временного разрешения (дискретизации) измерений; этот вид погрешности должен рассматриваться особо, так как он относится собственно к интерпретации результатов, а не к самим измерениям.

В качестве показателей точности измерений принимаются числовые характеристики и функции распределения случайных и систематических погрешностей (ГОСТ 8.011—72).

Отличительный признак случайных погрешностей — неопределенность их генезиса. Они представляют собой следствие многих причин, из которых ни одна не является доминирующей. Этим объясняется тот факт, что случайные погрешности чаще всего подчинены нормальному закону распределения[1]. Они не могут превосходить по своей абсолютной величине определенного предела. Их положительные и отрицательные значения равновероятны, что приводит к статистическому сглаживанию погрешностей многократных измерительных операций.

Если результаты ряда равноточных измерений $X_1, X_2, \ldots, X_N$ представляются средним арифметическим

$$\overline{X}=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} X_i, \tag{1.1}$$

то несмещенной оценкой для средней квадратической погрешности отдельного измерения служит выражение

$$S_X=\sqrt{\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(X_i-\overline{X})^2}. \tag{1.2}$$

Средняя квадратическая погрешность самой арифметической середины равна

$$S_{\overline{X}}=\frac{S_X}{\sqrt{N}}. \tag{1.3}$$

В результате измерений (их количество практически всегда ограничено) получают лишь выборочные характеристики $\overline{X}$, $S_X$, $S_{\overline{X}}$, но от них всегда можно перейти к доверительным интервалам математического ожидания $M_X$ и средней квадратической погрешности $\sigma_X$ и ее дисперсии $D_X$. Границы этих интервалов устанавливаются на основе специальных законов распределения (например, Стьюдента, $\chi^2$ и др.) в зависимости от количества измерений и принятой доверительной вероятности $P$ [56, 232]. Выбор значения $P$ должен отражать степень ответственности тех решений, которые принимаются на основе результатов измерений. В большинстве водохозяйственных расчетов ориентируются на доверительную вероятность $P=0{,}95$, которой соответствует предельная погрешность (при нормальном законе распределения)

$$m_{95}=1{,}96\sigma_X.$$

---

[1] Впрочем, существует известное замечание Липмана, цитируемое Пуанкаре: «каждый уверен в справедливости закона погрешностей: экспериментаторы — потому, что они думают, что это математическая теорема, математики — потому, что они думают, что это экспериментальный факт» [156].

Случайные погрешности характеризуют, собственно, точность измерений, т. е. то их качество, которое находит отражение в рассеянии результатов повторных измерений. Но, несмотря на достаточную точность, их результаты могут оказаться неправильными, что связано с влиянием систематических погрешностей. В отличие от случайных они остаются постоянными или изменяются закономерно, сохраняя связь с вызывающими их факторами. Но это означает, что существует принципиальная возможность исключения систематических погрешностей в процессе обработки результатов измерений. Однако это не всегда удается сделать и остается некоторая неисключенная часть систематических погрешностей Δ, которая в общем случае может меняться от измерения к измерению. Считается, что Δ следует закону равномерного распределения, что дает основание установить наибольшее значение этой погрешности [95]:

$$m_\Delta = \sqrt{3} S_\Delta,$$

где $S_\Delta$ — оценка среднего квадратического отклонения неисключенных остатков систематических погрешностей.

Результаты измерений могут содержать грубые погрешности (промахи наблюдений). Они бывают связаны с резким нарушением условий измерения из-за непредвиденного постороннего вмешательства, неисправности приборов и пр. Промахи должны исключаться из состава измерительной информации с использованием соответствующих критериев, которые можно найти в руководствах по обработке результатов наблюдений. Для исключения грубо ошибочных элементов выборки очень удобен критерий Ф. Греббса [307]. Согласно этому критерию, значение $X$ должно быть отброшено, если при доверительной вероятности $P$

$$\frac{|X - \overline{X}|}{S_X} > \tau_P, \qquad (1.4)$$

где $\tau_P$ — некоторая критериальная величина, определяемая на основе специального распределения в зависимости от объема выборки $N$. Так, при $P=0{,}95$ и $N=10 \div 25$ $\tau_{0,95}$ соответственно имеет значение 2,29—2,72.

Общая точность результатов измерения характеризуется суммарной погрешностью, которая может включать ряд случайных и систематических составляющих. Возникает вопрос о способах суммирования погрешностей.

Существуют различные подходы. Один из них, который представляется наименее приемлемым для речной гидрометрии, заключается в арифметическом суммировании погрешностей

[101]. Наиболее оправдывает себя статистическое суммирование [56, 197]:

$$\sigma_p = \left[ \sum_{i=1}^{N} \sigma_i^2 + 2 \sum_{i<j} \sigma_i \sigma_j r_{ij} \right]^{1/2}, \qquad (1.5)$$

где $r_{ij}$ — коэффициент корреляции погрешностей. При сильной взаимосвязи составляющих, когда $r_{ij} \approx 1$, из (1.5) устанавливается правило алгебраического суммирования

$$\sigma_p = \sum_{i=1}^{N} \sigma_i .$$

При взаимной независимости погрешностей ($r_{ij} \approx 0$) средняя квадратическая погрешность результата измерений выражается геометрической суммой составляющих

$$\sigma_p = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} \sigma_i^2} . \qquad (1.6)$$

Последняя формула имеет наиболее широкое практическое применение.

Приведенные правила суммирования применяются и в том случае, когда результирующая погрешность образуется из совокупности случайных и систематических составляющих. Но при определенных условиях точность измерения можно характеризовать лишь каким-либо одним видом погрешностей, а именно (95): если

$$\frac{m_\Delta}{S_{\bar{X}}} < 0{,}8,$$

систематической погрешностью можно пренебречь по сравнению со случайной;
при

$$\frac{m_\Delta}{S_{\bar{X}}} > 0{,}8$$

для оценки точности принимается систематическая погрешность $m_\Delta$.

Во всех случаях, когда результаты измерения, кроме случайных, содержат и систематические составляющие, распределение погрешностей отклоняется от нормального закона и предельное значение превышает $2\sigma$. Вероятностная граница предельных ошибок в этом случае может быть установлена на основе неравенства Чебышева [127]. Так, при симметричном одновершинном

распределении, применяя неравенство Чебышева в усиленной форме

$$P\{|X_i-\overline{X}|\geqslant m\}<\left(\frac{2\sigma}{3m}\right)^2, \qquad (1.7)$$

для доверительной вероятности $P=0{,}95$ получим значение $m\approx 3\sigma$.

Именно различием в законах распределения погрешностей объясняется часто встречающееся расхождение в оценках их предельных значений ($2\sigma$ или $3\sigma$).

Для суммирования погрешностей результатов косвенных измерений применяется метод частных погрешностей. В его основе лежит представление результирующей погрешности $\sigma_р$ как совокупности составляющих $\sigma_i$, которые относятся к результатам прямых измерений $X_i$. Вес каждой из частных погрешностей определяется коэффициентами их корреляции $r_{ij}$ и видом функции $F(X_i)$. Сама же величина $\sigma_р$ выражается через дисперсию линеаризованной формы $F(X_i)$:

$$\sigma_F=\left[\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{\partial F}{\partial X_i}\right)^2\sigma_{X_i}^2+2\sum_{i<j}\left(\frac{\partial F}{\partial X_i}\right)\left(\frac{\partial F}{\partial X_j}\right)\sigma_{X_i}\sigma_{X_j}r_{X_iX_j}\right]^{1/2}. \qquad (1.8)$$

Анализ качества измерений многих гидрологических элементов осложняется невозможностью прямого сравнения получаемых результатов с показаниями эталонных и образцовых средств измерения. Оценку погрешностей в этих условиях приходится выполнять главным образом на основе совокупности сравнительных измерений одинаковой или близкой точности при изменяющихся значениях измеряемой величины.

### 1.3. О методах представления гидрологических полей и процессов по данным дискретных измерений

Для речной гидрометрии характерны дискретные измерения во времени и пространстве [1]. Но по своей природе измеряемые величины являются элементами гидрологических полей и процессов. Описывающие их непрерывные функции должны быть тем или иным способом представлены на основе дискретных данных. Это представление осуществляется лишь с известным приближением, которое характеризуется так называемой погрешностью дискретизации или гипотезы (по терминологии В. Г. Глушкова). Обычно гипотезам придается форма

[1] Речь идет именно о пространстве, чтобы подчеркнуть не только территориальное, но и высотное распространение пунктов гидрологических наблюдений.

математических моделей — детерминированных и вероятностных.

Среди математических моделей, используемых в гидрологии, могут быть выделены две разновидности — измерительные и расчетные. Первые основываются непосредственно на измеренных характеристиках элементов, вторые — синтезируют результаты предшествующих наблюдений. В связи с этим имеют место две крайности:

1) интерпретация данных измерений без преемственности по отношению к предшествующим наблюдениям;

2) тенденция замены измерения расчетом с пренебрежением неоднозначностью конкретных реализаций общих закономерностей.

В первом случае, обрабатывая результаты наблюдений, авторы поступают так, словно до них ничего не было известно об изучаемом явлении (иллюзия первооткрытия); во втором, напротив, проявляется иллюзия его полной изученности.

Элементы физико-географической среды описываются функцией времени и пространственных координат $X(\xi, t)$. В практических расчетах эта достаточно сложная функция может быть представлена суммой [35]

$$X = \overline{X}(l, t) + f(l, t), \tag{1.9}$$

в которой $\overline{X}(l, t)$ является фоновой функцией, а $f(l, t)$ — вариацией элемента.

В гидрологии функцию $\overline{X}(l, t)$ часто считают стационарной, не зависящей от времени $\overline{X}(l)$. Тогда она может быть представлена графически в виде карт изолиний, например, карт нормы речного стока.

Многие гидрологические элементы могут быть определены не только в системе географических координат, но и на графе речной системы — в зависимости от порядка потоков, счет которых ведется сверху вниз по течению от наименьших к наиболее крупным (рис. 1.1). Порядок рек служит интегральным показателем для многих элементов ландшафта и гидрологических процессов [160, 169, 230, 306]. Наиболее информативна структурная мера речной системы в форме $H$-функции К. Шеннона, определяемая в зависимости от порядка потоков.

Аналитическая аппроксимация $X(l)$ или $X(t)$ может быть выполнена различными методами; все они приводят к сложным зависимостям даже для простых реализаций элемента. Вместе с тем во многих случаях не требуется детально аппроксимировать изменения величины $X$ вдоль какой-либо координаты $X$ или во времени $t$: достаточно ограничиться выражением лишь для статистической обеспеченности значений элемента на ка-

кой-либо фиксированной длине $L_0$ и интервале $T_0$. В этом смысле особенно удобны степенные зависимости вида

$$X = X_{\text{макс}} \left(\frac{\xi}{L_0}\right)^m \tag{1.10}$$

или

$$X = X_{\text{макс}} \left(\frac{\tau}{T_0}\right)^m, \tag{1.11}$$

в которых $X_{\text{макс}}$ — наибольшее или максимальное значение элемента в рассматриваемой реализации случайного поля и процесса.

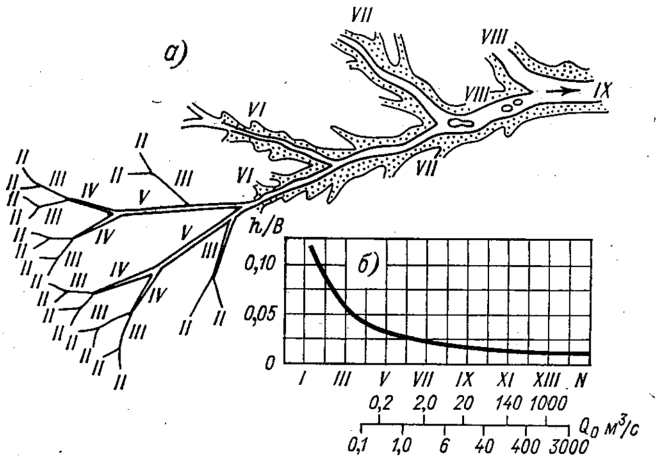



Рис. 1.1. Структура и морфологические характеристики речной сети.

*а* — схема речной системы, *б* — зависимость относительной глубины от порядка потока и среднегодового расхода, *I—IX* — порядки естественных потоков.

Степенные зависимости обладают удобной для математического анализа формой и широко применяются в современных гидравлических и гидрофизических исследованиях [160, 366]. В нашем случае аргументы функций (1.10) и (1.11) представляют собой не что иное, как вероятности непревышения соответствующих значений $X$. Эти вероятности выражаются здесь в геометрической форме и мерой их служит длина отрезков на оси абсцисс. Статистическую структуру поля $X(\xi/L_0)$ или процесса $X(\tau/T_0)$ отражает показатель степени $m$, который определяется из геометрических соотношений. Порядок расчетов покажем на примере статистической аппроксимации профиля



Ленинградский Гидрометеорологический ин-т БИБЛИОТЕКА

поперечного сечения русла, предложенной Н. Н. Павловским [203] и развитой В. Н. Гончаровым [79].

Пусть глубина потока изменяется от 0 на урезах до $h_{макс}$ на некотором расстоянии $0 \leqslant Y \leqslant B$ ($B$ — ширина русла). Тогда функция (1.10) конкретизируется следующим образом (рис. 1.2):

$$h = h_{макс}\left(\frac{Y}{B}\right)^m. \qquad (1.12)$$

В соответствии с предпосылками геометрической вероятности воспользуемся интегралом

$$\int_0^B h_{макс}\left(\frac{Y}{B}\right)^m dY = \frac{h_{макс}B}{m+1} = \omega$$

($\omega$ — площадь поперечного сечения русла). Отсюда для показателя степени будем иметь

$$m = \frac{h_{макс}B}{\omega} - 1 = \varphi - 1, \qquad (1.13)$$

где $\varphi$ — характеристика полноты сечения; ее значение колеблется от 2 до 1 соответственно для треугольных и прямоугольных профилей. Для естественных речных русел сложных очертаний $\varphi \gg 1$. Из рис. 1.2 можно видеть, что статистическая аппроксимация (1.12) близка к геометрической форме, когда $h_{макс}$ совпадает с граничным значением $h_{x=B}$. При треугольном русле это совпадение полное, а при трапецеидальном — лишь начиная с некоторого значения $h(Y)$. В общем же случае статистическая и геометрическая аппроксимации одного и того же русла совершенно различны по форме. При этом статистическую зависимость (1.12) допустимо принимать и для русел, в которых граничные значения $h \neq 0$: для сечений, близких к прямоугольным, $h(Y/B) \to h$ при $m \to 0$ и $Y/B \to 0$.

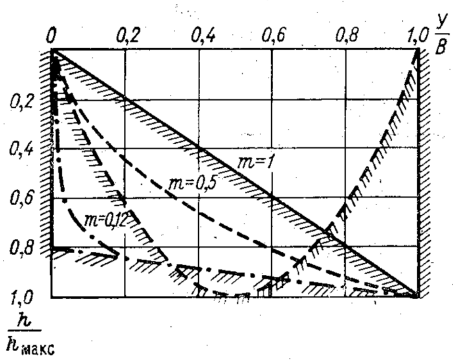



Рис. 1.2. Статистическая аппроксимация поперечных сечений русла. (Геометрические профили обозначены штриховкой.)

Статистические аппроксимации особенно целесообразны в тех случаях, когда бывают известны максимальные $X_{макс}$ и средние $X_{ср}$ значения элемента на длине $L$ или в интервале времени $T$. На этой основе ниже будут получены простые решения ряда достаточно сложных методических задач.

Вариативная часть выражения (1.9) — отклонения $f(\xi, t)$ — представляются методами случайных функций [56, 120].

В дальнейшем будет рассматриваться интерполяция измеренных значений стационарного случайного процесса, имеющего нулевое математическое ожидание $\overline{X}=0$, дисперсию $D_X = \sigma^2_X$ при дисперсии погрешностей измерения $D_и = \sigma^2_и$. Соответственно вводятся характеристики:

мера погрешности интерполяции

$$\varepsilon=\frac{\sigma^2_{ин}}{D_X} \tag{1.14}$$

и мера погрешности измерения

$$\eta=\frac{\sigma^2_и}{D_X}. \tag{1.15}$$

Если дисперсия $D_X$ получена по данным измерений, то, очевидно, она включает и дисперсию последних $D_и$. Поэтому точные значения дисперсии при использовании формул (1.14) и (1.15) следует определять по разности

$$D_X=D_{X_э}-D_и, \tag{1.16}$$

где $D_{X_э}$ — эмпирическая дисперсия элемента $X$, полученная непосредственно по данным измерений.

Величины элемента в промежутке между его измеренными значениями $X_i$ представляются посредством линейной комбинации

$$X_s=\sum_{i=1}^{N} P_i X_i, \tag{1.17}$$

где $P_i$ — весовые множители $i$-тых членов, разные для различных способов интерполяции. Если $X_0$ — истинная величина интерполируемого элемента, то для дисперсии осредненной погрешности интерполяции, очевидно, получим

$$\sigma^2_s=\overline{\left(X_0-\sum_{i=1}^{N} P_i X_i\right)^2} \tag{1.18}$$

(черта сверху служит знаком осреднения).

В зависимости от способа определения весовых коэффициентов $P_i$ выражение (1.17) преобразуется в различные расчетные формулы. К числу наиболее простых относится линейная интерполяция (рис. 1.3). Если измерения производились в моменты $t$ и $t+\tau_д$ (здесь $\tau_д$ — интервал дискретности),

то линейная интерполяция дает следующие значения элемента в промежутке между измерениями:

$$X(t+\tau)=\left(1-\frac{\tau}{\tau_д}\right)X(t)+\frac{\tau}{\tau_д}X(t+\tau_д). \qquad (1.19)$$

Весовые коэффициенты в этой формуле обратно пропорциональны промежуткам времени, отделяющим моменты $t$ и $t+\tau_д$ от момента $t+\tau$, для которого выполняется интерполяция элемента.

Расчетную зависимость для меры ошибки линейной интерполяции в одном измерении получили О. А. Дроздов и А. А. Шепелевский [96]. В нашем случае выведенная ими формула записывается следующим образом:

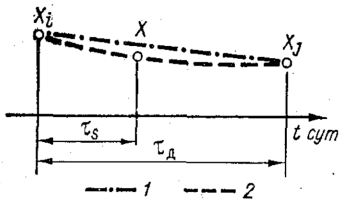



Рис. 1.3. Схема линейной (*1*) и оптимальной (*2*) интерполяции измеренных значений элементов случайного процесса $X(t)$.

$$\varepsilon_л=\frac{\tau}{\tau_д}b_X(\tau_д-\tau)+\left(1-\frac{\tau}{\tau_д}\right)b_X(\tau)-\frac{\tau}{\tau_д}\left(1-\frac{\tau}{\tau_д}\right)b_X(\tau_д)+$$
$$+\left(1+\frac{2\tau^2}{\tau_д^2}-\frac{2\tau}{\tau_д}\right)\eta. \qquad (1.20)$$

Выражение (1.20) включает нормированную структурную функцию

$$b_X(\tau)=\frac{\overline{[X(t)-X(t+\tau)]^2}}{D_X}. \qquad (1.21)$$

Лучшее приближение к действительной реализации $X(t)$ дает так называемая оптимальная интерполяция измеренных значений, разработанная Л. С. Гандиным и широко применяемая для пространственной интерполяции метеорологических элементов [69].

Оптимальная интерполяция (рис. 1.2) выполняется на основе той же зависимости (1.17), но веса $P_i$ выбираются так, чтобы мера ошибок $\varepsilon_0$ принимала минимальное значение. Л. С. Гандин показал, что этот минимум обеспечивается при условии

$$\sum_{j=1}^{N} r_{ij}P_j+P_i\eta=r_{si}\ (i=1,\ 2,\ \ldots,\ N), \qquad (1.22)$$

где $r_{ij}$ и $r_{si}$ — значения нормированных автокорреляционных функций при времени запаздывания $\tau$, равном интервалу между моментами измерения $t_i$ и $t_j$ или между моментом $t_i$ и расчетным сроком $t_s$, для которого производится интерполяция.

Расчетные формулы оптимальной интерполяции имеют вид:

$$X(t+\tau)=P(t)\,X(t)+P(t+\tau_д)\,X(t+\tau_д), \tag{1.23}$$

$$\varepsilon_0=1-\sum_{i=1}^{N} r_{si}P_i. \tag{1.24}$$

Весовые множители здесь выражены зависимостями:

$$\left.\begin{aligned} P(t)&=\frac{(1+\eta)\,r(\tau)-r(\tau_д)\,r(\tau_д-\tau)}{(1+\eta)^2-[r(\tau_д)]^2},\\ P(t+\tau_д)&=\frac{(1+\eta)\,r(\tau_д-\tau)-r(\tau_д)\,r(\tau)}{(1+\eta)^2-[r(\tau_д)]^2}, \end{aligned}\right\} \tag{1.25}$$

где $r(\tau)$, $r(\tau_д)$, $r(\tau_д-\tau)$ — автокорреляционные функции процесса $X(t)$, взятые для его парных значений, разделенных временем запаздывания соответственно $\tau$, $\tau_д$ и $(\tau_д-\tau)$. Запишем для примера выражение автокорреляционной функции:

$$r(\tau)=\frac{\overline{X(t)\,X(t+\tau)}}{D_X}. \tag{1.26}$$

Аналогично могут быть записаны функции $r(\tau_д)$ и $r(\tau_д-\tau)$.

Автокорреляционная функция характеризует попарную связанность элементов, составляющих реализацию случайного процесса $X(t)$. При $\tau=0$ функция $r(0)=1$. С ростом $\tau$ величина $r(t)$ уменьшается, принимая нулевое значение $r(\tau_0)=0$ при некотором предельном времени корреляции $\tau_0$ или асимптотически стремясь к нулю при $\tau_0\to\infty$. Последний случай достаточно характерен для автокорреляционных функций гидрологических элементов.

Среднее время корреляции выражает параметр $\tau_к$. Он вводится в аналитические выражения автокорреляционной функции как постоянная времени, например, при экспоненциальной аппроксимации

$$r(\tau)=e^{-\tau/\tau_к}. \tag{1.27}$$

Параметр $\tau_к$ служит одной из характеристик инерционных свойств процесса.

Обратим внимание на соотношение автокорреляционных и структурных функций случайного процесса. Так, если выполняется условие

$$\lim_{\tau\to\infty} r_X(\tau)=0,$$

то можно получить следующую зависимость:

$$B_X(\tau)=\sigma_X^2[2r_X(0)-2r_X(\tau)]. \qquad (1.28)$$

Особенность интерполяционных формул такова, что наибольшая мера погрешности имеет место при расчете величин элемента по двум его измеренным значениям для середины интервала $\tau_д$. Формулы (1.20) и (1.24) при подстановке в них формулы (1.28) и $\tau=0{,}5\tau_д$ дают:

для линейной интерполяции

$$\text{макс. } \varepsilon_л=1{,}5-2r_X(0{,}5\tau_д)+0{,}5r_X(\tau_д)+0{,}5\eta, \qquad (1.29)$$

для оптимальной интерполяции

$$\text{макс. } \varepsilon_0=1-\frac{2[r_X(0{,}5\tau_д)]^2}{1+\eta+r_X(\tau_д)}. \qquad (1.30)$$

Сопоставим эффективность линейной и оптимальной интерполяций в случае сравнительно редких измерений при интервале дискретности $\tau_д\geqslant 2\tau_0$, когда $r_X(\tau_д)\approx 0$. Из формулы (1.29) имеем макс. $\varepsilon_л = 1{,}5+0{,}5\eta$ в то время как, согласно (1.30), макс. $\varepsilon_0=1$.

Преимущество линейной интерполяции заключается в простоте вычислений, чем и объясняется ее широкое распространение в практике расчетов. Однако мы видим, что линейная интерполяция допустима лишь при достаточно высокой частоте наблюдений или, иначе говоря, при ограниченном интервале дискретности $\tau_д$. Определим его допустимую величину $\tau_{доп}$, исходя из условия

$$\text{макс. } \sigma_л\leqslant\sigma_X. \qquad (1.31)$$

Для того чтобы получить приближенное решение, подставим в формулу (1.29) линейную аппроксимацию автокорреляционной функции

$$r(\tau)=1-\frac{\tau}{\tau_0}. \qquad (1.32)$$

Тогда условие (1.31) запишется следующим образом:

$$\left(\frac{\tau_{доп}}{2\tau_0}+0{,}5\eta\right)^{1/2}\leqslant 1,$$

откуда получаем критерий допустимости линейной интерполяции

$$\tau_{доп}\leqslant 2(1-0{,}5\eta)\tau_0. \qquad (1.33)$$

Как видим, допустимый интервал дискретности зависит от предельного времени корреляции $\tau_0$ и меры погрешностей наб-

людений $\eta$. Для абсолютно точных значений элемента $\tau_{доп}=2\tau_0$.

Оптимальная интерполяция обладает свойствами статистического сглаживания погрешностей наблюдений. Поэтому интерполированное значение элемента принципиально оказывается точнее, чем измеренное. В самом деле, из формулы (1.24) при $\tau=0$ получим

$$\varepsilon_0/\eta=\frac{1}{(1+\eta)+r(\tau_д)}<1.$$

Формула (1.20) для линейной интерполяции при $\tau=0$ дает $\varepsilon_л=\eta$, что означает сохранение погрешности измерений.

Для практики представляют интерес погрешности интерполяции, осредненные по интервалу $\tau_д$. Эта задача решается на основе уравнений (1.20) и (1.24) при использовании экспоненциальной аппроксимации автокорреляционной функции (1.27), а для меры погрешности $\varepsilon_л$, кроме того, связи (1.28).

В качестве одного из определяющих аргументов корреляционно-статистических зависимостей выступает соотношение $\tau_к$ и $\tau_д$, т. е. характеристик связанности отдельных значений случайного процесса и дискретности измерений. Учитывая важность этого соотношения для дальнейшего анализа, введем параметр дискретности (частоты) измерений

$$\vartheta=\frac{\tau_к}{\tau_д}.$$

Запишем выражение для меры осредненной погрешности линейной интерполяции [132]:

$$\bar{\varepsilon}_л=\frac{1}{\tau_д}\int_0^{\tau_д}\varepsilon_л\,d\tau=4(\vartheta^2-\vartheta)+\left(\frac{1}{3}-4\vartheta^2\right)e^{-1/\vartheta}+\frac{5}{3}+\frac{2}{3}\eta. \quad (1.34)$$

Соответственно для оптимальной интерполяции из (1.24), вводя параметр дискретности, получим

$$\bar{\varepsilon}_0=\frac{1}{\tau_д}\int_0^{\tau_д}\varepsilon_0\,d\tau=$$

$$=\frac{(1+\eta)^2+\vartheta(\eta+0{,}5)(e^{-2/\vartheta}-1)+e^{-2/\vartheta}(1+0{,}5\vartheta)-0{,}5\vartheta}{(1+\eta)^2-e^{-2/\vartheta}}. \quad (1.35)$$

На рис. 1.4 сопоставлены меры погрешностей по вариантам интерполяции. В диапазоне значений параметра дискретности $\vartheta\leqslant 4$ формулы (1.34) и (1.35) могут быть представлены в виде следующих простых выражений, аппроксимирующих кривые:

$$\varepsilon_л=\frac{5}{3}e^{-1{,}4\tau_к/\tau_д}+0{,}5\eta; \quad (1.36)$$

$$\varepsilon_0=e^{-1{,}4\tau_к/\tau_д}+0{,}5\eta. \quad (1.37)$$

Линейная комбинация (1.17) пригодна и для экстраполяции данных наблюдений (рис. 1.5). Хотя теоретически для предсказания величины $X_s$ может быть привлечен ряд из $N$ предшествующих измерений, практически при экстраполяции опираются лишь на последние из них. В наиболее простом варианте это последнее измеренное значение принимается на

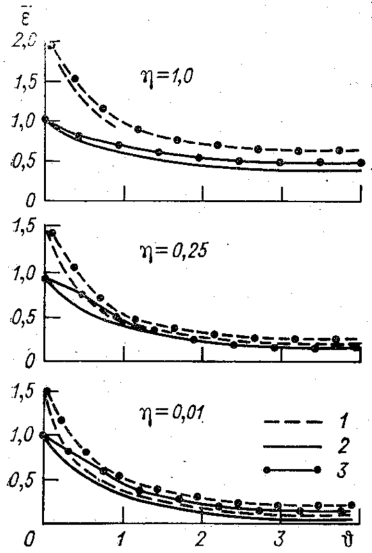
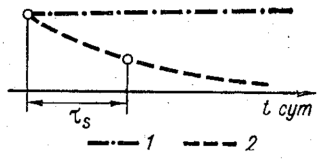



Рис. 1.4. Зависимость меры ошибок линейной (*1*) и оптимальной (*2*) интерполяции от параметра дискретности.

*3* — интерполяция элемента на середину интервала между измерениями.

Рис. 1.5. Схема экстраполяции измеренных значений элементов случайного процесса $X(t)$.

*1* — экстраполяция постоянного значения результата последнего измерения, *2* — оптимальная экстраполяция.




весь интервал времени до следующего измерения. В этом случае мера погрешности экстраполяции оценивается выражением, которое непосредственно вытекает из формулы (1.20) в предположении, что $\tau \to \infty$

$$\varepsilon_{э_1} = 2\,[1 - r\,(\tau_s)] + \eta. \qquad (1.38)$$

На основе оптимальной экстраполяции результата последнего измерения $X_i$ на интервал $\tau_s$ после него получается следующее значение элемента:

$$X_{э_s} = X_i \frac{r\,(\tau_s)}{1+\eta}, \qquad (1.39)$$

а соответствующая ему мера погрешности составит, согласно (1.24):

$$\varepsilon_{э_2} = 1 - \frac{r^2\,(\tau_s)}{1+\eta}. \qquad (1.40)$$

Выведенные зависимости в дальнейшем будут применяться к решению различных методических задач.

В заключении раздела укажем, что представление гидрологических полей и процессов может быть осуществлено с помощью ряда Фурье [116, 120]. При этом вопрос о необходимом интервале дискретности решается на основании теоремы В. А. Котельникова, согласно которой любая функция времени, имеющая ограниченный спектр частот от 0 до $f_c$, может быть представлена последовательностью дискретных значений, следующих через интервал $^1/_2 f_c$. Что касается гидрологических процессов, то нет особых оснований распространять на них предположение об ограниченности спектра частот; напротив, поскольку составляющим спектра ставятся в соответствие физические факторы, естественно не ограничивать диапазон частот при воспроизведении гидрологических процессов, носящих многофакторный характер. Этим объясняется та осторожность, которую проявляют гидрологи в использовании рядов Фурье. К тому же при гармоническом анализе погрешность представления $X(t)$ не выражается в форме, сравнимой с зависимостями для погрешностей интерполяции. Подобное сравнение можно произвести только в численной форме после трудоемкой обработки конкретных реализаций случайных процессов и полей [93].

### 1.4. Принципы оптимизации измерений

Оптимизация измерений должна осуществляться в тесной связи со структурой систем наблюдений или управления объектами. Оптимизационные мероприятия должны обеспечивать наилучшее приближение к общим критериям функционирования этих систем. Так, для погрешности измерительного комплекса $S$ формулируется следующее критериальное условие:

$$P(S > \Delta) \leqslant \alpha, \tag{1.41}$$

где $\Delta$ — окрестность цели, $\alpha$ — уровень значимости (достаточно малая вероятность). Расчетная интерпретация этого критерия составляет один из этапов проектирования б о л ь ш и х с и с т е м, которые призвана обслуживать п о д с и с т е м а измерения.

Наряду с подобным слишком общим подходом существует возможность установить некоторые принципы оптимизации измерений на основе целесообразного сочетания показателей их качества и характеристик измеряемых величин. Оптимизационные мероприятия в речной гидрометрии должны быть направлены, с одной стороны, на повышение надежности гидрологической информации, с другой — на ускорение измерений и обеспечение технико-экономической эффективности внедрения новой измерительной техники. Оптимизация охватывает прежде

всего такие элементы системы гидрологических наблюдений, как состав, точность и частота измерений, а также пространственное размещение постов. Все эти характеристики регламентированы в системе Госкомгидромета СССР как требования к информации, необходимой для обеспечения народного хозяйства и службы прогнозов [391].

Рассмотрим методику оптимизации косвенных измерений, если задана их необходимая точность в виде допустимой средней квадратической погрешности $\Delta_д$. Тогда для оптимизации измерительного комплекса целесообразно использовать принцип равного или вообще регулируемого влияния частных погрешностей $\sigma_i$ на точность результата, оцениваемую средней квадратической погрешностью $\sigma_F$:

$$(\Delta_д)^2=\frac{\sigma_F^2}{N}=K_1\left(\frac{\partial F}{\partial X_1}\right)^2\sigma_1^2=K_2\left(\frac{\partial F}{\partial X_2}\right)^2\sigma_2^2=\ldots=K_N\left(\frac{\partial F}{\partial X_N}\right)^2\sigma_N^2 \tag{1.42}$$

(величины $\sigma_i$ предполагаются взаимонезависимыми).

Коэффициентами $K$ регулируются допустимые величины дисперсий $\sigma_i^2$. Значения $K_i$ находятся в пределах $1\leqslant K_i\leqslant K_{пр}$, причем наименьшее значение $K_i=1$ обеспечивает равное влияние частных погрешностей на результат измерения, а принятие для какой-либо из них $K_i=K_{пр}$ означает такое требование к точности измерения элемента, которое соответствует практически полному исключению влияния этой погрешности в сравнении с другими. ГОСТ 1297—76 устанавливает, что влияющую величину можно считать не оказывающей воздействия на точностную характеристику, если вызванное ею изменение не превосходит 0,2 значения этой характеристики, что соответствует $K_{пр}=25$.

При оптимизации частоты (дискретности) наблюдений необходимо учитывать одновременно три характеристики: погрешность измерения $\sigma_и$, вариацию элемента $\sigma_X$ и его пространственно-временную корреляцию $r_X(\tau, \zeta)$. Эта задача решается на основе приведенного на рис. 1.4 графика $\bar{\varepsilon}(\vartheta)$, который одинаково пригоден как для временных, так и для пространственных реализаций и является в этом смысле универсальным. Из графика $\bar{\varepsilon}(\vartheta)$ можно заключить:

а) оптимальная интерполяция во всех случаях точнее линейной, особенно при увеличении погрешностей измерения и уменьшении параметра дискретности (частоты) наблюдений;

б) при сравнительно малой дискретности измерений (например, при $\vartheta\leqslant 0{,}5$, $\eta=0{,}25$) линейная интерполяция вообще теряет смысл, так как вместо интерполированных значений в этом случае целесообразно принять норму (осредненную за

длительный период величину) элемента, что позволяет избежать увеличения меры погрешностей интерполяции сверх $\varepsilon=1$;

в) оптимальная дискретность (частота) наблюдений лежит в пределах значений $\vartheta_0 = 1 \div 2$. При $\vartheta < 1$ наблюдается скачкообразный рост погрешности интерполяции, а при $\vartheta > 2$, напротив, увеличение частоты измерения существенно не повышает точности интерполированных величин. Значения $\vartheta_0$ могут служить в качестве критерия оптимизации наблюдений;

г) эффект повышения частоты наблюдений $\vartheta$ тем больше, чем выше их точность. Так, при $\eta = 0{,}25$ увеличение дискретности измерений от 1 до $4\vartheta$ сокращает погрешность интерполирования лишь в 3 раза, в то время как при $\eta=0{,}01$ — в 6 раз. При $\eta=1$ увеличение частоты измерений сверх $\vartheta=2$ практически вообще не увеличивает точности получаемых результатов. Иными словами, опровергается еще бытующее мнение о том, что недостаточная точность наблюдений может быть компенсирована увеличением их частоты. Измерения, характеризуемые $\eta=1$, особенно не эффективны, так как их погрешность $\sigma_и$ не отличается от изменчивости самого элемента $\sigma_X$.

Установим требуемую точность измерений, исходя из их оптимальной частоты $\vartheta=\frac{\tau_к}{\tau_д}=1{,}5$. Пользуясь принципом равных влияний при условии, что интерполированные значения элемента не точнее измеренных, из формул (1.36) и (1.37) найдем о п т и м а л ь н ы е погрешности измерений:

$$\sigma_и \leqslant 0{,}65\sigma_X \text{ — для линейной интерполяции,}$$
$$\sigma_и \leqslant 0{,}5\sigma_X \text{ — для оптимальной.}$$

Таким образом, изменчивость и методы пространственно-временного разрешения элемента, с одной стороны, частота и точность измерений — с другой, образуют систему взаимосвязанных характеристик. Ни одна из них не должна «назначаться» в отрыве от остальных.

Принципы оптимизации наблюдений использованы в ГГИ при методическом обосновании размещения и планировании развития основной гидрологической сети, а также для усовершенствования математических моделей расхода воды и учета речного стока.

## 1.5. Оптимизация сети пунктов гидрологических наблюдений

Гидрологическая сеть не является результатом «акта творения»: она складывалась исторически по мере хозяйственного освоения обширной территории нашей страны. Этим были обусловлены некоторые элементы случайности в географическом

распределении пунктов наблюдений. В настоящее время разработаны гидролого-статистические методы планирования сети, реализуемые на основе гидрологического районирования территории страны [124].

Оптимизация размещения сети заключается в том, чтобы обеспечивать такую густоту (плотность) пунктов наблюдений, которая была бы достаточной для получения достоверных и репрезентативных гидрологических характеристик и в то же время не требовала бы открытия чрезмерного количества постов. Гидрологические элементы всегда относятся к дискретной области — площади речного бассейна $F$. В то же время при рассмотрении территории достаточно больших размеров (район, зона) можно исходить из непрерывного распределения этих элементов.

Сток обычно характеризуется нормой $\overline{Q}$ и его значением в отдельно взятые годы $X$. Зональные нормы стока устанавливаются при отнесении их к площади водосбора достаточных (зональнорепрезентативных) размеров $F_{зр}$. Не приводя анализа физических факторов, объясняющих ту или иную зависимость стока от площади рассматриваемого бассейна, укажем, что в каждом случае площадь зональнорепрезентативного водосбора $F_{зр}$ устанавливается с достаточной определенностью (за исключением горно-тундровой и горно-степной зон).

Сток в отдельно взятые годы обнаруживает черты несинхронности в разных бассейнах. Эта несинхронность может быть учтена оценкой корреляции среднегодовых расходов воды в зависимости от расстояния между центрами соответствующих бассейнов. Таким образом, распределение стока по территории есть не что иное как поле величин $X$, составленных нормой стока и наложенных на нее случайных отклонений $f$, зафиксированных для каждого отдельно взятого года. Функция изменения годового стока в одном измерении $l$, совпадающем с направлением его градиента, может быть представлена наиболее просто в виде комбинации

$$X(l)=\overline{Q}(l)+f(l). \tag{1.43}$$

На основе характеристик гидрологического поля в работе [124] установлены два условия надежности информации о стоке соответственно двум членам уравнения (1.43).

1) На основе первого члена вводится градиентный критерий как минимально необходимое расстояние $\xi_{гр}$ между центрами бассейнов, позволяющее выявить изменение нормы стока

$$\xi_{гр} \geqslant \frac{2{,}82\sigma_0 Q_0}{\mathrm{grad}_0 \overline{Q}}, \tag{1.44}$$

где $Q_0$ — осредненное значение нормы стока в данном гидрологическом районе, $\mathrm{grad}_0(\overline{Q})$ — средний относительный градиент изменений нормы стока в его пределах, $\sigma_0$ — погрешность определения годового стока по гидрометрическим данным. Градиентному критерию $\xi_{гр}$ соответствует площадь водосбора $F_{гр}$.

Таким образом, чем больше расстояние между постами, тем надежнее определяется изменение нормы стока. Но безграничное увеличение площади водосбора, приходящейся на один пост, привело бы к потере корреляции годового стока. Чтобы этого не произошло, необходимо установить верхний предел для $\xi$.

2) Это ограничение и создает корреляционный критерий, который выводится из второго члена выражения (1.43) так, чтобы погрешность линейной интерполяции годового стока на середину расстояния между центрами бассейнов не превосходила $\sigma_0$:

$$\xi_к \leqslant \frac{\sigma_0^2}{C_v^2}\xi_0, \qquad (1.45)$$

где $C_v$ — коэффициент вариации годового стока, $\xi_0$ — радиус корреляции, при котором автокорреляционная функция годового стока принимает нулевое значение (в среднем для умеренной зоны Советского Союза $\xi_0$=1600 км). Корреляционному критерию $\xi_к$ отвечает площадь $F_к$.

Таким образом, оптимальная площадь водосбора $F_о$ при размещении постов должна находиться в диапазоне

$$F_{зр} < F_{гр} \leqslant F_о \leqslant F_к.$$

В табл. 1.1 приведены критериальные площади водосборов, осредненные по основным физико-географическим зонам СССР. В той же таблице помещены данные расчетов, выполненные по нашему методу в Канаде [355].

*Таблица 1.1*

**Критериальные площади водосборов для планирования опорной гидрологической сети (км²)**

| | $F_{зр}$ | $F_{гр}$ | $F_к$ | $F_о$ |
|---|---|---|---|---|
| Зоны СССР | | | | |
| тундровая | 200 | — | 32 000 | 15 000 |
| лесная | 500 | 4000 | 7000 | 5 000 |
| степная | 1500 | 2000 | 2 000 | 2 000 |
| Канада | — | 8950 | 20 590 | 15 600 |

Для изучения малых рек с азональными характеристиками стока наблюдения организуются выборочно на характерных водосборах с различной расчлененностью рельефа, залесенностью, озерностью, заболоченностью и пр. В горных районах расположение постов должно учитывать закономерности изменения стока с высотой.

Наряду с размещением пунктов наблюдений на основе гидрологического районирования для изучения общих закономерностей режима вод суши, при обслуживании народного хозяйства требуется информация о состоянии отдельных водных объектов и участков рек. В связи с этим приобретает значение п о о б ъ е к т н ы й принцип размещения сети, в первую очередь на реках с площадью бассейна, превышающей оптимальную $F_0$. В соответствии с этим потребуется иметь по крайней мере по одному посту на каждой реке с порядком $K$ выше оптимального $K_0$. Число постов на таких реках, которые мы относим к большим, можно установить на основе известного соотношения Хортона

$$N_б = \sum_{i=K_0+1}^{s} r^{s+1},$$

где $s$ — порядок речной системы, $r$ — показатель разветвленности реки, равный в среднем 3.

Общая численность гидрологических постов будет равна

$$N = N_м + N_0 + N_б \approx (N_0 + N_б)(1 + \alpha),$$

где $N_м$ и $\alpha$ — соответственно количество и доля постов на малых реках ($\alpha = 0{,}15 \div 0{,}30$).

Таким образом, гидрологическое районирование в сочетании с корреляционно-статистическими характеристиками стока и строения речных систем служит объективной предпосылкой для оптимизации густоты сети. Само же размещение пунктов наблюдений осуществляется на дискретной основе и определяется структурой гидрографической и водохозяйственной сети, административным делением территории и расчленением ее на водохозяйственные районы.

Приведенные выше научно-методические принципы использовались при разработке плана рационализации и развития сети пунктов гидрологических наблюдений на 1975—1990 гг., составленного в ГГИ при участии всех Управлений гидрометслужбы. Составителями сводного плана, кроме автора, являлись Р. Д. Курдин, Р. А. Шестакова и Л. А. Попова. Разработка этого плана была прежде всего вызвана необходимостью устранения наблюдавшегося в последнее десятилетие некоторого отставания количественного прироста постов от темпов

развития водного хозяйства страны, особенно в ее азиатской части.

К моменту составления и начала реализации нового плана развития гидрологической сети в ее составе насчитывалось 6535 постов, из них 5860 речных и 675 озерных. Наблюдения за стоком воды велись на 5115 постах, наносы изучались в 1635 пунктах, качество воды — в 3340. К оперативной информации привлекалось 55 % постов.

Основные показатели перспективного плана приведены в табл. 1.2.

*Таблица 1.2*

**Планируемый рост числа пунктов наблюдений за основными элементами гидрологического режима**

| Годы | Уровень воды на реках | Сток воды | Сток наносов | Уровень озер и водохранилищ | Качество воды |
|---|---|---|---|---|---|
| 1985 | 7504 | 6832 | 2647 | 1016 | 6055 |
| 1990 | 8089 | 7385 | 2857 | 1177 | 6408 |

Особую важность имеет развитие сети в районах Сибири и Дальнего Востока, где ее количественный состав намечено увеличить в 1,8 раза. Потребуется организовать гидрологические наблюдения в труднодоступных и необжитых районах. В связи с этим планом предусмотрена механизация и автоматизация гидрологических наблюдений на основе строительства гидрологических расходомеров и автоматических уровнемеров. Намечено широкое применение ускоренных методов измерения расходов воды, в том числе авиационных, которые позволяют развивать аэрогидрометрическую сеть. На рис. 1.6 приведены ее типовые схемы, разработанные И. Г. Шумковым [319].

Все более возрастающую роль в изучении гидрологического режима будут играть спутниковые съемки [121, 161]. Они позволяют обозревать из космоса огромные пространства, наблюдать за элементами, которые раньше не включались в модели гидрологических характеристик (площади покрытия бассейна, площади русел и др.). Вместе с тем, как показывает опыт США [349], спутники могут служить весьма эффективным средством сбора данных наземных наблюдений.

Плановые показатели численности сети получены «от частного к общему» — по данным схем размещения и подсчета постов в границах конкретных речных бассейнов. Гидрологостатистические расчеты общей численности сети, выполненные нами на основе описанных выше методов без использования

этих трудоемких операций [124], дали практически те же результаты: они отличались от плановых контрольных цифр всего на 5 %. Это указывает на высокую эффективность объек-

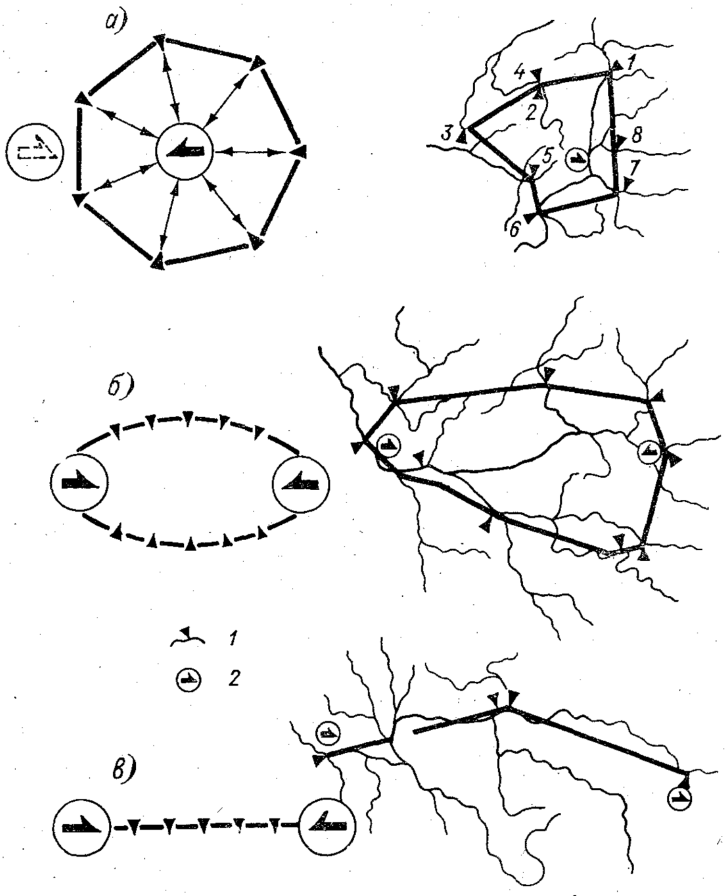



Рис. 1.6. Схема аэрогидрометрической сети в условиях ограниченного количества пунктов наземных наблюдений.
Типы аэрогидрометрических кустов: *а* — звездный, *б* — круговой, *в* — челночный. *1* — гидростворы, *2* — аэродром базирования.

тивных методов планирования сети. Их дальнейший прогресс может быть связан с объективизацией гидрологического районирования как основы оптимизационных расчетов численности сети. Для решения этой задачи, в частности, может быть использована теория распознавания образов и методы выделения главных компонент полей гидрологических элементов [147, 196].

Наблюдения за режимом и качеством вод суши играют все более важную роль в составе общегосударственной системы наблюдений и контроля за уровнем загрязнения внешней среды. Гидрологические посты входят в состав создаваемых в нашей стране станций фонового мониторинга как элемента глобальной системы наблюдений за состоянием биосферы. Назрела необходимость создания гидрологических заповедников и заказников. По предварительным расчетам Р. Д. Курдина (ГГИ) их общая площадь, на которой должно быть размещено до 500 реперных постов, составит 1 млн. км$^2$. Для сравнения укажем, что общая площадь имеющихся в нашей стране 100 природно-экологических заповедников достигает 9 млн. га [208].

Наряду с усовершенствованием методов планирования густоты сети, новых решений потребует информационное обеспечение гидрологических моделей с распределенными параметрами, например, для прогноза расходов весеннего половодья и паводков. В подобных случаях должны создаваться локальные автоматизированные сети с более полной программой и высокой степенью пространственно-временной дискретизации наблюдений.

## Глава 2

# Наблюдения за уровнями воды и уклонами свободной поверхности потока

### 2.1. Водный режим рек

Задолго до того, как сложились представления о других элементах «речного быта», в сознании людей водный режим отождествлялся прежде всего с высотой уровня воды. Уже в летописных источниках мы находим записи о катастрофических подъемах уровня [45, 106]: «В лето 6508... бысть поводь велика» (Никоновская летопись). В косвенной форме встречались свидетельства о маловодьях — как указания о засухах: «В лето 1124... было бездождие... был большой голод и смущение в стране Суздальской» (Густынская летопись). Катастрофический характер высоких подъемов уровня непроизвольно заставлял людей фиксировать высоту их подъема, дабы оградить грядущие поколения людей от бед, чинимых разливами воды. С этой целью на фундаментальных сооружениях, чаще всего на стенах церквей и храмов, делались метки высоких вод.

Первые устройства для наблюдений над уровнями воды Нила — ниломеры — появились в IV тысячелетии до нашей эры. Регулярно действующие уровенные посты создаются в Европе лишь в XIII в. Первый водомерный пост в России был установлен в устье Невы в 1715 г.

Основные особенности водного режима отражает гидрограф стока — изменение расходов во времени, определяемое характером питания рек. Водный режим тесно связан с климатическими и географическими условиями бассейна, которые на равнинных территориях подчинены закономерностям широтной зональности, а в горных районах — высотной поясности. Известное положение А. К. Воейкова «реки можно рассматривать как продукт климата» относится прежде всего к генезису их питания и особенностям водного режима.

Существует большое количество классификаций рек по этим признакам (В. М. Родевича, М. И. Львовича, Б. Д. Зайкова и др.). Применительно к речной гидрометрии представляется наиболее приемлемой классификация П. С. Кузина [158], по-

строенная на основе зональных особенностей водного режима и питания рек:

Тип I. Реки с половодьем — питание снеговое.

Тип II. Реки с половодьем и паводками — питание снеговое и дождевое.

Тип III. Реки с паводками — питание дождевое.

Грунтовое питание в приведенной типизации непосредственно не учтено, так как оно создает фон общий для всех рек, на котором проявляются наиболее динамичные зональные закономерности водного режима.

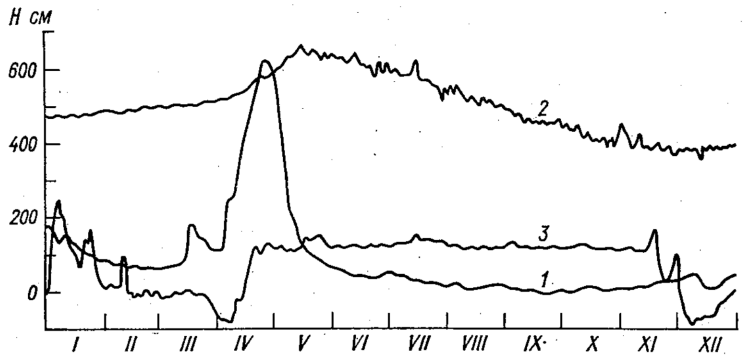



Рис. 2.1. График колебания ежедневных уровней р. Дона за 1969 г.

*1* — ст. Казанская (естественный режим), *2* — г. Калач-на-Дону (зона подпора Цимлянского водохранилища), *3* — ст. Николаевская (нижний бьеф).

Различают три главнейшие фазы водного режима — половодья, паводки, межень. Разделение фаз основано не на значениях расходов воды, а на их генезисе, т. е. на качественных признаках. Наиболее полное определение фаз водного режима дано П. С. Кузиным [158].

В естественных условиях фазы водного режима вполне отчетливо вырисовываются на графиках колебания уровней и расходов воды (рис. 2.1). Начало половодья соответствует дате резкого перехода от зимних сравнительно стабильных расходов к весенним подъемам водности. К паводкам обычно относят подъемы уровня на 20—50 см и выше, в зависимости от фоновой высоты уровня.

Регулирование стока водохранилищами приводит к коренным преобразованиям водного режима рек (рис. 2.1). Эти изменения касаются прежде всего нижних бьефов, где межень как фаза водного режима исчезает в результате регулируемых попусков из водохранилища. Создание водохранилищ приводит

к существенным изменениям уровенного режима в верхних бьефах не только на участке, занятом непосредственно самим искусственным водоемом, но и в зоне выклинивания подпора.

## 2.2. Денивеляция и возмущения уровней воды

При организации наблюдений за колебаниями уровня необходимо иметь представление о природе различных возмущений и денивеляций свободной поверхности потока.

Изменение расходов воды, пропускаемых через отверстия шлюзов регуляторов, турбины ГЭС и насосные станции, порождают так называемые волны перемещения — прямые, если они распространяются по течению, и обратные при встречном направлении. Попуск расходов создает положительную волну в нижнем бьефе и обратную отрицательную волну излива — в верхнем. Прекращение попуска изменяет знаки отклонения уровней при сохранении направлений волны в верхнем и нижнем бьефах. При резких изменениях расходов воды в каналах, например, связанных с остановкой и пуском насосных станций, возникают уединенные волны, которые нередко приобретают разрушительный характер [105].

На широких участках и в устьях больших рек возникают сгонно-нагонные денивеляции уровня. Эти колебания вызываются касательными напряжениями от воздействия ветра на свободную поверхность.

Водная поверхность не может не отражать турбулентных возмущений, возникающих в толще потока. Появление волн при этом можно в равной степени объяснить и турбулентностью потока и неустойчивостью равномерного движения при больших скоростях течения. Средняя частота крупномасштабных пульсаций скорости $f$ почти одинакова по всему сечению и зависит от соотношения глубины потока $h$ и продольного масштаба турбулентных образований [54]:

$$f=0{,}69\frac{v}{h}. \qquad (2.1)$$

Турбулентные возмущения уровня в наибольшей степени проявляются на горных реках. Е. П. Буравлев (Азербайджанское УГКС) произвел более 200 измерений высоты этих возмущений на реках Закавказья при уклонах от 0,010 до 0,070. Высота волн определялась вблизи берега (не далее 0,5 м от уреза). Колебания уровня регистрировались на ленте специально сконструированного самописца. По данным наблюдений Буравлева методом наименьших квадратов нами получено следующее выражение для максимального превышения гребня волны над средним уровнем воды (в м):

$$(h_г)_{макс}=0{,}356h^{1{,}65}I^{0{,}4}. \qquad (2.2)$$

На устьевых участках многих рек, впадающих в открытые моря, происходят заметные колебания уровня, вызванные влиянием приливов и отливов, которое иногда распространяется на значительные расстояния (например, до 250—300 км на реках Хатанга и Анадырь, до 120 км — на Северной Двине). Значительные подъемы уровня в устьях рек возникают при подходе так называемых длинных волн, которые появляются первоначально на большом удалении в открытом море. Длинные волны — одна из основных причин катастрофического подъема уровней в Невской губе и наводнений в г. Ленинграде.

На повороте русла происходит перекос свободной поверхности, вызванный действием центробежных сил инерции в сочетании с силой тяжести. Разность уровней у противоположных берегов оценивается выражением

$$z_{цб}=\frac{\alpha v^2}{gr}B. \qquad (2.3)$$

где $v$ — средняя скорость потока, $B$ — ширина русла, $r$ — радиус закругления. Коэффициент $\alpha$ близок к единице.

Отметим, наконец, еще одну причину денивеляции уровней — кориолисову силу инерции, которая возникает под влиянием вращения Земли и оказывает отклоняющее действие на частицы воды вправо — в северном полушарии и влево — в южном независимо от направления движения потока. Создающаяся при этом разность уровней воды относительно мала и даже на больших реках в средних широтах составляет всего единицы сантиметров.

Наиболее распространены на реках локальные колебания уровня, обусловленные изменением пропускной способности русла. Среди них выделим прежде всего переменный подпор. В естественных условиях он наблюдается выше впадения крупных притоков, сужений речного русла и различных препятствий, особенно зажоров и заторов льда.

При не слишком больших значениях подпора или спада $z=0{,}25h_0$ ($h_0$ — нормальная глубина) расстояние $L$ до сечения, где изменение глубины окажется на порядок меньше (около $0{,}03h_0$), составит по Брессу [328]:

при подпоре

$$L=0{,}8598\frac{h_0}{I_0}-0{,}6398\frac{C^2h_0}{g}; \qquad (2.4)$$

при спаде

$$L=0{,}5676\frac{h_0}{I_0}-0{,}7876\frac{C^2h_0}{g}, \qquad (2.5)$$

где $C$ — коэффициент Шези, $g$ — ускорение свободного падения.

Особенно большие подъемы уровня возникают при мощных *заторах* (в среднем 3—5 м); подпор от часто встречающихся *зажоров* составляет 1—2 м.

Одна из распространенных причин локальных колебаний уровня — деформация неустойчивого русла (рис. 2.2). В этих условиях для установления уровня, соответствующего расходу воды в реке, целесообразно использовать методы *гидравлико-статистического сглаживания* (фильтраций колебаний уровня, не связанных с изменением водности). Один из

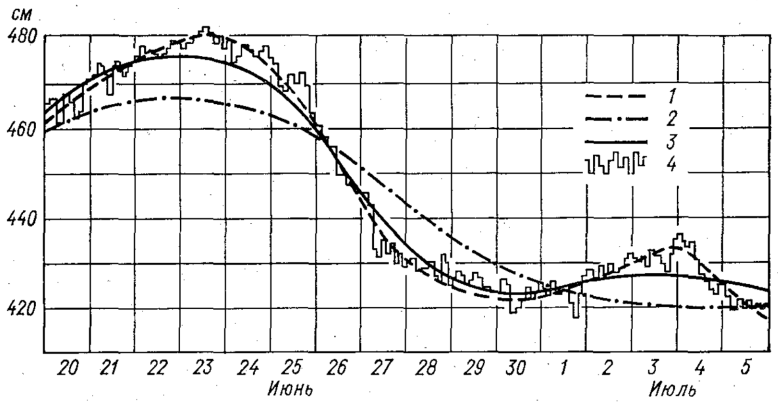



Рис. 2.2. Наблюденные и сглаженные уровни р. Амударьи.
*1* — среднесуточный уровень, *2* и *3* — сглаженные уровни при $T$, равном соответственно 7 и 3 суткам, *4* — средний уровень по двухчасовым интервалам.

таких подходов предложен В. В. Ивановым при расчете колебаний уровня в устьях рек [112]. Комплекс приемов корреляционно-статистического анализа данных наблюдений был использован нами при изучении колебания уровня р. Амударьи [127].

## 2.3. Оптимизация частоты и точности измерения уровней воды

Сутки — естественный интервал первичного осреднения уровней и дискретизации гидрографа. В течение суток замыкаются циклы метеорологических элементов — температуры воздуха, солнечной радиации, интенсивности испарения, таяния льда и снега. Вызванные ими колебания уровня накладываются на общий фон наполнения русла, обусловленный фазой гидро-

логического режима. Так создается тот сложный ход уровня, который регистрируется на лентах самописцев.

Преобладающая амплитуда внутрисуточных колебаний уровня на реках Советского Союза составляет 0,5—1,0 м, а количество пунктов с суточным ходом уровня достигает 3200, или более половины общей численности уровенных постов. Однако по технико-экономическим условиям самописцами уровня воды (СУВ) оснащены далеко не все уровенные посты. В СССР действует 1880 установок самописцев уровня воды. На остальных более 4000 постах производятся дискретные (срочные) наблюдения за уровнем: основные — в 8 и 20 ч и дополнительные — через 2—6 ч в зависимости от частоты наблюдений, необходимой для регистрации волны паводка.

Возникает задача о наилучшем приближении к величине среднесуточного уровня $H_c$ при дискретных наблюдениях. Традиционные решения этой задачи приводятся в монографии С. Колупайло [14]. В аналитическом отношении они достаточно разнообразны, но основной недостаток этих решений — неучет взаимосвязи формы и генезиса внутрисуточных колебаний уровня. В современных исследованиях суточный ход уровня рассматривается как одно из проявлений гидрологического режима рек и прежде всего — особенностей их питания. Примером такого исследования служит анализ наблюдений за уровнями на реках Закавказья, выполненный Г. Н. Хмаладзе [304]. Им были типизированы графики колебаний уровней и для каждого типа рекомендованы необходимые сроки наблюдений и зависимости для определения среднесуточного уровня.

Но сам же Хмаладзе отмечает, что в одном и том же пункте в зависимости от метеорологических условий, времени выпадения дождя, интенсивности снеготаяния и других факторов пик паводочной волны может наблюдаться в разные часы суток. Отсюда вытекает прямая целесообразность производить взвешивание срочных уровней на статистической основе. Иными словами, для вывода расчетных формул необходимо располагать достаточно репрезентативной выборкой из ряда графиков колебания уровней за характерные фазы режима. В этом случае значение весовых коэффициентов определяется методом наименьших квадратов применительно к уравнению множественной линейной регрессии среднесуточного уровня $H_c$ по данным срочных наблюдений $H_i$:

$$H_c = a_0 + \sum_1^N a_i H_i . \qquad (2.6)$$

Именно такой статистический анализ выполнен нами на примере ряда рек Киргизии, Грузии и Северо-Запада ЕТС.

Обработаны данные наблюдений за 30 суток паводочного периода. Суточный ход уровней на исследуемых постах изображался различными графиками: с вершинами волн в первой и второй половине суток, с двумя и несколькими пиками, в виде монотонного спада или подъема. Действительный среднесуточный уровень определялся как среднее арифметическое из 24 значений, снятых с ленты самописца через каждый час, а расчеты уравнений регрессии произведены по показаниям уровня в стандартные сроки наблюдений.

Типовые графики хода уровня и соответствующие им уравнения регрессии приведены в табл. 2.1. В ней же указаны погрешности вычисления среднесуточного уровня по статистическим зависимостям и формулам, рекомендуемым Наставлением. Как видим, даже при весьма сложном изменении уровней в естественных условиях, например, на горных и полугорных реках, в большинстве случаев достаточно не более чем четырехсрочных наблюдений за уровнем, но взятых с различными весовыми коэффициентами. Случайная погрешность определения $H_c$ при этом составит от 0,5 до 2 % от амплитуды суточных колебаний уровня.

В тех же условиях определялась погрешность стандартного способа вычисления $H_c$ как среднеарифметического из срочных значений. Оказалось, что при сложном суточном ходе уровня погрешность вычисления его среднесуточных значений увеличивалась по сравнению с оптимальным вариантом в 1,5—2 раза. Использование вечерних и утренних уровней за смежные сутки в дополнение к 2 и 4-срочным наблюдениям расчетных суток практически не увеличивает точность определения $H_c$.

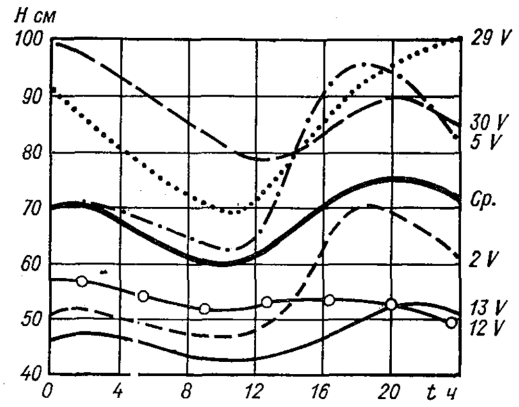
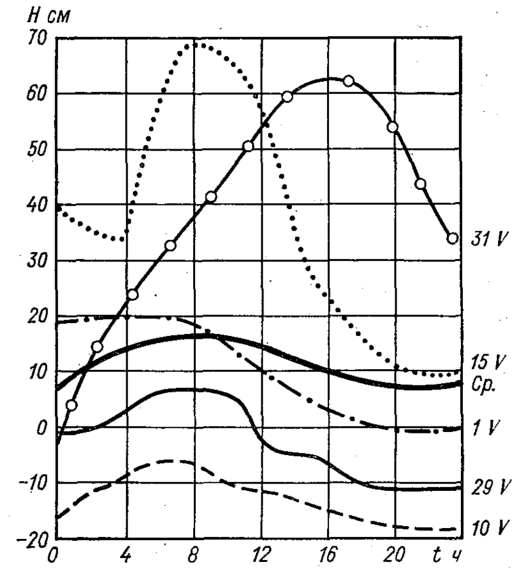
Подобные расчеты могут быть выполнены для каждого из постов, не оборудованных самописцами, по данным специальных учащенных наблюдений за характерные периоды гидрологического режима. Во многих случаях точность определения среднесуточных уровней по уравнениям регрессии окажется достаточной для того, чтобы отказаться от установки СУВ, особенно при неблагоприятных условиях строительства и больших затратах денежных средств.

Наблюдения над уровнем воды на реках и водохранилищах традиционно производятся с точностью $\pm 1$ см независимо от гидрологических условий и назначения получаемой информации.

Оптимизация точности измерения уровней воды — одна из назревших задач, выдвигаемых дальнейшим развитием гидрологических наблюдений. От заданной точности зависят состав и сложность автоматической измерительной аппаратуры. Избыточная точность влечет за собой усложнение конструкции датчиков и регистрирующих приборов, перегружает каналы связи,

*Таблица 2.1*

**Типовые графики суточного хода уровней воды и параметры уравнений для расчета их среднесуточных значений**

| Типовые графики колебания уровней воды | Параметры УР | Варианты среднесуточных УВ | | |
|---|---|---|---|---|
| | | 2 срока | 4 срока | 6 сроков |
| **1. р. Джыргалан — ст. Советское**<br>Максимальная амплитуда суточного хода 36 см | | | | |
|  | $a_0$ | 0,345 | —0,980 | —0,476 |
| | $a_1$ | 0,599 | 0,125 | 0,321 |
| | $a_2$ | 0,397 | 0,307 | —0,057 |
| | $a_3$ | | 0,227 | 0,251 |
| | $a_4$ | | 0,348 | 0,182 |
| | $a_5$ | | | 0,210 |
| | $a_6$ | | | 0,088 |
| | σ см | 1,20 | 0,96 | 0,91 |
| | $r$ | 0,99 | 0,99 | 0,99 |
| **2. р. Цхенисцкали — п. Хиди**<br>Максимальная амплитуда суточного хода 60 см | | | | |
|  | $a_0$ | —0,294 | 0,206 | —0,388 |
| | $a_1$ | 0,486 | 0,147 | 0,192 |
| | $a_2$ | 0,443 | 0,252 | 0,230 |
| | $a_3$ | | 0,295 | 0,121 |
| | $a_4$ | | 0,276 | 0,198 |
| | $a_5$ | | | 0,184 |
| | $a_6$ | | | 0,072 |
| | σ см | 1,69 | 0,77 | 0,72 |
| | $r$ | 0,99 | 0,99 | 0,99 |

понижает надежность автоматических устройств и приводит к значительному повышению их стоимости.

Оптимальная точность измерения уровней воды на реках прежде всего должна быть обоснована допускаемой погрешностью определения ежедневных расходов воды (ЕРВ), вычисляемых на основе их зависимости от уровней $Q(H)$. Принципы такого обоснования разработаны совместно с А. Н. Чижовым [125]. При этом были установлены требуемые погрешности измерений уровней, дифференцированные по амплитуде их колебания (табл. 2.2).

*Таблица 2.2*

**Допускаемые погрешности измерения уровня при вычислении стока по зависимости $Q(H)$**

| Амплитуда колебания уровней воды, м | Допустимая погрешность, см |
|---|---|
| Менее 2,5 | 0,5 |
| „ 2,5—5 | 1,0 |
| „ 5—10 | 2,0 |

Указанную точность измерения уровней рекомендуется принимать при разработке автоматических датчиков уровня для учета стока в русловых гидростворах. Если датчики предназначаются для определения напоров на гидрологических расходомерах, погрешность измерения уровня не должна превышать 2—3 мм.

## 2.4. Продольный профиль реки и наблюдения за уклоном водной поверхности

Продольный профиль потока представляет собой графическое изображение изменений высоты водной поверхности и дна по длине реки. Форма продольного профиля зависит от положения базисов эрозии, т. е. от факторов, перераспределяющих падение реки от верховьев до устья. Классическое описание трансформации продольного профиля водной поверхности при различных уровнях дано В. М. Лохтиным [170].

С формально геометрической точки зрения уклон водной поверхности определяется просто — как разность отметок уровня в ограничивающих створах (верхнем $z_в$ и нижнем $z_н$), отнесенная к длине базиса измерения $L$:

$$I = \frac{z_в - z_н}{L}.$$

Сложность определения уклона заключается не столько в технических средствах его измерения, сколько в физическом истол-

ковании самой этой величины. Нельзя считать случайным тот факт, что методика измерения уклонов свободной поверхности длительное время оставалась неразработанной. В известной книге Ф. Форхгеймера [302] мы находим лишь упования на особую трудность определения уклонов естественных водотоков: «их зеркало образует кривую, так что беря для вычисления уклона разность высот близких или далеких точек, получают совершенно различные уклоны». Хотя это высказывание было сделано много лет назад, методика наблюдений за уклонами водной поверхности разработана лишь в последние десятилетия.

В речной гидравлике уклон водной поверхности рассматривается прежде всего как характеристика пропускной способности русла, т. е. как одна из независимых переменных, определяющих расход воды.

В общем случае движение речных потоков является неустановившимся и неравномерным. И если инерционные эффекты изменения гидравлических элементов во времени относительно невелики, то непостоянство характеристик потока по его длине оказывает существенное влияние на положение уровня.

Обратимся к дифференциальному уравнению установившегося неравномерного движения, которое выражает уклон водной поверхности в виде производной ее высоты $z$ по длине потока $x$:

$$I=-\frac{dz}{dx}=\frac{d}{dx}\left(\frac{\alpha v^2}{2g}\right)+\frac{v^2}{C^2h}+\zeta\frac{d}{dx}\left(\frac{dv^2}{2g}\right)=I_v+I_т+I_м, \quad (2.7)$$

где $v$ — средняя скорость, $h$ — средняя глубина потока.

Таким образом, уклон $I$ представляет собой сумму величин: $I_v$ — градиента скоростного напора, $I_т$ — уклона трения, $I_м$ — градиента потерь напора на преодоление местных сопротивлений, характеризуемых коэффициентом $\zeta$.

Уклон $I$ непостоянен вдоль неравномерного потока и, следовательно, уравнение (2.7) выражает локальный уклон водной поверхности, отнесенной к отдельно взятому створу. Именно локальность $I$ потребовала особого учета градиента потерь энергии $I_м$.

Между тем в речной гидравлике вместо уравнения (2.7), несмотря на неравномерность течения, используется формула Шези, которая записывается для так называемого частного уклона $I_ч$, т. е. величины, осредненной по длине участка:

$$I_ч=\frac{v^2}{C^2h}. \quad (2.8)$$

Уклон $I_ч$ характеризует в совокупности потери энергии на трение и преодоление местных сопротивлений. При этом реальное русло с изменяющимися вдоль потока размерами заменяется призматическим, имеющим ширину и глубину, осредненные по длине $L$.

Помехи при измерении действительных значений $I$ тем больше, чем короче $L$. Наиболее неблагоприятны условия измерения локальных уклонов. Кроме трудностей определения малых падений уровня, результаты наблюдений теряют гидравлическую определенность из-за неравномерности и нестационарности потока, различных денивеляций свободной поверхности под действием ветра, центробежных сил в излучинах русла, кориолисовых ускорений и др. В связи с этим заслуживают внимания методические подходы, предложенные в последнее время В. В. Коваленко (Ленинградский гидрометеорологический институт). В качестве основной предпосылки для определения оптимального базиса измерения локального уклона $L_0$ им принимается максимум функции чувствительности расхода воды к изменениям $I$. (Эта функция вытекает из общего уравнения неустановившегося движения потока.)

Одна из формул, полученных Коваленко, имеет вид:

$$L_0 = \frac{\omega h^{4/3}}{gn^2\omega - 0{,}5h^{4/3}(\partial\omega/\partial x)},$$

где $\omega$ — площадь поперечного сечения потока, $n$ — коэффициент шероховатости в формуле Шези—Маннинга.

Во много раз надежней измеряется частный уклон, поскольку условие квазиравномерности потока (2.8) позволяет пренебречь действием инерционных факторов. Если к тому же базис $L$ включает серию морфологических элементов, то оказывается не существенным и влияние краевых эффектов. Таким образом, локальные и частные уклоны различаются не только гидравлической природой — они обладают и метрологическим различием по степени надежности их определения. Именно поэтому частный уклон $I_ч$ — одна из наиболее употребляемых характеристик, используемых в речной гидравлике при оценке сопротивлений движению потока и расчетах кривых свободной поверхности.

Наконец, если рассматривается участок значительного протяжения (десятки и сотни километров), то устанавливается общий уклон реки, под которым понимается осредненная (взвешенная) величина

$$I_0 = \frac{1}{L}\int_0^L f(l)\, I(l)\, dl, \qquad (2.9)$$

где $f(l)$ — весовая функция, зависящая от расчетной схемы, в которой используется значение $I_0$. Так, если определять $I_0$ для расчетов скорости течения $v_0$, осредненной по длине реки, то тогда целесообразно взвешивание частных уклонов $I_{чi}$ производить по длине $L$ и модулю скорости $W_i=c_i\sqrt{h_i}$. Заменяя интеграл (2.9) суммой, получим

$$I_0=\frac{1}{W_0^2L^2}\left(\sum_1^N W_i l_i \sqrt{I_{ч_i}}\right)^2,$$

где $W_0$ — осредненный для участка модуль скорости. Было бы неправомерным настаивать на одной универсальной схеме определения общего уклона $I_0$, не зависящей от постановки решаемой задачи. Между тем подобные прецеденты еще встречаются в литературе [17, 154].

Уклоны водной поверхности русловых потоков измеряются геодезическими методами. При организации уклонных наблюдений решаются две задачи: выбор местоположения уклонных постов и определение расстояния между ними, гарантирующее надежное измерение падения уровней.

Участок для измерения локального уклона должен обеспечивать однозначное и постепенное изменение площадей сечений по длине — уменьшение или увеличение (смежные створы на рис. 2.3). Другим важным условием является прямолинейность участка в плане. Участки измерения локального уклона на меандрирующих реках следует располагать в пределах прямолинейных вставок между излучинами — там, где обычно размещаются и створы измерений расходов воды.

Основным требованием при определении частных уклонов является расположение начала и конца базиса измерения в одинаковых граничных условиях, т. е. в совпадающих точках русловых форм: на перегибах излучин, гребнях перекатов и т. п. (рис. 2.3, створы I—III, II—IV, V—VII и т. д.).

Для определения общего уклона реки специальные посты не создаются. Падение свободной поверхности в этих случаях фиксируется по данным уровенных постов основной гидрологической сети.

Наиболее сложна организация уклонных постов на участках с поймами. При относительно простой структуре течений достаточно разбить измерительные базисы в главном русле и на пойме. Вначале наблюдения за уклоном ведут по русловым постам, а затем, после их затопления, переходят на пойменный базис (рис. 2.3, линия $A$—$A$). При более сложной морфологии

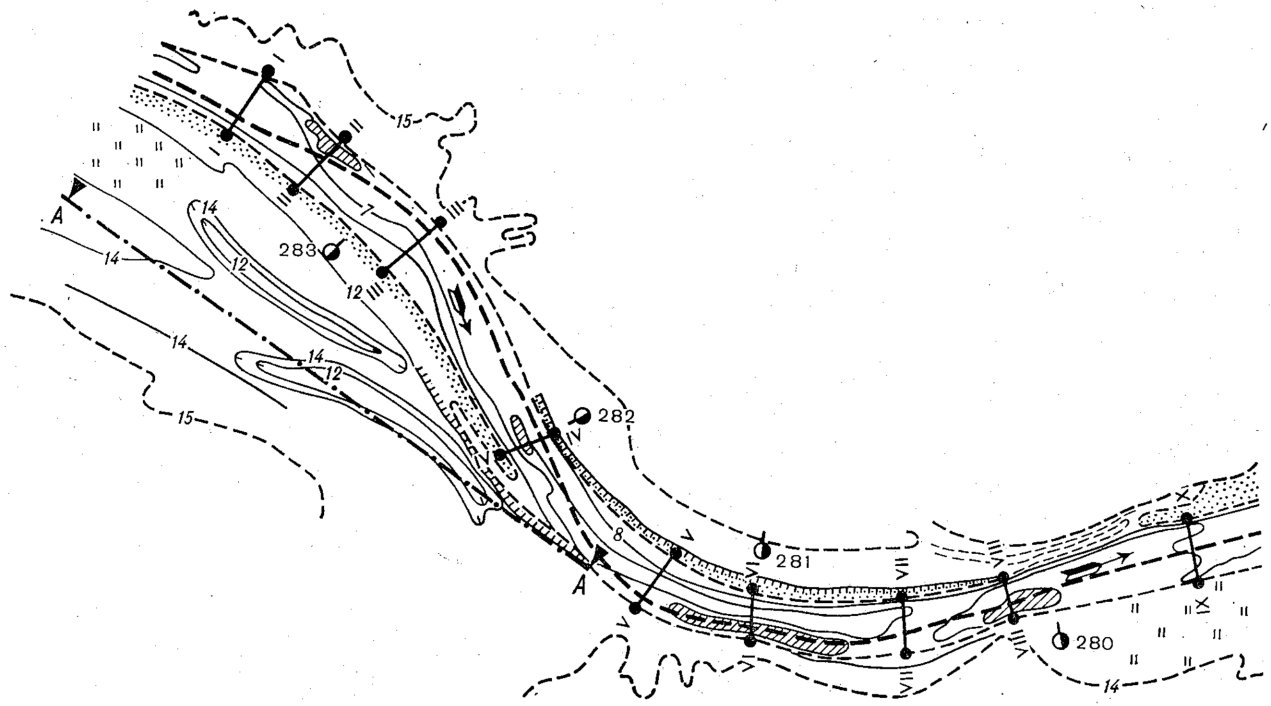



Рис. 2.3. Схема размещения постов для наблюдения за уклонами водной поверхности (план участка р. Дона).
Римскими цифрами обозначены промерные поперечники.

русла и поймы, создающей многорукавность и обособленные потоки, для наблюдения за уклонами разбивается система базисов, регистрирующих падение уровня по направлению основных течений.

После того, как намечена общая схема размещения уклонных постов, необходимо определить длину измерительного базиса $L$. Чем больше $L$, тем значительней падение между постами $\Delta z$ и, следовательно, тем точнее $I$. Но слишком длинный базис заведомо не обеспечивает гидравлической репрезентативности локального уклона и затрудняет организацию наблюдений. Поэтому следует установить минимально необходимую

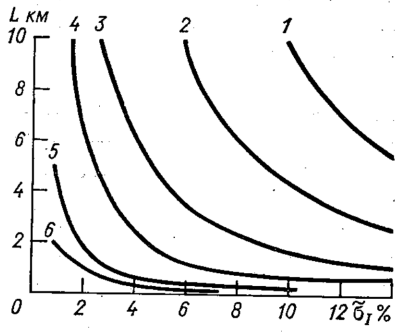



Рис. 2.4. Зависимость относительной погрешности определения уклона при нивелировке IV класса и отсчете уровня с точностью 1 см от расстояния между постами для разных уклонов.
*1*—0,03 ‰, *2*—0,05 ‰, *3*—0,1 ‰, *4*—0,2 ‰, *5*—0,5 ‰, *6*—1,0 ‰.

длину $L$, при которой погрешность измерения уклона $\tilde{\sigma}_I$ не превзойдет ее допустимого значения $\delta I$. Соответствующая формула получена совместно с А. Н. Чижовым [125]. Рассчитанные по ней значения относительных погрешностей представлены на рис. 2.4. Как видим, на равнинных реках при $I = 0{,}05 \div 0{,}10$ ‰ длина базиса становится чрезмерной. Ее можно сократить, если для привязки постов использовать более точное нивелирование — II и III классов, а для отсчетов уровня применять рейки с успокоителями. В связи с этим предлагаются различные способы определения уклонов, основанные на измерении перепада гидростатических давлений [25] и гидродинамических сил обтекания тел [290]. При этом измерительный базис сокращается до предела, так что уклон регистрируется в окрестности отдельной точки. В речной гидравлике такая характеристика вряд ли может быть использована.

Наблюдения за уклонами должны выполняться по фазам гидрологического режима с охватом полной амплитуды изменения уровня воды с тем, чтобы получить зависимость $I = f(H)$. Особого внимания уклонные наблюдения требуют при высоких

уровнях и в зимний период при заторно-зажорных явлениях.

Серии наблюдений за уклонами на реках с устойчивым руслом выполняются в течение 1—2 лет, а в дальнейшем — один раз в 3—4 года. При значительных деформациях русла целесообразно оборудовать стационарные уклонные посты.

## 2.5. Размещение постов и организация уровенных наблюдений

Уровень воды — один из наиболее просто измеряемых гидрологических элементов. Вероятно, по этой причине, в руководствах по речной гидрометрии мало уделялось внимания методическому обоснованию наблюдений за уровнями воды. Вместе с тем все содержание предыдущих разделов главы показывает, насколько, с одной стороны, сложны проявления режима уровней, а, с другой — как высоки требования к точности их измерения и гидравлико-метрологической интерпретации.

Одно из главных требований к организации уровенных наблюдений состоит в обеспечении преемственности и сопоставимости данных об уровне. Для этого каждый пост должен располагать надежно закрепленным и стабильным нулем графика, привязанным к государственной высотной сети.

Эпизодические наблюдения за уровнями воды производились в разные исторические периоды. Об этих наблюдениях нам известно из летописей и хроник [45, 106], но их значение для современных условий невелико именно из-за неопределенности нулей отсчета. Поэтому в практике сетевых наблюдений изменение нуля графика — всегда исключительный случай. Даже при переносе поста, особенно вверх по течению, нуль графика может быть оставлен прежним, если падение уровня между старым и новым постом не превышает 20—30 см. Однако для увязки показаний постов на них должны быть проведены параллельные наблюдения за уровнями воды, охватывающие фазы половодья и межени.

Большое значение имеет контроль нуля наблюдений — верха свай или делений постоянных реек, от которых ведется отсчет уровня. Их превышение над нулем графика называется приводкой. Действующие наставления требуют систематического контроля приводок. Он осуществляется как путем нивелировки, так и сравнением данных о высоте уровня, полученных на основе отсчетов по соседним сваям. Приводка проверяемой сваи должна быть изменена, если разность показаний уровня $\Delta H$ превысит удвоенную погрешность его исправления $\Delta_H$ : $\Delta H > 2\Delta_H$. При точности отсчета уровня 1 см изменение приводки становится необходимым при $\Delta H > 2$ см.

Изменение отметок отсчетных устройств наиболее часто наблюдается в районах распространения многолетней мерзлоты и глубокого сезонного промерзания грунтовой толщи. Промерзание и последующее оттаивание ведет к пучению и просадке грунтов, а, следовательно, к нарушению высотного положения уровнемерных свай и даже реперов. В этих условиях особенно необходимы их регулярные нивелировки. Для определения частоты и оптимальных сроков высотного контроля целесообразно, по крайней мере, в течение одного сезона, провести ежедекадные нивелировки тех постовых устройств, где по предварительным данным была замечена их высотная нестабильность. Сроки контрольных нивелировок назначаются в периоды, соответствующие переломным точкам графика изменения отметок реперов, свай и нулей реек. В промежутке между сроками контрольных измерений при всех значительных изменениях отметок, а именно, если последние превышают $2\Delta_H$, производится линейная интерполяция исправленных отметок постовых устройств на каждый день. При высотном изменении $\Delta z \leqslant 2\Delta_H$ коррекция отметок приурочивается лишь к датам контрольных нивелировок.

Устройства и приборы для измерения уровней воды разделяются на два основных типа:

I — установки и уровнемеры без гашения колебаний водной поверхности;

II — устройства, обеспечивающие гашение заданного спектра волновых колебаний уровня.

К первому типу относится любой уровнемер — рейка или поплавковый указатель, если он регистрирует уровень посредством прямого контакта с открытой водной поверхностью. Устройства второго типа включают демпфирирующие звенья, которые позволяют отфильтровать часть колебаний уровня, прежде чем зарегистрировать его высоту. Этот эффект достигается гидравлическим способом (например, в системе «соединительная труба—колодец») или с использованием инерционных свойств аппаратуры.

Но какова должна быть степень гашения колебаний измеряемого уровня воды?

Если бы изменения высоты водной поверхности зависели только от расхода воды в реке, то их гашение приводило бы к потере информации. Колебания с достаточно большим периодом — порядка десятков минут и более — вообще не должны гаситься, так как они также принадлежат к элементам изучаемого режима уровней. При метеорологических наблюдениях исключаются такие возмущения, временной масштаб которых составляет 1 мин и менее [207]. На реках к числу наиболее

высокочастотных элементов относятся ветровые волны и возмущения уровня, порожденные турбулентностью потока. Они должны рассматриваться как помехи, которые тем или иным способом должны быть ослаблены в процессе измерений.

Для гашения мелкомасштабных колебаний уровня уже давно применяются гидравлические успокоительные системы в виде колодцев с относительно большой площадью сечения $\omega_к$, сообщающихся с водоемом посредством соединительных труб или отверстий малого сечения $\omega_с$. Основная задача расчета таких устройств — правильный подбор соотношения $\omega_к$ и $\omega_с$. Дифференциальное уравнение движения воды в резервуаре, сообщающемся с внешней средой, впервые было получено Даниилом Бернулли в 1738 г. В последующем эту задачу рассматривали многие исследователи, так как гидравлические успокоительные системы применяются во многих измерительных и технологических установках.

Для получения расчетных зависимостей мы воспользуемся решениями, которые дает И. Б. Чиж [311]. Уравнения вынужденных колебаний воды в уровнемерных колодцах имеют достаточно сложный вид, но они могут быть существенно упрощены, если пренебречь инерционными членами. Силы инерции играют относительно малую роль, когда собственная частота колебаний массы воды в колодце значительно выше частоты возмущений. Используя решение, приведенное в [311], можно получить следующую формулу для амплитуды колебаний уровня в колодце, который сообщается с водоемом посредством отверстия или щели в стенке:

$$z \approx \frac{\sqrt{2z_0}}{\sqrt{1+\frac{8}{3\pi g} f^2 \left(\frac{\omega_к}{\mu\omega_с}\right)^2 z_0}}, \qquad (2.10)$$

где $z$ — амплитуда возмущенных колебаний, $f$ — их частота, $\mu$ — коэффициент расхода.

Вариант колодца, соединенного с водоемом трубопроводом, отличается значительными силами гидравлических сопротивлений, что позволяет еще более упростить расчетные зависимости и получить

$$z = \frac{1}{2f}\sqrt{\frac{3\pi g\, dz_0}{\lambda l}}, \qquad (2.11)$$

Порядок гидравлического расчета колодца и соединительных каналов СУВ покажем на примерах.

Пусть установка сооружается на горной реке, имеющей среднюю скорость течения в паводок $v$=3,5 м/с, глубину $h$= =1,5 м и уклон $I$=0,01.

Определим частоту колебаний уровня по формуле (2.2)

$$f=0{,}69\frac{3{,}5}{1{,}5}=1{,}8\ \text{1/с}$$

и амплитуду — на основе зависимости (2.2)

$$z_0=(h_г)_{макс}=0{,}356\cdot 1{,}5^{1{,}65}\cdot 0{,}01^{0{,}4}=11{,}5\ \text{см}.$$

Необходимая степень гашения колебания уровня в колодце ставится в зависимость от шага квантования $\Delta_к$ шкалы уровнемеров. По примеру ирригационных объектов [247] можно принять:

$$\Delta_к=1\ \text{см},\quad z=0{,}2\Delta_к=0{,}2\ \text{см}.$$

Коэффициент расхода для малых отверстий может быть принят равным $\mu=0{,}62$, а коэффициент сопротивлений для металлических труб $\lambda=0{,}02$.

Теперь мы располагаем всеми исходными данными, чтобы рассчитать необходимые соотношения $\omega_к$ и $\omega_с$.

Для колодца с отверстиями в стенке из формулы (2.10) получаем выражение

$$\frac{\omega_к}{\omega_с}=\frac{\mu}{4fz}\sqrt{\frac{6\pi g\left(2z_0^2-z^2\right)}{z_0}},\qquad (2.12)$$

которое после подстановки числовых значений дает

$$\frac{\omega_к}{\omega_с}=\frac{0{,}62}{4\cdot 0{,}002\cdot 1{,}8}\sqrt{\frac{6\cdot 3{,}14\cdot 9{,}81\left(2\cdot 0{,}115^2-0{,}002^2\right)}{0{,}115}}=280.$$

Если колодец сообщается с водоемом соединительной трубой, то

$$\frac{\omega_к}{\omega_с}=\frac{1}{2fz}\sqrt{\frac{3\pi g\,dz_0}{\lambda l}}.\qquad (2.13)$$

Принимаем $l=15{,}0$ м, $d=0{,}05$ м. Тогда при тех же, что и выше, характеристиках колебаний уровня в реке и колодце получим

$$\frac{\omega_к}{\omega_с}=\frac{1}{2\cdot 1{,}8\cdot 0{,}002}\sqrt{\frac{3\cdot 3{,}14\cdot 9{,}81\cdot 0{,}05\cdot 0{,}115}{0{,}02\cdot 15}}=185.$$

Как видим, соединительная труба создает ощутимый демпфирующий эффект: отношение $\frac{\omega_к}{\omega_с}$ по сравнению с вариантом отверстий в стенке колодца уменьшилось в 1,5 раза. Применяемые в настоящее время расчетные формулы [388] выведены без учета гидравлических сопротивлений в системе, и поэтому они менее предпочтительны по сравнению с выведенными зависимостями.

Одновременно с измерениями уровня на гидрологических постах выполняется комплекс наблюдений (инструментальных и визуальных) за температурой воды и зарастанием русла, толщиной льда и ледовыми явлениями, мутностью и химическим составом воды. На некоторых постах ведутся наблюдения за метеоэлементами — температурой воздуха, осадками, направлением и силой ветра. Результаты таких наблюдений предназначены для обслуживания народного хозяйства. Наблюдения за состоянием реки на участке поста — незаменимый материал для оценки пропускной способности русла и выбора рационального метода учета стока.

К объектам визуальных наблюдений на реках относятся ледовые явления и зарастание русла. Степень дифференциации визуально наблюдаемых элементов различна. Наиболее детально она разработана для ледяных образований и ледовых явлений. Но излишняя детализация количественно не определяемых элементов не всегда оправдана. В самом деле, можно зафиксировать как полынью водное пространство между забережами, сало отождествить со снежурой и т. п. Не менее сложны и наблюдения за деформациями и зарастанием русла.

Количественная неопределенность визуальных наблюдений оставляет на них отпечаток субъективизма. К сожалению, специалисты-гидрологи не предпринимают попыток объективно оценить надежность визуальных наблюдений. Между тем такая проверка вполне возможна. В качестве критерия надежности можно принять обеспеченность правильных результатов визуальных наблюдений $P_{в.н}$ как отношение совпавших оценок обстановки $N_с$ к общему числу наблюдений $N_о$, произведенных наблюдателем и специалистом-гидрологом:

$$P_{в.н}=\frac{N_с}{N_о}.$$

По результатам таких сравнительных наблюдений можно было бы выявить элементы, для которых в первую очередь требуется уточнение определений и разработка количественных измерителей.

## 2.6. Оборудование и приборы для измерения уровней воды

Определение уровня предполагает непосредственный контакт среды и средств измерения. Требования стабильности отсчетных устройств вступают в противоречие с деформациями русла и с изменчивостью режима рек. Вероятно, этим можно объяснить тот факт, что, несмотря на простоту самого измерения, уровнемерные установки отличаются большим конструктивным многообразием.

Различают посты свайные, реечные, реечно-свайные и передаточные.

В гидрометрической литературе [1, 2, 14] можно найти многочисленные примеры компановки уровнемерных устройств как изолированных, так и в виде конструктивных элементов сооружений — набережных, постов и шлюзов.

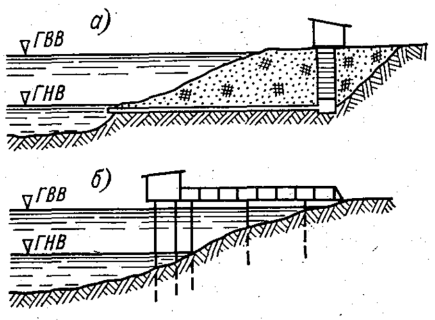



Рис. 2.5. Типы установок СУВ.
*а* — береговой, *б* — островной.

В новых изданиях Наставлений гидрометслужбы приведенная классификация дополнена автоматическими постами. В дополненном виде классификация отражает эволюцию и фактическое состояние технического оснащения постов. С точки зрения современных метрологических требований наиболее целесообразны более совершенные передаточные и автоматические посты, позволяющие регистрировать уровни с заданной частотой и точностью. Сваи и рейки при этом превращаются во вспомогательные средства. Именно так оборудованы лучшие современные посты.

Наибольшее распространение в настоящее время получили самописцы уровня воды (СУВ), которые устанавливаются в береговых колодцах, соединенных с рекой трубами или открытыми подводящими каналами (рис. 2.5 *а*). Такие установки достаточно экономичны и сравнительно просты в осуществлении при колебаниях уровня в пределах 5÷6 м. С увеличением глубины колодцев проходка их становится затруднительной. Возникает необходимость в двухъярусных схемах установки СУВ, но она ведет к удорожанию сооружения.

При больших амплитудах колебания уровней воды оказывается предпочтительным островной вариант установки СУВ

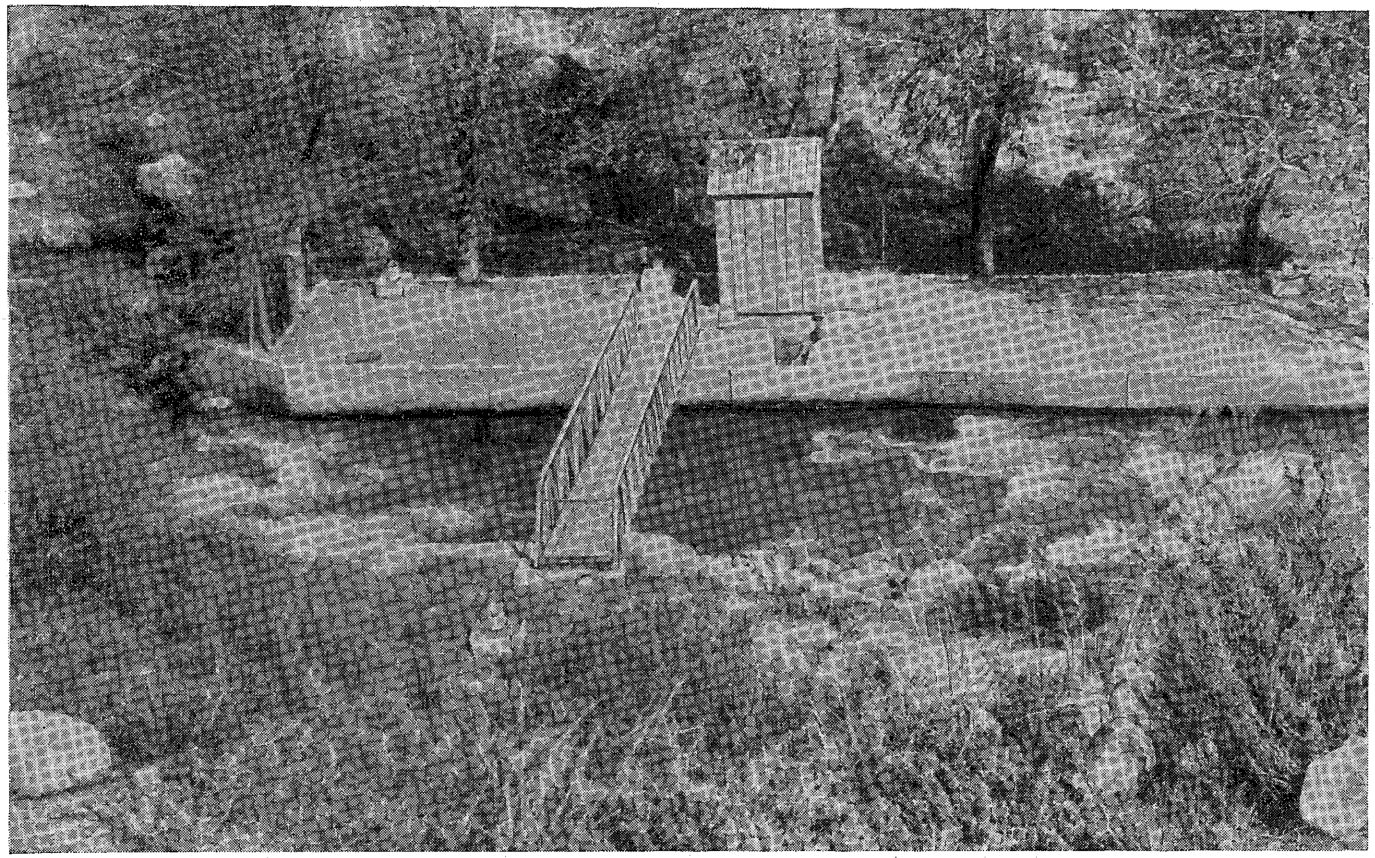


Рис. 2.6. СУВ на предгорной реке (УГМС Киргизской ССР).

(рис. 2.5 *б*), который позволяет избежать сложную проходку глубоких колодцев в береговых склонах. Но такие выдвинутые в поток сооружения допустимы лишь на реках южной зоны, где нет разрушительных ледоходов.

На предгорных реках Киргизии с относительно небольшой амплитудой колебания уровней (до 2—3 м) колодцы уровенных и уклонных постов объединяются в один блок, представляющий собой берегоукрепительную стенку из бетона (рис. 2.6).

Оригинальное передвижное устройство для измерения уровней и расходов со льда предложил гидролог Куйбышевского филиала Гидропроекта Д. Е. Агеев (рис. 2.7). Устройство использовалось при наблюдениях в нижнем бьефе Куйбышевской ГЭС им. В. И. Ленина. Отметки отсчетных марок передавались от берегового уровенного поста водной нивелировкой при стабильных попусках ГЭС.

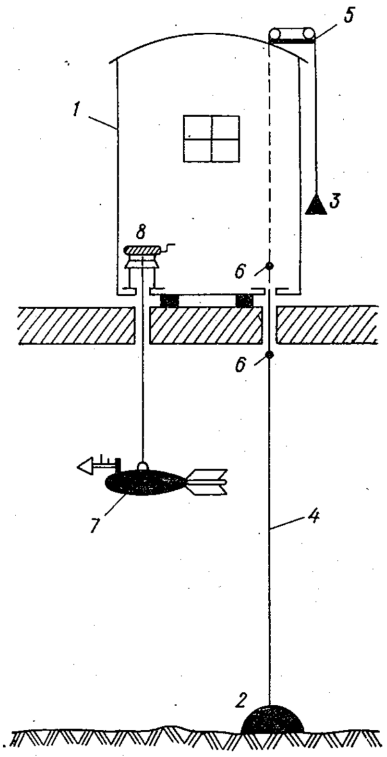



Рис. 2.7. Передвижное устройство для измерения уровней и расходов воды со льда.

*1* — павильон на полозьях, *2* — якорь-присос (масса 60 кг), *3* — противовес (масса 30 кг), *4* — стальной канат, *5* — блоки, *6* — занивелированные метки для отсчета уровня, *7* — груз с гидрометрической вертушкой, *8* — лебедка.

При благоустройстве и застройке береговой полосы постовые устройства должны органически включаться в комплекс возводимых сооружений — подпорных стенок, мостовых устоев, причалов и набережных. Измерительные павильоны традиционно оформляются как образцы архитектуры малых форм. При оборудовании уровенных постов не лишне иметь в виду одно из старинных правил строительного искусства: «При устройстве фундаментов и оснований под них ни трудов, ни иждивения жалеть не должно». Включение постовых устройств в комплекс капитальных сооружений обеспечивает стабильность отсчетной базы при наблюдениях за уровнем воды.

Что касается регистраторов уровня, то в установках СУВ применяются главным образом приборы поплавкового типа.

Известно большое количество их конструктивных схем [93]. Чувствительным элементом таких приборов служит поплавок, который перемещается вслед за уровнем и посредством передаточных звеньев приводит в движение механизм записи колебаний уровня на бумажную ленту. Гидрологические посты на реках оснащены СУВ с горизонтальным барабаном типа «Валдай». Его часовой механизм рассчитан на продолжительность хода 26 ч. Применяется также самописец ГР-38 — прибор длительного действия с продолжительностью хода часов без завода в течение 38 суток. Погрешность записи уровня на ленте — около 1 мм на каждый метр изменения уровня.

Результирующая погрешность измерения уровня поплавковыми уровнемерами зависит от диаметра поплавка, определяющего чувствительность прибора, сил трения в осях и механических узлах прибора, масштаба и качества записи. Показано [93], что погрешность измерения при правильной эксплуатации прибора не превысила $\pm 1$ см при амплитуде $H=10$ м.

Одним из существенных недостатков установок СУВ поплавкового типа является сложность эксплуатации в зимних условиях. Установки часто перестают работать из-за перемерзания соединительных труб и появления льда в колодцах. Без перерыва круглый год действует лишь 40 % СУВ, имеющихся на действующих постах. Это обстоятельство так же, как и сложность строительства колодцев, стимулировало переход от поплавковых устройств к другим конструкциям, не требующим капитальных постовых сооружений.

Так появились гидростатические уровнемеры. Несмотря на различие конструкций, все они определяют положение уровня воды по величине гидростатического давления в некоторой точке. Помещаемый в нее чувствительный элемент связывается гидравлической или пневматической передачей с указателем или самописцем уровня воды.

Применение гидростатических уровнемеров отмечается за рубежом и начинается в нашей стране. В Советском Союзе разработаны две основные системы гидростатических уровнемеров: с пневматической линией передачи (прибор, созданный в НИИГМП, рис. 2.8 *а*) и с электрической связью (УГД конструкции ГГИ, рис. 2.8 *б*).

За рубежом получили распространение гидростатические уровнемеры с принудительным уравновешиванием давления посредством барбатажа — продувки системы азотом или углекислым газом [298]. Некоторые типы таких приборов позволяют измерять уровни при амплитуде колебаний до 30 м и автономности работы в течение трех месяцев.

В институте Союзводавтоматика разработан акустический уровнемер. Принцип действия прибора основан на

свойстве звуковых колебаний отражаться от границы раздела двух сред — воды и воздуха. Уровнемер состоит из двух первичных преобразователей (измерительного и эталонного), установленных в металлических трубах диаметром 100—150 мм. Измерение производится в режиме автоциркуляции зондирую-

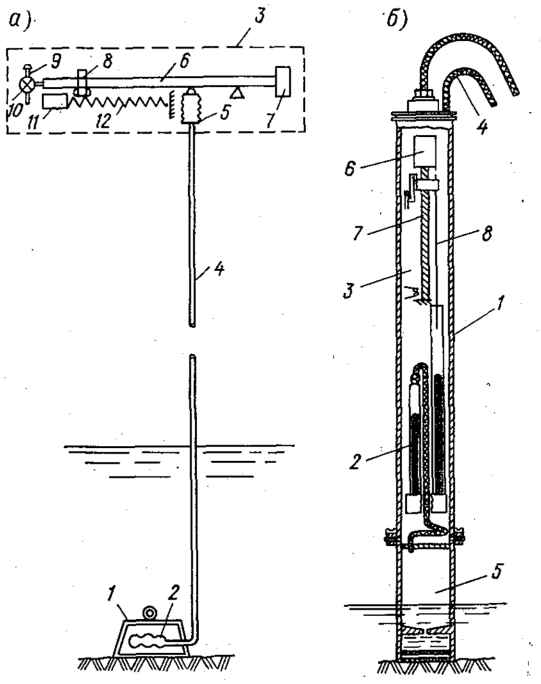



Рис. 2.8. Гидростатические уровнемеры.

*а* — разработка НИИГМП: *1* — погружаемая в воду металлическая камера, *2* — мембрана, *3* — измерительная система, *4* — пневматический канал (капиллярная трубка), *5* — сифон, *6* — рычаг, *7* — груз, *8* — каретка, *9* — шторка, *10* — фоторезистор, *11* — электродвигатель, *12* — червячный вал;
*б* — УГД разработка ГГИ: *1* — корпус, *2* — ртутный манометр, *3* — измерительный блок прибора, *4* — компенсационный шланг, *5* — приемник давления, *6* — электродвигатель, *7* — червячный вал, *8* — щуп-игла.

щих импульсов. В специальных блоках обработки сравниваются периоды следования сигналов, идущих от измерительного и эталонного преобразователей. Измеряемая величина воспроизводится на цифровом индикаторе. Диапазон измерения уровней 1—10 м, основная погрешность уровнемера $\pm 1$ см.

Автономность и гибкость линий связи гидростатических уровнемеров облегчает их установку на гидрологических постах. Лаборатория гидрометрических сооружений ГГИ предложила два варианта постовых устройств, предназначенных для оборудования автоматизированных постов.

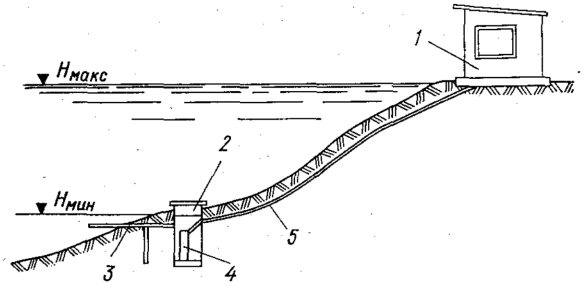



Рис. 2.9. Установка гидростатического уровнемера в колодце неглубокого заложения.

В первом варианте (рис. 2.9) уровнемер *4* размещается в колодце *2* диаметром 0,8 м, который устраивается на береговой отмели или устойчивом побочне при низких уровнях воды и может затопляться при его повышении. Такое расположение

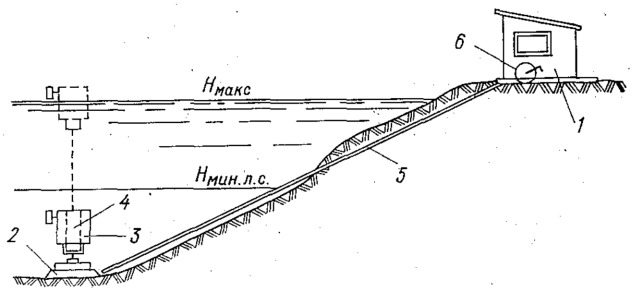



Рис. 2.10. Установка гидростатического уровнемера во всплывающем контейнере на якоре-присосе.

позволяет ограничить глубину колодца габаритами уровнемера, независимо от амплитуды колебания уровней воды. С рекой колодец связывает короткая соединительная труба *3*, с павильоном регистрирующей аппаратуры *1* — кабельный канал *5*.

Второй вариант установки (рис. 2.10) предназначен для озер, водохранилищ и больших рек. Уровнемер *4* помещается внутри плавучего контейнера *3*. Для его удерживания на глубине служит установочный трос *5*, пропущенный через серьгу бетонного якоря-присоса *2* и натянутый лебедкой *6*. При ослаблении троса контейнер всплывает на поверхность, открывая доступ к заключенной в нем аппаратуре.

В ГГИ разработаны типовые проекты различных установок СУВ и других постовых сооружений. Их конструктивное разнообразие позволяет выбрать наиболее экономичный и эффективный вариант установки уровнемеров с учетом особенностей водного объекта.

мированные автокорреляционные функции (АКФ) и графики спектральных плотностей для элементов рельефа дна. Аргументом автокорреляционных функций служит относительный параметр сдвига $\xi/L$, где $L$ представляет собой длину песчаных волн или шаг элементов неоднородности. Частота $f$ — аргумент спектральной плотности — соответствующим образом связана с тем же масштабом $L$ [120]. Графики АКФ для натурных объектов приведены на фоне теоретических кривых — пуассоновской случайной функции при наличии квазипериодической составляющей и без нее. Анализируя приведенные на рис. 3.1 графики, мы видим, что они с достаточной полнотой отражают особенности рельефа дна различных рек. Так, русловые формы Большого Егорлыка представляют собой неоднородности связного грунта и они, как и следовало ожидать, описываются пуассоновской случайной функцией без квазипериодической составляющей. Этим же свойством обладают полученные В. В. Гончаровым [75] АКФ для мезоформ Амударьи, профиль которых более случаен, чем на других объектах. Рассчитанные для них АКФ отражают квазипериодические составляющие, которые адекватны повторяющимся формам натурных гряд.

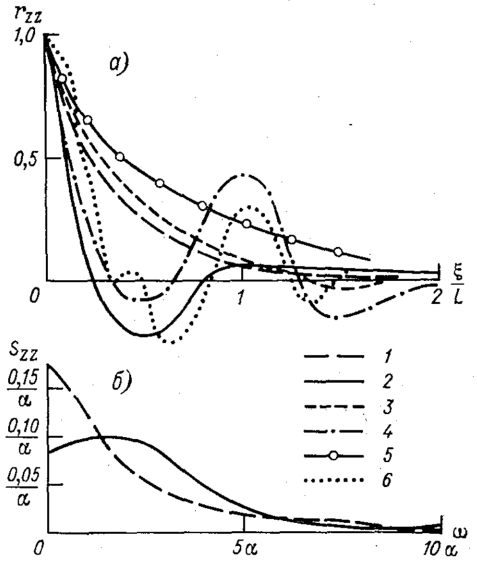



Рис. 3.1. Нормированные автокорреляционные (*а*) и спектральные (*б*) функции отклонений от осредненных по длине отметок дна.

*1* — пуассоновская случайная функция, *2* — та же функция при наличии квазипериодической составляющей, *3* — р. Большой Егорлык, $L$=55,0 м; *4* — р. Луга, $L$=25,0 м; *5* — р. Амударья, $L$=250 м; *6* — лоток МИИТа, $L$=0,35 м.

Что касается форм поперечных сечений русла, то существует представление, что они не должны отличаться большим многообразием. И, действительно, в несвязных однородных грунтах форма сечений русла описывается кривыми второго порядка — сегментами окружности, параболы и эллипса. Однако в природе поперечные профили формируются под влиянием многих факторов, которые далеко не всегда укладываются в рамки равновесия потока и русла. В зависимости от насыщения потока наносами и направленности

русловых процессов, однородности грунта или наличия в нем локальных структур поперечное сечение русла приобретает различные формы [130]. Очертания русла оказываются настолько сложными, что их уже не удается однозначно аппроксимировать не только для различных створов одной реки, но даже для отдельно взятого сечения в различные периоды гидрологического режима. Однако при решении гидравлических задач вовсе не обязательно воспроизводить действительные очертания русла при условии, что используемая аппроксимация дает равнообеспеченное распределение глубин. Этим требованиям удовлетворяет формула (1.12), которая нашла применение при решении многих задач речной гидравлики.

Каждому наполнению русла соответствуют вполне определенные формы динамического равновесия грунтовой среды и потока, которые, естественно, изменяются вместе с колебаниями расхода воды. В разнофракционных грунтах поток не прекращает своей руслоформирующей деятельности даже при малых скоростях течения, избирательно перемещая или осаждая наносы соответствующей крупности. Но, конечно, результирующий эффект руслоформирования зависит от продолжительности и мощности воздействия потока.

Так возникло понятие о *руслоформирующем* или, по терминологии некоторых зарубежных исследователей [361], *доминирующем расходе* воды. Существуют различные критерии для определения его значения [173, 215]. Наиболее детальная методика разработана Н. И. Маккавеевым. Руслоформирующими считаются расходы воды, при которых переносится (в многолетнем разрезе) максимальное количество наносов. На перекатных участках равнинных рек обычно наблюдается два таких максимума: один при расходах 5—9 %-ной обеспеченности (половодье), другой — 25—45 %-ной обеспеченности (высокая межень). Недостаточная мощность меженного потока по сравнению с половодьем компенсируется продолжительностью маловодного периода. Однако воздействие паводочного и меженного потока на русло неравноценно в качественном отношении. При наивысшем подъеме половодья или паводка происходит трансформация плановых очертаний и продольного профиля русла с образованием глубоких размывов или мощных отложений наносов, спрямлением излучин и разработкой пойменных проток. С наступлением руслоформирующих расходов межени наблюдается активное развитие мезоформ. Сохраняя унаследованные от половодья общие формы русла, меженный поток постепенно изменяет их, придавая лучшую обтекаемость. Заиляются глубокие вымоины, сглаживается береговая линия — словом, русло приобретает формы, обеспечивающие минимум потерь энергии при движении потока.

Учитывая количественную и качественную неравноценность воздействия паводочного и меженного потока на русло и пойму, Г. Пикап и Р. Вернер (Австралия) предлагают различать [361]:

I — расходы, формирующие русло в период межени;

II — расходы половодий и паводков, при которых размываются берега, образуются значительные углубления в русле и протоки на пойме.

Контроль руслоформирующей деятельности потока должен в полной мере использоваться для оптимизации наблюдений на реках. На основе такого контроля могут быть установлены моменты наступления существенных изменений в состоянии и пропускной способности русла; к ним прежде всего должны быть приурочены измерения расходов воды, а в необходимых случаях — русловые съемки и рекогносцировочные обследования.

### 3.2. Русловые съемки

Русловые съемки включают комплекс геодезических измерений и промеров глубин, выполняемых для составления гидрографического плана участка реки. При маршрутной съемке беспойменных русел освещается береговая полоса шириной 100—150 м. Полнота и достаточность съемки пойм определяются задачами исследований.

Русловая съемка выполняется в два этапа. Первый из них — подготовка планового и высотного обоснования — геодезических пунктов и реперов, привязанных к опорной государственной сети.

При создании планового обоснования применяются известные методы триангуляции, полигонометрии и засечек [50, 117, 186, 252]. Для измерения линий используются мерные ленты и дальномеры, углы измеряются теодолитами. В последнее время все более широко применяются радиоэлектрооптические системы. Их первые схемы были предложены еще в 30-х годах. В современных радиоэлектрооптических дальномерах реализуются три основные принципа измерения: импульсный, частотный и фазовый. Расстояние определяется по времени прохождения света или радиоволн в прямом и обратном направлении. В принципе световые и радиодальномеры способны обеспечить достаточно высокую точность измерений — с относительной погрешностью $(1{,}5 \div 2) \cdot 10^{-6}$ [50, 182].

На точность показаний световых дальномеров оказывает влияние температура воздуха, атмосферное давление и давление водяных паров, изменяющие показатели преломления воздуха. Обычные топографические светодальномеры дают относительную погрешность $(0{,}4 \div 1) \cdot 10^{-4}$, а радиодальномеры обеспечивают измерение расстояний до 25 км с погрешностью

$10^{-5}$. В последние годы появились еще более лучшие образцы таких приборов. Один из них — светодальномер «Кварц» — успешно применен при плановом обосновании трассы канала Днепр—Донбасс. Применение светодальномеров позволяет отказаться от прямых геодезических засечек и определять координаты точек полярным методом. Как показывает опыт Гидропроекта, при этом достигается сокращение объема работ и времени на их выполнение.

Для высотного обоснования русловых съемок создается сеть постоянных и временных реперов, которые, как правило, одновременно являются пунктами планового обоснования. Высотная сеть обеспечивает надежное определение отметок нулей графика уровенных и уклонных постов и нуля глубин — уровня воды, к которому относят глубины при составлении плана русла в изобатах. Отметки реперов получают, связывая их нивелирными ходами с пунктами государственной опорной сети. Точность определения высотного положения реперов должна отвечать требованиям нивелирования III класса.

К собственно съемочным операциям относятся координирование точек и промеры русла.

Координирование измеряемых глубин сводится к определению местоположения промерного судна или лодки, которые перемещаются по акватории в поперечных или продольных направлениях (галсах). Координирующие устройства должны обладать достаточным быстродействием, чтобы обеспечить непрерывное слежение за промерным судном и фиксацию его положения через заданные промежутки времени или по сигналу. Традиционный способ координирования — прямые засечки одним или двумя геодезическими инструментами, устанавливаемыми в пунктах плановой опорной сети. Более эффективна обратная засечка, которая производится с промерного судна одновременно двумя секстанами по заранее установленным визирным знакам. Этот способ успешно применяется во многих управлениях речных путей, в частности, на р. Амуре.

На водных путях Донского бассейна сконструировано специальное самоходное судно для промерно-съемочных работ (подобные суда имеются и за рубежом). Визирование на береговые знаки производится тремя теодолитами, установленными на площадке кругового обзора. Углы их поворота с помощью сельсинов передаются на пульт оператора. Судно оснащено одним или несколькими эхолотами. План составляется по совокупности всех курсов судна, которые прокладываются на планшете. Оператор имеет возможность в любой момент нажатием кнопок зафиксировать отсчеты глубины на батиграмме эхолота и углов — на указателях сельсинов.

Более совершенна радиофазовая система координирования промеров — речной радиолаг [252]. Система из трех радиостанций — задающей на судне и двух отражающих на берегу — позволяет измерить два расстояния и определить местоположение судна так же, как в способе прямой геодезической засечки. Недостаток метода — изменение скорости распространения радиоволн в зависимости от характера подстилающей поверхности, чем обусловлена необходимость обязательной коррекции измеренных расстояний. Величина вводимых поправок должна быть заранее установлена геодезическими методами.

Как это ни парадоксально, много затруднений возникает при русловой съемке каналов, где ограничена возможность использования промерных судов. Так, на Каракумском канале еще недавно промеры русла производились звеном из 7 человек, из них 4 (по два на каждом берегу) натягивали и перетаскивали промерный канат, остальные были заняты в лодке. По новой технологии, разработанной Ф. Ш. Доктором и В. Н. Прилипко (ТуркменНИИГиМ) съемка поперечных профилей русла производится эхолотом с моторной лодки, свободно движущейся поперек канала. Расстояние измеряется оптическим дальномером. Состав звена сократился до 4 человек, а время промера одного поперечника уменьшилось почти в 3 раза и составляет 12 мин.

При промерах по косым галсам расстояния от пунктов съемочной сети могут определяться с использованием гидрометрической вертушки в качестве лага. Опыт таких измерений описал В. Э. Вид [58]. По его данным относительная погрешность линейных измерений составляла в среднем 1,4 %.

Особый вид русловых съемок выполняется при рекогносцировочных обследованиях водотоков для определения максимальных расходов по меткам уровней высоких вод (УВВ). Такие обследования состоят из трех разделов: установления меток УВВ, съемки поперечных профилей русла и определения продольного уклона водной поверхности на специально выбранном участке [385].

Положение УВВ фиксируется по опросам местных жителей и следам паводка на берегах и сооружениях. Указателями уровня служат многие признаки, остающиеся на местности после спада паводка: смыв рыхлых грунтов со скалистых берегов и коренных пород, отложения ила, плавника и мусора, различная степень развития растений на границе затопления и т. п. Продольные уклоны определяются нивелировкой по меткам УВВ и для контроля — по дну тальвега или урезу воды в момент съемки. При нивелировке фиксируются все переломы продольного профиля. Следует особо фиксировать очаги местных денивеляций уровня. Французский гидролог М. Парде

[206] приводит характерные данные о различиях в высоте подъема УВВ по сравнению с меженными уровнями: в каньоне р. Ардеш УВВ был выше, чем при выходе из него, на 11,5 м, а на р. Увез во время «водного смерча» 1907 г. подъем уровня на расстоянии всего 20—30 м различался на 3 м. Подобные денивеляции, как и динамические колебания уровня, рассмотренные в главе 2, конечно, должны быть учтены при определении продольных уклонов и площадей поперечного сечения.

Особое внимание необходимо обращать на выделение характерных участков с различной шероховатостью русла, обмер и фотографирование элементов шероховатости дна и берегов по методике, разработанной В. В. Романовским и Н. М. Капитоновым (ГГИ).

Новые возможности для ускорения съемок водных объектов, как и поверхности суши, открыло использование авиации. Начало широкого применения аэрофотосъемки для изучения рек относится еще к 30-м годам XX в. В настоящее время аэрофотосъемка — основное средство для изучения русловых переформирований, режима и морфологии речных пойм [289, 319].

Самые общие представления об изучаемом объекте дают так называемые обзорные съемки. Их масштаб обычно принимается 1 : 10 000 при ширине поймы до 5 км. К сожалению, такие съемки все еще редко выполняются на гидрологической сети, хотя они позволяют правильно назначать положение гидрометрических створов и скоростных вертикалей на пойме, наблюдать за развитием пойменных рукавов и проранов.

Значительные трудности вызывает определение высоты уровня с самолета. Чаще всего при этом используются реперные точки, отметки которых заранее известны. В. А. Акатов (ГГИ) предложил различные способы измерения высоты уровней воды посредством наклонных реек. Как оказывается, если при съемке курс самолета параллелен рейке, происходит «растягивание» делений шкалы на фотоснимке, что позволяет повысить точность дешифрирования высоты уровня.

Аэрометоды могут быть использованы и для получения площадей поперечного сечения русла, если производить последовательные съемки зеркала водной поверхности при различных уровнях. Этот метод проверялся отделом гидрометрии ГГИ на р. Соже в половодье 1970 г. Опытная обработка аэрофотоснимков, выполненная Е. Д. Егорихиным, показала, что отклонение результатов авиаизмерений от наземных составило 3—5 % (погрешность возрастала с понижением уровня).

Существует более простая возможность измерения глубин с самолета — посредством сбрасываемых парных буйков с якорями. Однако по данным испытаний на реках Соже и Свири

точность измерения площадей поперечных сечений этим способом оказалась неудовлетворительной: погрешности в среднем составили 8—10 % и особенно увеличивались при рассеянном приводнении буйков.

Наилучшее сочетание возможностей наземных средств и аэрометодов дает новая технология аэрогидрометрических наблюдений, примененная в изысканиях для строительства мостовых переходов [323]. Комплект съемочного оборудования, которым оснащается гидросамолет, кроме аэрофотоаппаратуры, включает лазерный дальномер «Контраст» и эхолот «Язь». Измерение глубин по створам производится эхолотом с гидросамолета наплаву. Одновременно лазерным дальномером определяются расстояния от береговых ориентиров до промерных точек. Для ориентировки самолета по створу используется аэронавигационный гирокомпас. Сочетание аэрофотосъемки и промеров с гидросамолета обеспечивает высокую оперативность и одновременно детальность русловой съемки. Подобный комплекс, если его дополнить приборами для измерения скоростей потока, чрезвычайно перспективен для речной гидрометрии. В самом деле, обычные измерения расходов воды в половодье очень трудоемки и занимают много времени. Гидросамолет, оснащенный лазерным дальномером, эхолотом и вертушкой для интеграции скоростей по ширине потока, позволит в короткий срок охватить измерениями расходов не один гидроствор, а целый куст створов на одной или нескольких реках по заранее разработанному маршруту.

Одно из необходимых требований к организации русловых съемок — согласование точности угловых и линейных измерений, особенно при координировании промеров. Нередко, установив геодезический инструмент в пункте надежного планового обоснования, измерение углов при засечке промерных вертикалей выполняют небрежно, с большими погрешностями.

Рассмотрим типовую схему координирования промеров (рис. 3.2). Гидрометрическое судно движется в створе, закрепленном береговыми знаками *1* и *2*, а засечки промерных вертикалей производятся из пункта *A*. Какова должна быть точность угловых измерений, если расстояния измеряются с точностью 1 : 3000?

Подобная задача решается при организации геодезических измерений в строительстве [182, 186]. При схеме засечек, близкой к равностороннему треугольнику, необходимо соблюсти следующее соотношение средних квадратических погрешностей измерения углов $\sigma_{уг}$ и линий $\sigma_л$:

$$\sigma_{уг} = \rho \frac{\sigma_л}{L} \sqrt{2}, \qquad (3.1)$$

где $\rho=57°17'44''$, $L$ — длина линии. В нашем примере:

$$\sigma_{уг}=\sqrt{2}\,\frac{\rho}{3000}=100''.$$

Такую точность вполне обеспечивают обычные технические теодолиты, лишь бы они использовались квалифицированно. Что касается мензул, то погрешность построения с их помощью углов выражается формулой [186]

$$\sigma_{уг}=\frac{40'}{l}, \qquad (3.2)$$

где $l$ — длина стороны угла в см. Отсюда следует, что требования согласования точности угловых и линейных измерений в нашем примере будут удовлетворены, если стороны углов на планшете не короче 25 см.

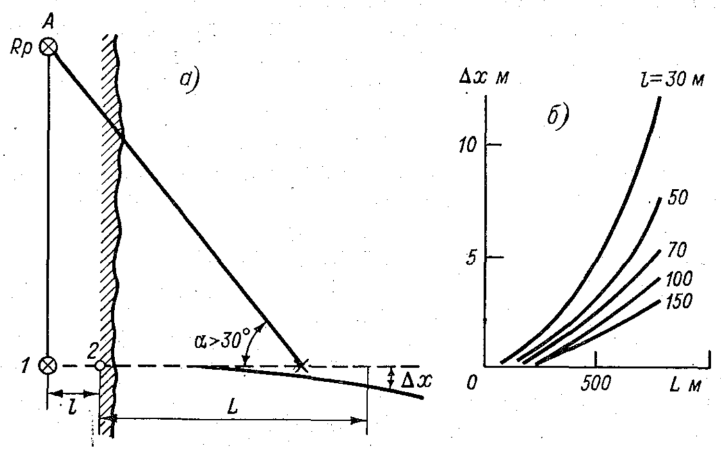



Рис. 3.2. Типовая схема координирования промеров.
*а* — плановое обоснование, *б* — график для определения отклонений от створной линии.

Точность координирования промеров зависит от того, как устойчиво удерживается гидрометрическое судно в створе, закрепленном двумя береговыми знаками (рис. 3.2 *а*). С удалением от берега возможность уклонения от створа $\Delta x$ возрастает, а при фиксированном $L$ оно тем меньше, чем на большее расстояние $l$ разнесены створные знаки. Функция $\Delta x=f(L, l_c)$, полученная В. В. Гончаровым по данным наблюдений на р. Амударье и расчетам [75], представлена семейством кривых на рис. 3.2 *б*.

Точность проводки судов оценивается так называемой навигационной погрешностью $\sigma_{ук}$ — средним квадратическим уклонением от оси судового хода $B_{с.х}$. В нашем случае $B_{с.х} = 2\Delta x$. Для $\sigma_{ук}$ на прямолинейных участках при $B_{с.х} \leqslant 600$ м установлена зависимость [200]:

$$\sigma_{ук} = 0{,}0002B^2_{с.х} + 0{,}042B_{с.х}. \qquad (3.3)$$

Таким образом, если гидроствор оборудован парой створных знаков с расстоянием между ними $l=30$ м, то в 500 м от берега, согласно графику 3.2 *б*, $B_{с.х}=2\cdot 6=12$ м. Навигационная погрешность при этом оценивается значением

$$\sigma_{ук}=0{,}0002 \cdot 12^2 + 0{,}042 \cdot 12 = 0{,}55 \text{ м}.$$

Приведенные зависимости могут быть использованы при оптимизации измерений, входящих в комплекс русловых съемок и промеров глубин.

### 3.3. Гидрометрическое оборудование и приборы для измерения глубин

Глубина потока, наряду с уровнями воды, относится к числу наиболее доступных для измерения элементов режима рек и каналов. Во многих случаях, и в первую очередь для речного судоходства, глубина русла всегда имела первостепенное значение. Уже само выделение характерных участков — плесов и перекатов — указывает на различие глубин по длине рек. Некоторую информацию о глубинах содержат и сами названия затруднительных для судоходства мест: перекаты Телячий Брод на Волге, Переезженский на Дону и т. п., а такие названия, как Бешеная Прорва, Гряды, Шиверы, которые встречаются на многих реках, определенно указывают на мелководье и бурное течение.

Было бы излишним описывать подробно все многообразие средств измерения глубин. Их особенность, пожалуй, состоит в сочетании традиционных приемов и приспособлений с последними достижениями измерительной техники. Если выстроить ряд из инструментов для измерения глубин, то в его начале окажется простейший шест (наметка), а в конце — ультразвуковые эхолоты. Набор геодезических инструментов, используемых для координирования промеров, не менее разнороден: он включает и традиционную мерную ленту и новейшие радиогеодезические и лазерные приборы.

При всем многообразии применяемых средств и методов промерно-геодезических работ, они могут быть подразделены

на две разновидности, принятые в метрологических классификациях (рис. 3.3—3.5):

контактные измерения, при которых глубина определяется погружением наметки или лота до касания дна, а координирование промера производится по разметке промерного мостика или натянутого в створе каната;

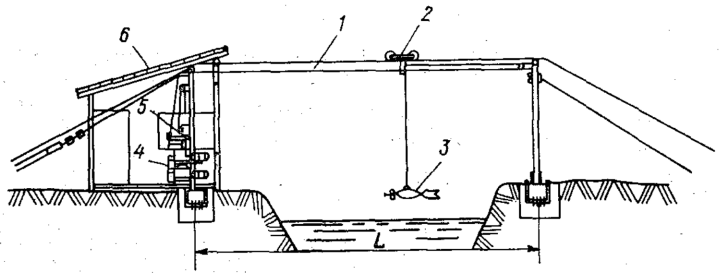



Рис. 3.3. Дистанционная гидрометрическая установка ГР-64М для рек шириной до 200 м. Масса груза 100 кг.

Комплектность: *1* — тросовая система, *2* — каретка, *3* — гидрометрический груз, *4* — двухбарабанная лебедка с электроприводом, *5* — пульт управления с блоком счетчиков, *6* — кабина.

неконтактные измерения — промеры с судна эхолотом при координировании промерных точек или галсов посредством геодезических засечек и радиометрических средств.

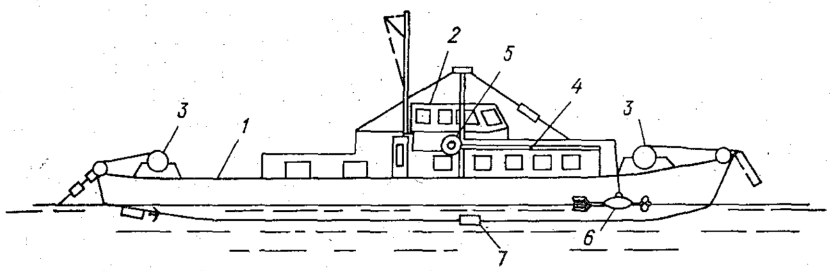



Рис. 3.4. Гидрометрическое судно. Водоизмещение до 150 т. Мощность двигателей до 300 л. с.

Основные элементы: *1* — корпус, *2* — рубка, *3* — якорные лебедки, *4* — поворотная стрела, *5* — лебедка для опускания приборов, *6* — вертушка на грузе, *7* — забортные блоки эхолота.

Все типы гидрометрического оборудования, применяемого на гидрологической сети, кроме судов, сконструированы в ГГИ. Дистанционные установки ГР-70 и ГР-64 выпускаются серийно, гидрометрические мостики, люлечные и паромные (лодочные)

переправы изготовляются на местах по типовым проектам лаборатории гидрометрических сооружений ГГИ (С. С. Гинко, О. М. Янченко, А. В. Иванов).

Что касается судов, специально предназначенных для гидрометрических наблюдений и водных изысканий, то их серийный выпуск не налажен. При измерении расходов воды на средних и больших реках используются моторные лодки и катера,

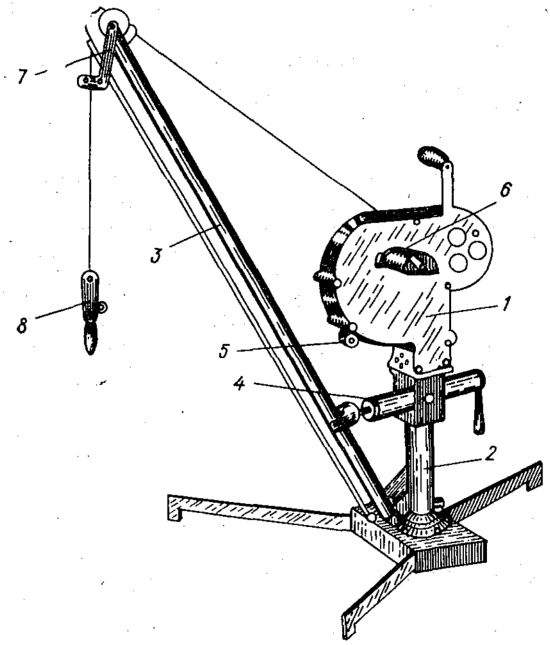



Рис. 3.5. Базовая лебедка ЛГ-1.

*1* — вьюшка, *2* — станина с поворотным устройством, *3* — грузовая стрела, *4* — механизм изменения угла наклона стрелы, *5* — серьга для крепления стрелы в лодочном варианте установки лебедки, *6* — счетчик вытравливания каната, *7* — угломер относа каната, *8* — карабин для подвески приборов.

применяемые на речном транспорте и лесосплаве. Наиболее эффективен при промерах русла и измерении расходов воды катер КС-100 с водометным двигателем. Отсутствие открытых гребных винтов и малая осадка (до 0,6 м) позволяют подходить на нем к урезам воды даже при отмелых берегах, что очень удобно для промеров русла. Катер КС-100 оснащен двумя буксирными лебедками, которые могут быть приспособлены для подъема носового и кормового якорей. А. Е. Иванов

(Куйбышевский филиал Гидропроекта) предложил одно из таких приспособлений в виде системы роульсов и труб, через которые пропущены якорные канаты, наматываемые на барабаны буксирных лебедок. Механизация отдачи и подъема якорей позволила значительно ускорить измерение расхода воды при сокращении персонала наблюдателей на два человека.

Удобство и простота операций, выполняемых при опускании и подъеме из воды приборов, во многом определяются конструкцией гидрометрических лебедок. Применяются различные их типы в зависимости от характера основного гидрометрического оборудования: лебедки «Луга» и «Нева» предназначены для лодочных и паромных переправ, ГР-36 — преимущественно для судов, а ГР-65 используется на люлечных переправах [325].

В последнее время научно-производственным объединением «Сигнал» (г. Ташкент) разработана унифицированная гидрометрическая лебедка ЛГ-1, которая выпускается взамен всех перечисленных выше лебедок (рис. 3.5). Конструкция лебедки ЛГ-1 допускает ее трансформацию применительно к местам установки. Она одинаково удобна для использования в лодке, на катере и люлечной переправе. Вот некоторые конструктивные данные лебедки: масса 40 кг, а в облегченном (лодочном варианте) 25 кг; максимальная грузоподъемность — 100 кг, максимальное усилие на рукоятке 98 Н. Полевые испытания лебедки ЛГ-1 подтвердили ее высокие эксплуатационные качества и надежность.

Обратимся теперь непосредственно к технологии промеров русла.

Простота контактных измерений, казалось бы, гарантирует их высокую точность. На самом же деле она достигается далеко не всегда. При промерах штангами (наметками) можно получить преувеличенные глубины из-за того, что их концы погружаются в мягкий грунт дна. В заиляемых каналах такое дополнительное погружение в среднем составляет 4—5 см. В этих случаях полезно применять поддоны диаметром 15—20 см, насаженные на концы наметок.

Особенно осложнены промеры русла горных рек с бурным течением и каменистым ложем. Линия дна при этом оказывается неопределенной из-за выступающих валунов и провалов между ними. Детальная методика промера таких русел разработана В. Г. Андреяновым [20]. Он рекомендовал измерять глубины в трех створах: основном, верховом и низовом, отстоящих от основного на расстояниях, равных интервалу между промерными вертикалями. Положение «рабочего дна» соответствует среднему уровню верхушек валунов в каждом из трех створов.

Случайные погрешности измерения глубин возникают при отсчете делений на штанге. Как известно, точность отсчета оценивается половиной цены деления. Однако на горных реках случайная погрешность измерения глубины существенно возрастает из-за неспокойной поверхности воды. Достаточно простых мер, чтобы повысить точность промера. Л. К. Нейман (Узбекское УГКС) применил ползунок, опускаемый по штанге на разметочном шнуре. При большой высоте мостика над уровнем воды В. Л. Полейчук (Украинское УГКС) предлагает использовать мерный шаблон из толстой проволоки, перемещаемый по штанге.

Как ни просты промерные операции, не следует пренебрегать многими правилами их выполнения, которые на первый взгляд могут показаться не существенными. Так, вместо стальной ленты для линейных измерений нередко применяют шнуры и веревки, изменяющие свою длину при натяжении или увлажнении. Но еще давно в одном из руководств по гидрометрии в XIX в. указывалось: «мерную веревку следует пропитывать горячим льняным маслом и натирать воском, дабы уменьшить ее гигроскопичность, под влиянием которой она сжимается при намокании». Конечно, в наши дни легче воспользоваться стальной лентой, чем выполнять подобные советы, но приведенное правило показывает, с какой тщательностью надо относиться к измерениям. Нередко на постах можно увидеть штанги с едва различимыми делениями и оцифровкой. А ведь чего проще — закрасить углубления штрихов и оцифровки на штанге белилами, как это сделал В. Н. Шмелев (Приволжское УГКС).

В. А. Кудышкин (отдел гидрометрии и ГВК САНИИ) в одном из методических писем на подведомственные посты отмечал: «Мало кто из наблюдателей, даже имеющих большой опыт работы, начинает измерения с тщательной проверки приборов — счетчика лебедки, вертушки, секундомера и т. п. Нередки случаи, когда счетчики неправильно фиксируют глубину опускания приборов, а положение бирок на разметочном канате не соответствует обозначенной на них длине». Погрешности линейных измерений допускаются и при геодезических методах координирования промерных и скоростных вертикалей. Даже в том случае, когда теодолит или мензула устанавливаются в пунктах надежного планового обоснования, его преимущества сводятся на нет небрежным визированием. Так, в одном из гидростворов Амударьи из-за неправильной прямой засечки промеров ширина реки занижалась на 50 м.

Перечень приведенных нарушений вполне достаточен для того, чтобы предостеречь наблюдателей от легкоустранимых погрешностей измерения.

Из числа контактных измерений глубин наиболее сложны промеры русла горных рек лотом в виде каната с грузом. Течение отклоняет груз и приборы, опускаемые в поток на канате, и поэтому глубина их погружения оказывается меньше, чем длина вытравленного каната $l_к$. Определение поправки $\Delta l$, которая должна вычитаться из величины $l_к$, требует решения задачи о равновесии погруженной в поток тяжелой нити с грузом на конце. Первая попытка такого решения принадлежит Э. Х. Ленцу (XIX в.), который рассматривал случай «висящего в текущей воде свинцового грузила». Строгие уравнения гибкой нити в потоке выведены акад. А. Н. Крыловым применительно к равновесию шаровой мины на течении.

Детальная гидрометрическая интерпретация теории относа приборов, подвешенных в открытом потоке, выполнена Д. Я. Ратковичем [227]. В результате теоретических и натурных исследований им получены соотношения, позволяющие решить три основные задачи (табл. 3.1):

1) подбор оборудования по условиям ограничения угла относа каната;

2) определение глубины погружения прибора по известной длине вытравленного каната;

3) опускание прибора на заданную глубину.

Аргументами расчетных зависимостей служат скорости течения с учетом неравномерного распределения их по глубине потока, масса и диаметры груза и каната, а также углы отклонения каната от вертикали в положениях, когда груз с прибором погружен под уровень воды ($\varphi_п$) и опущен на любую глубину вплоть до касания дна ($\varphi$).

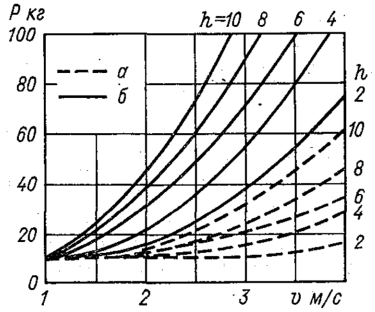
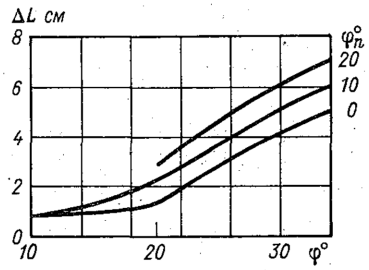
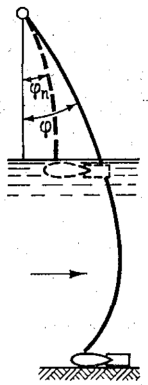
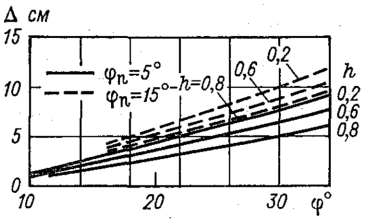
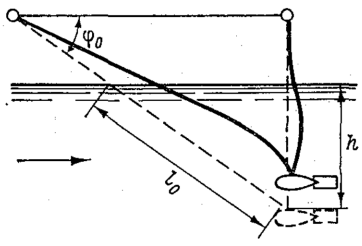
Полученные аналитические зависимости Раткович представил в виде таблиц для различных комбинаций грузов и канатов. Некоторые наиболее употребительные варианты интерпретированы нами в виде расчетных графиков, которые приведены в табл. 3.1.

Расчетные формулы Ратковича выгодно отличаются от других известных решений, в том числе зарубежных [332], полнотой учета факторов, определяющих динамическое равновесие каната и груза в потоке.

Д. Я. Раткович не получил аналитических решений для схемы подвешенного на канате груза с оттяжкой из-за неопределенности граничных условий. Между тем применение оттяжки при промерах лотом — наиболее распространенный прием измерения глубин горных рек. Считается, что при незначительном отклонении надводной части несущего каната от вертикали (в это положение он приводится под действием оттяжки) различием между глубиной погружения прибора и смоченной части каната можно пренебречь. Но на-

*Таблица 3.1*

**Основные расчетные операции, выполняемые при измерении глубин лотом**

| № п/п | Операции | Расчетные схемы и графики |
|---|---|---|
| 1 | Выбор оборудования по условиям:<br>а) непревышения угла относа каната более 40—45°<br>б) возможности не учитывать угол относа каната<br>Диаметр каната 3 мм |  |
| 2 | Определение поправки (со знаком минус) к длине смоченного каната при промерах русла — в см на 1 м смоченного каната | <br> |
| 3 | Определение притравки (со знаком плюс) для выхода на заданные относительные глубины (при отсутствии электрошнура вертушки) — в см на 1 м смоченного троса |  |
| 4 | Расчет поправки (со знаком минус) к длине смоченного каната с оттяжкой по уравнению (3.5) |  |

сколько устраняет оттяжка погрешности измерения глубин? Этот вопрос изучался в экспериментах, выполненных В. В. Гончаровым в тарировочном бассейне ГГИ. Лот был установлен на динамометрической тележке, оборудованной стрелой для оттяжки. Скорость движения тележки изменялась от 1 до 4 м/с, глубина опускания груза до 2,0 м. Угол отклонения оттяжки от горизонтали $\varphi_0$ находился в пределах 53—60°. Испытания проводились при двух грузах — 15 и 50 кг.

Экспериментами установлено завышение глубины, определяемой по длине смоченного каната, на 5 % при скорости тележки $v$=3 м/с и на 7 % — при $v$=4 м/с. Несмотря на значительное различие в массе грузов, относительные поправки $\delta l$ различались несущественно. Это указывает на высокую эффективность оттяжки даже при относительно небольшой ее длине.

При отсутствии аналитических решений для системы «несущий канат—груз—оттяжка» поправки за относ $\delta l$ могут быть оценены на основе экспериментальных зависимостей от определяющих факторов.

Как ни сложна схема действующих сил при обтекании тел потоком, динамическое равновесие системы из двух канатов и груза в конечном счете определяют (схема 4 в табл. 3.1):

1) масса груза $G$;

2) лобовое сопротивление груза и канатов, которое при фиксированном коэффициенте сопротивления $\lambda_x$ и плотности жидкости $\rho$ может быть представлено зависимостью

$$F=[d(l_0\sin\varphi_0+l_к)+\Omega]\frac{\lambda_x\rho v^2}{2}, \qquad (3.4)$$

где $l_0$ и $l_к$ — соответственно длина смоченных частей оттяжки и несущего каната, $d$ — их диаметр, $\Omega$ — площадь миделева сечения груза;

3) усилие в оттяжке $P_0$, пропорциональное лобовому сопротивлению $F$:

$$P_0 \sim F\cos\varphi_0,$$

где $\varphi_0$ — угол, составленный горизонталью и оттяжкой в статическом положении (при отсутствии течения).

Относя к массе груза $G$ выражения для факторов 1—3, получим следующее уравнение множественной линейной регрессии:

$$\delta l=\frac{\Delta l}{l_к}=a_0+a_1\frac{v^2}{G}[d(l_0\sin\varphi_0+l_к)+\Omega]+$$
$$+a_2\frac{v^2}{G}[d(l_0\sin\varphi_0+l_к)+\Omega]\cos\varphi_0. \qquad (3.5)$$

Физические параметры определяющих факторов здесь обобщены параметрами регрессии $a_0$, $a_1$ и $a_2$. Их значения устанав-

ливались на основе экспериментов, выполненных В. В. Гончаровым. Статистическая обработка данных производилась на ЭВМ «Минск-32» по стандартной программе множественной линейной регрессии. В результате получены следующие параметры уравнения (3.5): $a_0 = 0{,}0294$; $a_1 = 7{,}776$; $a_2 = -12{,}659$. Величины, входящие в (3.5), имеют размерность: $l_к$, $l_о$, $d$ — в м, $\Omega$ — в м², $v$ — в м/с, $\delta l = \frac{\Delta l}{l_к}$ — в %, масса груза — в кг.

Теснота связи (3.5) характеризуется средней квадратической погрешностью $\sigma_р = 1{,}8$ % и коэффициентом множественной корреляции $r = 0{,}70$. Поправка $\Delta l$ вводится к длине смоченного каната $l_к$ со знаком минус.

Хотя зависимость (3.5) установлена по данным лабораторных экспериментов в бассейне, она может быть рекомендована для ориентировочных расчетов в натурных условиях. При необходимости параметры уравнения (3.5) могут быть уточнены на основе специальных наблюдений применительно к отдельно взятым гидростворам.

Применение лотов и наметок для промеров русла равнинных рек и больших каналов все более становится анахронизмом. Появление речных эхолотов — портативных, с автономным питанием от аккумуляторов — сделало возможным быстрое и надежное измерение глубин с легких катеров и моторных лодок. К числу таких приборов относится эхолот «Кубань». По данным Ф. Ш. Доктора и В. Н. Прилипко (ТуркменНИИГиМ) погрешность измерения глубин эхолотом на Каракумском канале составляла ±2,5 % и не зависела от температуры воздуха, колебавшейся в пределах от —1 до 35 °С. В условиях каналов (их относительная ширина значительно меньше, чем на реках) полезно повышать скорость протяжки лент в самописцах эхолотов до 150 мм/мин. Эта мера увеличивает горизонтальный масштаб эхограммы и повышает точность ее обработки. Эхолот «Кубань» устойчиво работал при мутности 5 кг/м³ на глубинах до 6 м при 40 %-ном запасе усиления сигналов. Специальными наблюдениями установлено, что отражение ультразвукового луча происходило от границы, где концентрация наносов достигала 800—1000 кг/м³ и соответствовала практически неподвижному слою отложений. Иными словами, мутность воды не препятствует применению эхолотов для измерения глубин на реках и каналах.

### 3.4. Точность определения площади поперечного сечения потока

Площадь поперечного сечения потока (или сокращенно — водного сечения) определяется как один из элементов расхода воды. Точность измерения этой площади обусловлена

количеством промерных вертикалей, способом промера и координирования глубин. Геодезический комплекс измерений, если он выполняется правильно, не оказывает существенного влияния, так как погрешности в определении расстояний между промерными вертикалями в пределах фиксированной ширины русла взаимно компенсируются (их допустимо не принимать во внимание). Поэтому погрешность определения площади водного сечения представляется совокупностью двух основных погрешностей — измерения глубин $\sigma_h$ и дискретизации поперечного профиля русла $\sigma_д$.

Погрешность измерения глубин образует по крайней мере три составляющие:

1) инструментальная погрешность; ее среднее квадратическое значение обычно принимается при промерах наметкой $\sigma_н = 2\ \%$, лотом — $\sigma_л = 4 \div 5\ \%$;

2) морфометрическая погрешность $\sigma_м$, обусловленная отклонениями промерного судна от створа при грядовом строении дна, а на горных реках, кроме того, негоризонтальностью зеркала воды по ширине потока. Значение $\sigma_м$ может быть установлено на основе автокорреляционной функции отметок дна вдоль потока $R(\xi_0)$. Если считать $\xi_0$ уклонением судна от створа, согласно формуле (3.4), то

$$\sigma_м = 1{,}4\sigma_z [R(0) - R(\xi_0)]^{1/2}, \qquad (3.6)$$

где $\sigma_z$ — среднее квадратическое отклонение отметок дна от его средней по продольнику отметки. В руслах средней устойчивости значение $\sigma_м$ лежит в пределах $1 \div 2\ \%$;

3) деформационная погрешность $\sigma_{деф}$, обусловленная размывом или намывом дна за время измерения расхода воды; этот вид погрешности может быть ощутим на реках с неустойчивым руслом типа Амударьи.

Совокупная средняя квадратическая погрешность измерения глубин составит

$$\tilde{\sigma}_h = \sqrt{\tilde{\sigma}_и^2 + \tilde{\sigma}_м^2 + \tilde{\sigma}_{деф}^2} = 2{,}5 \div 5\ \%.$$

Нижний предел относится соответственно к промерам наметкой сравнительно устойчивых русел средних рек, верхний — отвечает наиболее неблагоприятным условиям измерений глубин лотом при легкодеформирующемся ложе.

Решающее влияние на точность определения площади водного сечения оказывает погрешность дискретизации поперечного профиля русла, зависящая от количества промерных вертикалей, точности измерения глубин и характеристик рельефа дна. Эта погрешность $\sigma_д$ может быть оценена различными методами. В частности, может быть использовано разложение функции в ряд Фурье, но оно неудобно тем, что не позво-

ляет получить аналитическое выражение для погрешности изучаемых величин. О ней судят лишь по результатам трудоемких сопоставительных расчетов [93].

Из-за отсутствия удобных для применения расчетных зависимостей точность измерения площади водного сечения оценивается по эмпирическим кривым. Подобные графики известны давно [10, 14], наиболее полный из них составлен О. Н. Борсуком по данным наблюдений на реках Средней Азии [37]. Погрешность дискретизации определялась им как разность значений площади, полученной при сокращенном и полном числе промерных вертикалей (оно составляло 70—80). В большинстве случаев эти разности получили отрицательный знак и поэтому Борсук отнес их к систематическим погрешностям. Действительно, с формально-геометрической точки зрения замена вогнутого профиля ломаной линией преуменьшает площадь водного сечения. Но при достаточно сложной форме русла погрешности принимают знакопеременный характер. Вероятно, этим можно объяснить тот факт, что Борсук, как, впрочем и другие исследователи, не решился предложить компенсирующие поправки, хотя, казалось бы, этого требовала целесообразность.

Так, из опыта измерений следует: чем больше количество промерных вертикалей $N$, тем выше точность определения $\omega$. Чтобы получить теоретическую оценку погрешности $\sigma_\omega$, обратимся к выражению (1.12), аппроксимирующему распределение глубин, и выведем для него структурную функцию как сумму осредненных по ширине квадратов дифференциала глубин на вертикалях для приращения аргумента, равного расстоянию между промерными вертикалями $\zeta$:

$$D_h(\zeta)=\overline{\left(\frac{dh}{dy}\right)^2\zeta^2}=\frac{\zeta^2}{B}\int_0^B h_{\text{макс}}^2\left(\frac{m}{B^m}y^{m-1}\right)^2 dy=\frac{m^2h_{\text{макс}}^2}{B^2(2m-1)}\zeta^2. \quad (3.7)$$

Присоединяя к (3.7) случайный компонент структурной функции (см. гл. 1) и вводя замену $\zeta = B/N$, получим

$$D_h(N)=\frac{m^2h_{\text{макс}}^2}{(2m-1)N^2}+2\sigma_h^2. \quad (3.8)$$

Площадь водного сечения вычисляется в виде суммы площадей трапеций, ограниченных промерными вертикалями при расстоянии между ними $b_s$. Среднюю квадратическую погрешность определения площади этих отсеков приближенно можно принять по выражению

$$\sigma_{\omega_s}=0{,}5b_s(\sigma_л)_{\text{макс}},$$

в котором $(\sigma_л)_{макс}$ — погрешность интерполяции глубин на середину расстояния между ними. Подставляя $(\sigma_л)_{макс}$ по формуле Дроздова—Шепелевского (1.20), находим

$$\sigma_{\omega_s} = \frac{B}{N}\left[\frac{3}{32}\frac{m^2 h^2_{макс}}{N^2(2m-1)} + 0{,}5\sigma_h^2\right]^{1/2}. \qquad (3.9)$$

И, следовательно, вся площадь водного сечения определяется с погрешностью

$$\sigma_\omega = \sigma_{\omega_s}\sqrt{N} = 0{,}305\frac{m h_{макс} B}{N^{3/2}\sqrt{2m-1}}\left[1 + \frac{16\sigma_h^2 N^2(2m-1)}{3m^2 h^2_{макс}}\right]^{1/2}. \qquad (3.10)$$

Введем в эту формулу относительную погрешность измерения глубин

$$\tilde{\sigma}_h = \sigma_h / h_{макс}.$$

Разделив обе части выражения (3.10) на площадь водного сечения

$$\omega = \frac{B h_{макс}}{m+1},$$

получим зависимость для относительной погрешности определения водного сечения

$$\tilde{\sigma}_\omega = 0{,}305\frac{m(m+1)}{N^{3/2}\sqrt{2m-1}}\left[1 + \frac{16N^2(2m-1)}{3m^2}\tilde{\sigma}_h^2\right]^{1/2}. \qquad (3.11)$$

Выведенная формула действительна для русел, характеризуемых параметром формы $m > 0{,}5$. При $m \leqslant 0{,}5$ выражение (3.11) утрачивает смысл. В случае параболического русла ($m = 0{,}5$) погрешности заведомо сохраняют систематический характер, что противоречит исходной предпосылке оценки (3.11). При очертаниях, близких к прямоугольному ($m \ll 0{,}5$), погрешность определения площади водного сечения вообще перестает зависеть от количества промерных вертикалей.

Зависимость (3.11) в пределах области своего определения в отличие от других известных формул, например Г. В. Железнякова и Б. Б. Данилевича [101], учитывает степень дискретизации промеров и погрешность измерения глубин, т. е. комплекс факторов, влияющих на точность определения ω. При этом $\tilde{\sigma}_\omega$ выражает совокупность случайных и систематических погрешностей, возникающих при промерах русла сложных очертаний.

Из структуры формулы (3.11) нетрудно усмотреть, что погрешность $\tilde{\sigma}_\omega$ находится в обратной зависимости от количества

промерных вертикалей. Уменьшение $\tilde{\sigma}_\omega$ с ростом $N$ замедляется лишь при значительных погрешностях измерения глубин $\tilde{\sigma}_h$ (второй член в квадратных скобках).

Сопоставим результаты расчета погрешности по формуле (3.11) и натурные данные о точности измерения водных сечений [37, 304] для различных его форм при $m = 1$ и $m = 2$. Относительную погрешность измерения глубин с учетом морфометри-

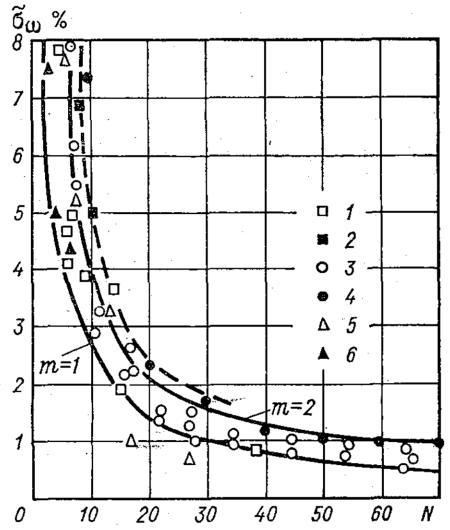



Рис. 3.6. Зависимость средней квадратической погрешности определения площади водного сечения от количества промерных вертикалей по данным В. Н. Гончарова для поперечных (*1*) и продольных (*2*) профилей русла, О. Н. Борсука (*3*), Н. К. Сибиряковой (*4*), В. А. Кудышкина (*5*) и Г. Н. Хмаладзе (*6*).

Пунктирная линия относится к погрешности определения площади продольного сечения русла по данным В. Н. Гончарова.

ческой составляющей положим равной $\tilde{\sigma}_h = 4\ \%$. На рис. 3.6 нанесены кривые по (3.11) и точки по результатам наблюдений. В отличие от известного графика О. Н. Борсука на нашем рисунке приведены средние квадратические погрешности $\tilde{\sigma}_\omega$, превышающие вероятные значения в 1,5 раза. Основная масса натурных данных расположилась в окрестности теоретических кривых, что указывает на их достоверность.

Формула (3.11) пригодна также для оценки точности определения площади продольных водных сечений (подсчет объемов воды на участке производится при изучении деформации речных русел). В этом случае показатель степени $m$ определяется по соотношению

$$m = \frac{Lh_{\text{макс}}}{\omega_{\text{пр}}} - 1,$$

где $h_{макс}$ — максимальная глубина, $\omega_{пр}$ — площадь водного сечения по продольному профилю длиной $L$.

Кривая, относящаяся к продольникам, на рис. 3.6 нанесена пунктиром по данным В. Н. Гончарова [78], производившего наблюдения на Гусевском перекате р. Кубани в 1925—1926 гг.

Если промеры выполняются эхолотом, то, согласно (3.11), $\tilde{\sigma}_{\omega} \to 0$, так как $N \to \infty$. Иными словами, эхолотирование полностью исключает случайные погрешности определения $\omega$. Но значит ли это, что достигается абсолютная точность результатов измерения?

При промерах эхолотом сохраняются погрешности, которые по своему характеру приближаются к систематическим: инструментальная $\Delta_и$ и морфометрическая $\tilde{\sigma}_м$. Последняя связана с уклонением промерного судна от створа. При относительно небольшой ширине русла, особенно в каналах, эта погрешность в основном определяет точность эхолотных промеров (ее количественные оценки изучены недостаточно). По данным наблюдений на Каракумском канале средняя квадратическая погрешность эхолотирования поперечных сечений колеблется в пределах 1—2 %.

# Глава 4

# Кинематическая структура русловых потоков и методы измерения скоростей течения

## 4.1. Кинематическая структура русловых потоков

Турбулентный поток в открытом русле представляет собой сложную динамическую систему. В ней одновременно проявляются свойства сплошной среды и эффекты дискретной структуры. «В зависимости от расстояния, с которого мы рассматриваем данную реку,— писал Н. И. Бернадский,— мы можем различать в ней либо мельчайшие детали турбулентного течения, либо улавливать одни лишь ее общие контуры...»

Реки существуют как единство различных форм движения воды. Было бы неправильным пренебрегать изучением какой-либо из этих форм. Для определения расхода воды и пропускной способности русла достаточно наиболее общих характеристик потока — уровней и уклонов водной поверхности, средних скоростей и основных размеров водного сечения. Но для обоснования и совершенствования методов измерения этих элементов необходимо исследовать взаимодействие приборов и среды и, следовательно, в поле зрения должны находиться как внешняя, так и внутренняя структура руслового потока.

В качестве основной закономерности движения жидкости многие исследователи принимают вариационный принцип минимума диссипации энергии. Широкую трактовку этого принципа дал М. А. Великанов [54]. Вариационные принципы вытекают из основных законов динамики. Было бы неправомерно усматривать в этих принципах выражение целенаправленности природы, якобы «стремящейся к организованной и экономной» реализации процессов движения [317].

Воспользуемся вариационным подходом, чтобы установить закономерность распределения осредненных скоростей плоского равномерного потока по вертикали при постоянном коэффициенте турбулентной вязкости $\nu_т$. Показано [130], что для условного экстремума диссипации энергии в этом случае функция $U(z)$, описывающая профиль скоростей по вертикали $z$, должна удовлетворять уравнению Эйлера

$$\beta v - \nu_T \left(\frac{dU}{dz}\right)^2 = C_1, \qquad (4.1)$$

где $\beta$ — множитель Лагранжа, $C_1$ — постоянная величина. Решением уравнения (4.1) оказывается параболическая зависимость.

Парабола исторически была одной из первых принятых эпюр скоростей на вертикали (Вольтман, Прони, Дюпюи, Базен и др.) и вплоть до начала XX в. она оставалась наиболее распространенной аппроксимацией скоростного профиля. Во второй четверти XX в., после того как были сделаны решающие шаги в создании полуэмпирической теории турбулентности Прандтля—Кармана, предпочтение отдается логарифмическому закону, который противопоставляется эмпирическим формулам. Но для такого противопоставления нет достаточных оснований. Известно, что сама полуэмпирическая теория не имеет надежного физического обоснования и нуждается в логарифмическом законе для подтверждения своих гипотез [85]. Опыт показывает, что логарифмическое распределение отчетливо прослеживается лишь на расстоянии от дна, равном $(0{,}2 \div 0{,}3)h$, а от боковых стенок, по Ж. Конт-Белло [151] — на удалении всего только $0{,}05B$ ($B$ — ширина потока). Логарифмика оказывается непригодной для аппроксимации профиля скоростей на вертикали при заглубленном максимуме, а такие профили — вовсе не исключение на реках и каналах.

Существует еще одна достаточно распространенная форма аналитического представления профиля осредненных скоростей — степенные функции с показателями степени, зависящими от шероховатости дна и глубины потока. Эти функции известны давно. В настоящее время они вновь привлекли внимание исследователей [111, 373]. Степенные функции в отличие от логарифмик физически не обосновываются и рассматриваются лишь как удобная аппроксимация скоростных эпюр.

Представим параболическое распределение осредненных скоростей по вертикали в следующем расчетном виде:

$$U = U_{\text{макс}} - \frac{m}{\sqrt{g}} v_* \left(1 - \alpha_{\text{м}} \tilde{z}\right)^2, \tag{4.2}$$

где $v_* = \sqrt{ghI}$ — динамическая скорость; $m = 24{,}0$ м$^{0,5}$/с — эмпирический коэффициент Базена; $\tilde{z} = z/h$ ($z$ отсчитывается от вершин выступов донной шероховатости); $U_{\text{макс}}$ — максимальная скорость на относительной высоте $\tilde{z}_{\text{м}} = 1/\alpha_{\text{м}}$, которая не обязательно совпадает с поверхностью потока, так как предполагается, что в общем случае $\alpha_{\text{м}} \lesseqgtr 1$.

В дальнейшем нам потребуется зависимость $U(\tilde{z})$ в форме, включающей среднюю скорость на вертикали $v$:

$$U = v + \frac{\alpha_м m}{\sqrt{g}} v_* \left(0{,}33\alpha_м - 1 + 2\tilde{z} - \alpha_м \tilde{z}^2\right). \qquad (4.3)$$

Основной недостаток параболического профиля (4.3) можно видеть в завышении донной скорости; так, при $\tilde{z} = 0$

$$v_д = v - \frac{0{,}67m}{\sqrt{g}} v_* \approx 11 v_*,$$

что в 1,5 раза выше, чем значение, выводимое из логарифмики, $v_д = 7{,}1 v_*$. Логарифмический закон всегда дает хорошее соответствие опыту именно в придонной зоне потока. В связи с этим логарифмика, по-видимому, обладает определенным преимуществом при изучении взмыва и транспорта наносов, в которых решающую роль играет кинематика придонной зоны. Что касается методики гидрометрии, то для нее важна кинематическая структура основной зоны в условиях, отличающихся от предпосылок плоского движения потока. Поэтому в дальнейшем мы отдаем предпочтение параболическому профилю осредненных скоростей.

## 4.2. Вторичные течения и турбулентность руслового потока

В свете современных представлений турбулентный поток не является простой совокупностью беспорядочных движений жидкости. Он обладает устойчивой структурой жидких масс, движение которых носит почти закономерный характер (рис. 4.1). Таковы вторичные (поперечные) течения, наложенные на первичное (продольное) движение потока. Систематизация этих течений выполнена А. С. Офицеровым [202].

Возникновение вторичных течений прежде всего связано с действием центростремительных сил на изгибах русла и кориолисовых ускорений от вращения Земли. В. М. Маккавеев [172] считал, что поперечные течения возникают в результате потери направляющего действия берегов на поток. Особенно сложное распределение скоростей наблюдается в устьевых участках рек при волнении, приливно-отливных и сгонно-нагонных колебаниях уровня. Появление клина морской воды в реке нередко создает обратные течения у дна [178].

Хотя генезис вторичных образований кинематической структуры потока не всегда ясен, в реальности их эффектов вряд ли можно сомневаться. «Сбойные течения» известный русский гидротехник Н. С. Лелявский считал решающим фактором

формирования русла. В последнее время в связи с возросшим значением проблем транспорта наносов и разбавления примесей в реках изучение вторичных течений вновь приобрело актуальность.

Действие многообразных факторов приводит в конечном счете к тому, что вторичные течения, как правило, не сохраняются в виде устойчивых циркуляций, охватывающих целые области потока. Они существуют как локальные и временные образования, приуроченные к определенным формам русла и фазам режима реки. Устойчивость одних поперечных течений, появление

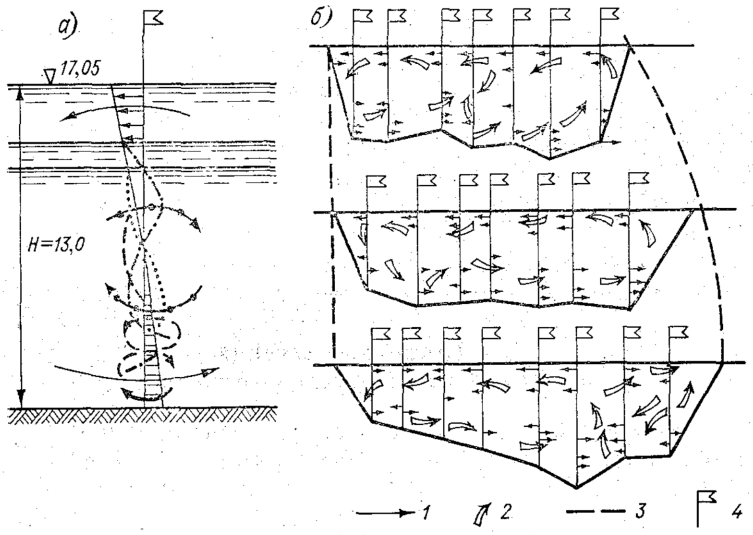



Рис. 4.1. Вторичные течения.

*а* — р. Амур ниже г. Комсомольска по данным И. А. Соловьева; *б* — циркуляционные течения Днепра ниже устья р. Десны по материалам А. И. Кузнецова (Укргидропроект, 1977 г.). *1* — векторы проекции скоростей течения, перпендикулярные среднему направлению на вертикали; *2* — направление циркуляционных течений; *3* — урезы воды; *4* — вертикали наблюдений за скоростями течения.

и распад других — все эти процессы совершаются в среде мелкомасштабных возмущений потока и пульсации его скоростей. В совокупности такая сложная система течений проявляется как турбулентность руслового потока.

Существуют различные структурные модели русловой турбулентности, разработанные как в прошлом [54, 79, 173], так и в недавнее время [85, 143]. Установлено, что масштабы наиболее крупных вихревых образований соизмеримы с основными размерами русла, а их период может достигать 15—20 мин (иногда и более, если рассматривать возмущения, вызванные не-

установившимся движением потока). Что касается более мелких образований, то их структура особенно отчетливо выявляется недавно разработанным методом водородной визуализации. Установлено, что на дне потока время от времени образуются очаги и полосы замедленных течений, обладающих пространственно-временной квазипериодичностью. Образование и распад этих очагов сопровождается восходящим движением вихрей и нисходящими компенсирующими течениями. В некоторых случаях направленные вниз струи получают большие скорости и принимают характер порывов. Их следы — продольные борозды можно видеть на общем фоне барханно-грядового рельефа песчаного дна.

В природе все формы внутренних течений, конечно, не существуют изолированно. Одна система течений накладывается на другую, пронизывает ее и взаимодействует с ней. Так создается тот сложный спектр пульсации скоростей, который составляет отличительную черту реальных потоков.

Для речной гидрометрии турбулентность — это прежде всего свойство среды, влияющее на точность измерения элементов потока. Именно в такой постановке осуществлялись гидрометрические исследования турбулентности. Впервые они были предприняты еще в прошлом веке. В России наиболее детальные наблюдения за пульсацией скоростей произвели А. И. Фидман и А. В. Шафалович на р. Зее в 1909 г. [299]. Ими была установлена одна из главных закономерностей — увеличение пульсаций от поверхности ко дну потока.

Спустя 15 лет расширенный комплекс подобных исследований был проведен на р. Кубани. Их выполнил В. Н. Гончаров под руководством М. М. Гришина. В 30-х годах, а затем в послевоенное время ГГИ постоянно осуществлял циклы исследований турбулентности на равнинных и горных реках для совершенствования методики гидрометрических работ.

Длительное время результаты натурных исследований турбулентности интерпретировались лишь в виде пульсационных погрешностей определения осредненной скорости потока. Господствовало представление о случайной природе пульсаций скоростей. Оно, вероятно, объясняется тем, что в большинстве случаев продолжительность регистрации скорости была недостаточной, чтобы установить существование крупномасштабных турбулентных образований.

Аналитическое описание поля мгновенных скоростей турбулентного потока — исключительно трудная задача. В ее решении большую роль играет понятие об изотропной и однородной турбулентности, введенное Тейлором [187]. Однако сама по себе эта модель непригодна для воспроизведения русловых турбулентных течений, поскольку все они испытывают

возмущающее влияние внешних границ. Эта трудность была преодолена А. Н. Колмогоровым в предложенной им теории локально изотропной турбулентности [149]. Основная физическая предпосылка этой теории состоит в том, что при передаче энергии движения по каскаду от крупномасштабных компонент турбулентности к мелкомасштабным компонентам ориентирующее влияние среднего течения ослабляется при каждом переходе к более мелким возмущениям. Другими словами, если рассматривать мелкомасштабные компоненты турбулентных течений, то любая развитая турбулентность с достаточно большим числом Рейнольдса может считаться локально изотропной и локально однородной. Во многих случаях поле пульсационных скоростей можно считать стационарным, т. е. не меняющимся во времени, и однородным, сохраняющим постоянство своих статистических характеристик во всех точках пространства. В этих случаях для изучения турбулентности с успехом используется аппарат *случайных функций*. В наиболее полном виде он изложен А. С. Мониным и А. М. Ягломом [187].

Продольные мгновенные скорости турбулентного потока можно представить в виде трех компонент: скорости невозмущенного движения $v_0$ и наложенных на нее отклонений — *структурных* $w_{стр}$ и *случайных* $w_{сл}$:

$$U = v_0 + w_{стр} + w_{сл}. \tag{4.4}$$

Структурные отклонения обусловлены динамическими закономерностями распределения скоростей в крупномасштабных элементах, случайные — порождены мелкомасштабной турбулентностью потока. Если структурные возмущения непосредственно связаны с осредненным течением, то на случайных отклонениях его ориентирующее влияние уже не сказывается. Из этого следует, что в случае развитой турбулентности совокупность всех этих возмущений (за вычетом структурных, т. е. крупномасштабных) будет подчинена статистическому режиму локально изотропной турбулентности.

Исследования русловой турбулентности проводятся как в Советском Союзе, так и за рубежом. Обзор многочисленных публикаций можно найти в монографии [84]. В настоящее время накоплено достаточно эмпирических данных о корреляционно-статистических свойствах турбулентных потоков в руслах рек и каналов.

На рис. 4.2 приведены некоторые типичные автокорреляционные функции, полученные отделом гидрометрии ГГИ. Обратим внимание на различный характер графиков $R_w(\tau)$. Часть автокорреляционных функций имеет экспоненциальный вид с зату-

ханием корреляции по мере увеличения времени запаздывания (сдвига) $\tau$ (рис. 4.2 *а*)

$$R_w(\tau) = e^{-\alpha\tau}. \qquad (4.5)$$

Если предварительно подобран коэффициент $\alpha$, имеющий размерность 1/с, то можно определить $\tau_к$ — среднее время корреля-

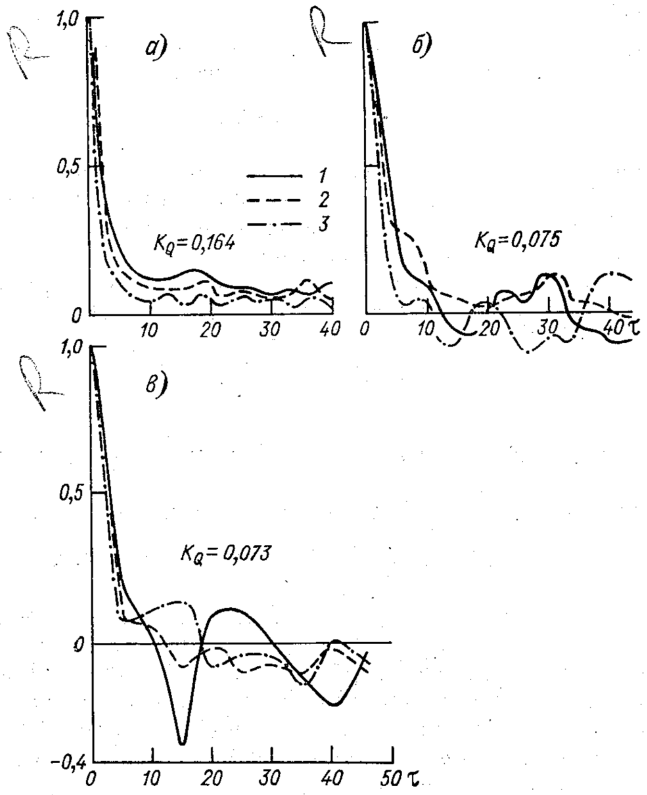



Рис. 4.2. Автокорреляционные функции пульсационных отклонений скоростей в точках открытого потока.
*а* — р. Полометь, 1974 г.; *б* — Большой Ставропольский канал, 1972 г.; *в* — р. Неман, 1978 г. *1* — правый берег, *2* — левый берег, *3* — стрежень.

ции, столь же важный параметр, как и радиус корреляции для пространственной автокорреляционной функции: $\tau_к = \frac{1}{\alpha}$.

Другая группа автокорреляционных функций (рис. 4.2 *б*), наряду с начальной ветвью убывания корреляции, включает

чередующиеся области отрицательных и положительных значений с нулевыми переходами. Автокорреляционные функции этого вида получены на основе измерений большой длительности, охватившей крупномасштабные квазипериодические образования. Они могли существовать и на объектах, для которых получены автокорреляционные функции первой группы, но оказались не зафиксированными из-за недостаточной продолжительности наблюдений.

Автокорреляционные функции второй группы аппроксимируются экспоненциально-периодической зависимостью

$$R_w(\tau) = e^{-\tau/\tau_к} \cos \Omega\tau, \qquad (4.6)$$

где $\Omega$ — частота. Время корреляции $\tau_к$ здесь значительно продолжительней, чем при экспоненциальных автокорреляционных функциях. Оно приблизительно отвечает среднему периоду крупномасштабных турбулентных возмущений.

Интенсивность турбулентных пульсаций возрастает от поверхности ко дну, например, по зависимости [84]

$$\tilde{\sigma}_w = \sigma_w / U = \frac{\tilde{\sigma}_{w_п}}{\tilde{z}^{0,34}}, \qquad (4.7)$$

где $\tilde{\sigma}_{w_п}$ — интенсивность пульсации на поверхности потока, $\tilde{\sigma}_w$ — то же в произвольной точке вертикали на относительном расстоянии от дна $\tilde{z} > 0{,}05$, $U$ — средняя скорость в точке измерения.

Масштабы турбулентности не всегда поддаются измерениям даже при киносъемке маркированных течений в стеклянных лотках. Понятие о масштабах турбулентных образований раскрывается при спектральном представлении пульсаций. Как оказывается, последние образуют непрерывный спектр дисперсий, распределенных по каскаду частот $f$. Это распределение характеризует функция спектральной плотности, иногда называемая спектральной функцией. Ненормированная корреляционная функция и функция спектральной плотности связаны интегралом Фурье. Турбулентность русловых потоков обладает замечательным свойством — малой изменчивостью частоты крупномасштабных пульсаций в поперечных сечениях. Независимость средней частоты $f_{ср}$ от поперечной координаты устанавливается как на реках и каналах, так и в лабораторных лотках [54].

Многие задачи гидравлики и гидрометрии требуют оценки однородности пространственного распределения мгновенных скоростей. Неоднородность общей структуры потока, о которой явно свидетельствует, например, неравномерное распределение

осредненных во времени скоростей по его ширине и глубине, не исключает существования квазиоднородных областей течения (именно к ним относятся обычно получаемые характеристики турбулентности). Для того, чтобы скоростное поле было однородным, квадраты максимальных динамических приращений средних скоростей на вертикали в пределах радиуса корреляции должны оставаться по крайней мере на порядок меньше поперечной структурной функции пульсационных скоростей. Исходя из этого условия, нами предложен следующий критерий квазиоднородности кинематической структуры в поперечном сечении потока [130]

$$\Theta = \tilde{b}\sqrt{\lambda} \geqslant 1, \qquad (4.8)$$

где $\tilde{b} = B/h$ — относительная ширина русла, $\lambda$ — коэффициент гидравлических сопротивлений: $\lambda = 2g/C^2$.

Ширина естественных русел всегда значительно превосходит глубину. Этим обеспечивается квазиоднородность внутренней структуры турбулентного потока, при которой $\Theta > 1$. Если влияния пульсационных составляющих и пристенных градиентов скоростей на кинематическую структуру потока соизмеримы, что характерно для лотков, каналов и относительно узких речных русел при прохождении паводков, значения критерия уменьшаются и находятся в пределах $\Theta = 0{,}30 \div 0{,}50$.

Применение критерия $\Theta$ открывает новые возможности для аналитического обобщения эмпирических данных о сопротивлениях русловых потоков и характеристик их кинематической структуры.

### 4.3. Соотношение средних и поверхностных скоростей руслового потока

В последнее время в связи с изучением процессов разбавления примесей и применением аэрометодов для измерения расходов воды внимание исследователей привлекает движение воды в поверхностных слоях потока. В гидрометрии широко используется отношение продольных скоростей течения, осредненных по сечению $\omega$ (средней $v_{ср}$ и поверхностной $v_п$):

$$K = \frac{v_{ср}}{v_п},$$

что равнозначно отношению расходов воды — действительного $Q = v_{ср}\omega$ и фиктивного $Q_ф = v_п\omega$:

$$K = \frac{Q}{Q_ф}.$$

Коэффициент $K$, иногда называемый поплавочным, используется для вычисления расхода воды по измеренным поверхностным скоростям, т. е. является гидравлико-метрологическим параметром.

Известно, насколько трудна задача изучения скоростного поля. Поэтому уже давно делались попытки оценить $K$ интегрально, без учета детального распределения скоростей в поперечном сечении. Многие принимали $K$ за постоянную величину. Например, по Вагнеру, $K = 0{,}84$, по Риттеру, $K = 0{,}85$, по Хагену, $K = 0{,}86$ [299]. В самом деле, средние значения $K$ действительно более или менее устойчивы, но диапазон их изменений довольно велик. Если в некоторых инженерных расчетах можно принимать среднее значение $K$, то для гидрометрии это допущение неприемлемо, так как оно приводило бы к погрешностям определения расхода в пределах 20—30 %.

Известны попытки представить $K$ в зависимости от уровня воды [243]. Однако такая связь оказывается неоднозначной и, кроме того, она лишена общности, необходимой для распространения на неисследованные гидрострворы.

Гидравлические зависимости для $K$ могут быть все же получены на основе уравнений профиля осредненных скоростей на вертикали. Такие формулы предложены Г. В. Железняковым, А. В. Караушевым и другими исследователями. Из параболического распределения скоростей в форме (4.2) при $\alpha_0 = 1$ (максимум скорости — на поверхности потока) имеем:

$$K_{\text{в}} = \frac{C}{C + 0{,}33m}. \tag{4.9}$$

Характер движения воды в естественных руслах существенно отличается от условий плоского потока, которым соответствуют известные из гидравлики распределения скоростей по вертикали, подобные той, которая записана выше. В естественных руслах скоростное поле формируется не только под влиянием дна, но и берегов (стенок). Поэтому коэффициент перехода от поверхностной к средней скорости на вертикали $K_{\text{в}} = U_{\text{п}}/v$ не тождествен коэффициенту $K = Q/Q_{\text{ф}}$.

Установление пространственного распределения скоростей турбулентного потока — одна из труднейших задач речной гидравлики. В гидрометрическом аспекте было бы неправомерно принимать априорные схемы скоростного поля, хотя бы они и вытекали из полуэмпирической теории турбулентности и строгих решений гидродинамики. Нами для изучения кинематической структуры потока использовались непосредственно данные наблюдений.

Фонды материалов по измерениям скоростей течения на реках необозримы. В наших исследованиях [129] были использо-

ваны около 500 измерений поверхностной, осредненной по сечению скорости $v_п = Q_ф/ω$ и средней скорости потока, охвативших более 60 объектов, включая лабораторные лотки. При таком многообразии объектов и гидравлических условий сразу же выявляется неэффективность монотонных функций $K(C)$. На рис. 4.3 *а*, *б* можно видеть, что связь $K(C)$ недостаточно тесна (каждый значок на графиках соответствует среднему из 3—5 значений).

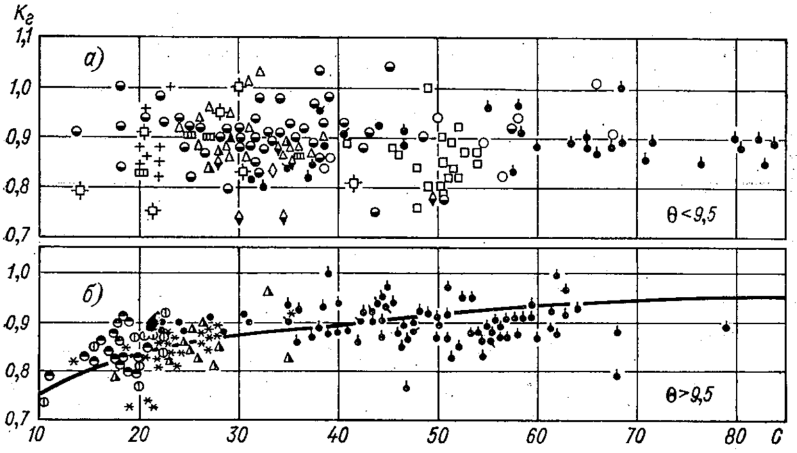



Рис. 4.3. Зависимость $K$ от коэффициента $C$.

Если обратимся к зависимости $K(\Theta)$, представленной на рис. 4.4, то, не рассматривая данные по лоткам, для рек и каналов устанавливаем следующие характерные значения:

$$K=1 \quad \text{при} \quad \Theta=1{,}5;$$
$$K=0{,}77 \quad \text{при} \quad \Theta=4{,}5.$$

Асимптотическое значение $K=0{,}87$ представляется наиболее достоверным для потоков большой относительной ширины ($\Theta>9{,}5$). Этим, по-видимому, можно объяснить упомянутые выше предложения о возможности принятия $K=\text{const}$.

Осредненному положению точек поля $K(\Theta)$ соответствует выражение (для $\Theta \geqslant 1{,}5$):

$$K=1-0{,}1\,(\Theta-1{,}5)^3 e^{1{,}5-\Theta}-0{,}13\left(1-\frac{1{,}5}{\Theta}\right). \qquad (4.10)$$

Обращает на себя внимание значительное рассеяние точек вокруг асимптотической ветви $K$. В этой области критерий квазиоднородности оказывается вырожденным ($K$ перестает

зависеть от $\Theta$) и становится целесообразным представление эмпирических данных в функции $K(C)$. Действительно, как это можно видеть на рис. 4.3 *а*, *б*, при $\Theta < 9{,}5$, т. е. в области, для которой эффективен критерий квазиоднородности $\Theta$, однозначная зависимость $K(C)$ отсутствует. Напротив, при $\Theta > 9{,}5$, связь $K(C)$ становится более тесной. Она аппроксимируется выражением

$$K = 0{,}77 + 0{,}043\sqrt{\widetilde{C} - 3{,}8}, \qquad (4.11)$$

здесь $\widetilde{C} = \dfrac{C}{\sqrt{g}} \geqslant 3{,}8$. Теснота полученных связей оценивается средней квадратической погрешностью 8—10 %.

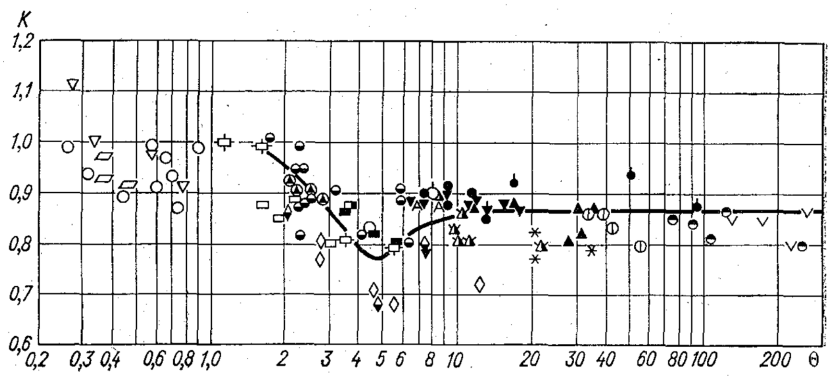



Рис. 4.4. Зависимость $K$ от параметра квазиоднородности турбулентного потока.

Зависимость $K(\Theta)$ раскрывает принципиальные особенности кинематической структуры турбулентного потока. Величина $\Theta_1 = 4{,}5$ играет роль разграничивающего критерия. При $\Theta < 4{,}5$ поток сохраняет форму компактной струи, имеющей размеры всего русла. С ростом $\Theta > 4{,}5$ начинается структуризация течения, а при $\Theta = 9{,}5$ образуются по крайней мере две обособленные ветви потока (этим объясняется исчезновение связи $K$ с $\Theta$). В природе при этих условиях формируется двухрукавное русло. Из соотношения $\Theta_2/\Theta_1 = 2$ при $\lambda_1 = \lambda_2$ непосредственно вытекает и соотношение относительных ширин двухрукавного и однорукавного русел $\widetilde{b}_1/\widetilde{b}_2 = 2$. Именно такое соотношение получил В. И. Антроповский (ГГИ) по результатам морфометрической обработки основных размеров речных русел. Совпадение кинематического и морфологического масштабов взаимно подтверждает их достоверность.

### 4.4. Вычисление средней скорости на вертикали по измерениям в отдельных точках

Выбор наилучшего способа вычисления средней скорости на вертикали по данным дискретных измерений — вопрос особой методической важности. Ключ к его эффективному решению лежит в изучении скоростной структуры потока. Учет объективных кинематических закономерностей тем обязательней, чем меньше количество точек, в которых измеряется скорость.

Переход к средней скорости на вертикали наиболее затруднен при одноточечном измерении. Если бы распределение осредненных скоростей по глубине оставалось строго детерминированным, то было бы безразлично, на какой глубине производить измерение. В условиях изменчивого скоростного профиля практически оказалось удобным измерять скорость в точке, где она близка к среднему для вертикали значению: $v = U_{\tilde{z}_{ср}}$. По уравнению (4.3) это требование обеспечивается при условии:

$$0{,}33\alpha_м - 1 + 2\tilde{z}_{ср} - \alpha_м \tilde{z}^2_{ср} = 0. \qquad (4.12)$$

Из (4.12) устанавливается следующее соответствие характерных значений $\alpha_м$ и $\tilde{z}_{ср}$:

| | | | |
|---|---|---|---|
| $\alpha_м$ . . . . . | 0,75 | 1,0 | 1,5 |
| $\tilde{z}_{ср}$ . . . . . | 0,45 | 0,42 | 0,34 |

Таким образом, относительная высота $\tilde{z}_{ср}$ зависит от структуры потока. Обычно принимаемое заглубление средней скорости $0{,}6h$ от поверхности воды соответствует лишь одной из реализаций профиля скоростей, когда $\alpha_м = 1{,}17$. В общем же случае, прежде чем производить ускоренные измерения скоростей, следует конкретизировать значения $\tilde{z}_{ср}$ для каждого створа на основе предварительных многоточечных наблюдений.

Применение одноточечного способа осложняется в закрытом льдом или заросшем русле, но и в этом случае лучше измерять скорость к фиксированной точке — на глубине $0{,}6h$ с тем условием, что коэффициент перехода к средней скорости устанавливается по данным детальных измерений. При ледоставе и зарастании русла этот коэффициент близок к 0,92.

Если по тем или иным соображениям точка измерения скорости должна назначаться в поверхностном слое потока, то лучше всего располагать ее на глубине $0{,}2h$. Известно, что для скорости в этой точке коэффициент перехода более устойчив, чем для поверхностной (чаще всего он близок к 0,9).

Измерение скоростей течения в двух точках — наиболее распространенный способ определения средней скорости на вертикали. Практическая гидрометрия уже давно нашла наивыгоднейшее положение этих двух точек — $0{,}2h$ и $0{,}8h$ от поверхности воды. При этом средняя скорость на вертикали вычисляется по формуле

$$v=\frac{1}{2}(U_{0,2h}+U_{0,8h}). \tag{4.13}$$

Проверим, насколько структура этой расчетной зависимости соответствует уравнению профиля скоростей на вертикали. Измеренные значения в двух точках позволяют, кроме самой средней скорости на вертикали, установить один из параметров формулы (4.3) — пусть им будет комплекс $\frac{m}{\sqrt{g}}v_*$. Решая систему двух уравнений, составленных на основе (4.3), получим:

$$\frac{m}{\sqrt{g}}v_*=\frac{U_{0,8h}-U_{0,2h}}{\alpha_м(0{,}6\alpha_0-1{,}2)},$$

а затем

$$v=\frac{(0{,}6-0{,}29\alpha_м)U_{0,2h}+(0{,}6-0{,}31\alpha_м)U_{0,8h}}{1{,}2-0{,}6\alpha_м}. \tag{4.14}$$

Как видим, весовые коэффициенты при измеренных скоростях оказались близкими по величине, но зависящими от параметра $\alpha_м$. При значениях $\alpha_м=0{,}75\div1{,}0$, т. е. в случае монотонного профиля скоростей, весовые коэффициенты при $U_{0,2h}$ и $U_{0,8h}$ практически одинаковы и равны $^1/_2$. При заглубленном максимуме, когда, например, $\alpha_м=1{,}5$, имеем

$$v=\frac{1}{2}(1{,}1U_{0,2h}+0{,}9U_{0,8h}),$$

т. е. весовые коэффициенты оказываются различными. Однако это различие не столь существенно и формула (4.14) может считаться гидравлически вполне обоснованной. Ее всеобщее признание неслучайно.

В Австрии применяется формула Крепса [353]:

$$v=0{,}31U_п+0{,}634U_{0,62h}. \tag{4.15}$$

Однако из формулы (4.3) для скоростей в тех же точках при $\alpha_м=1$ устанавливаются совсем иные весовые коэффициенты

$$v=0{,}13U_п+0{,}87U_{0,62h},$$

что ставит под сомнение общность формулы (4.15).

При измерении скоростей течения в трех и более точках дискретные значения уже достаточно полно фиксируют конкретную реализацию скоростной структуры, а, значит, они воспроизводят его точнее, чем любая общая гидравлическая зависимость, в том числе и (4.3). Поэтому вычисление $v$ при многоточечных измерениях скоростей потока аналитически сводится к задаче приближенного интегрирования. Наиболее полная сводка ее решений с примерами сравнительных расчетов помещена в монографии С. Колупайла [14]. Как оказывается, строгие математические методы приводят к практически одинаковым результатам, а решения отличаются лишь по форме в зависимости от исходных предпосылок.

Возможны три варианта приближенного интегрирования:

— с фиксированным положением точек (метод Ньютона—Котеса);

— с одинаковыми весовыми коэффициентами, но выбором таких точек измерения, которые обеспечивают максимально возможную точность интегрирования по Чебышеву;

— с произвольным положением узлов и различными весовыми коэффициентами для измеренных значений (формулы Гаусса).

И. Б. Хамадов и Б. М. Миров [303], используя метод Ньютона—Котеса, получили следующие формулы применительно к числу точек измерения скорости:

при трех точках —

$$v=\frac{1}{36}(17U_{0,2h}+3U_{0,6h}+16U_{0,8h}), \qquad (4.16)$$

при пяти точках —

$$v=0{,}050U_{\text{п}}+0{,}347\,(U_{0,2h}+U_{0,6h})+0{,}174U_{0,8h}+0{,}083U_{\text{д}}. \qquad (4.17)$$

Точность этих выражений существенно выше, чем формул Гаусса. Достаточно эффективны и формулы, выведенные методом Чебышева; запишем их соответственно для трех- и пятиточечного вариантов:

$$v=\frac{1}{3}(U_{0,15h}+U_{0,5h}+U_{0,85h}), \qquad (4.18)$$

$$v=\frac{1}{5}(U_{0,08h}+U_{0,3h}+U_{0,5h}+U_{0,7h}+U_{0,92h}). \qquad (4.19)$$

По данным В. В. Уханова [293], при измерении скоростей подо льдом наилучшие результаты получены по формуле Чебышева (4.18).

Что касается еще недавно применявшихся в практике гидрометрии формул: при трехточечных измерениях (предложена Хайтом и Гровером)

$$v=0{,}25\,(U_{0,2h}+2U_{0,6h}+U_{0,8h}), \qquad (4.20)$$

а при пятиточечных измерениях

$$v=0{,}1\,(U_{п}+3U_{0{,}2h}+3U_{0{,}6h}+2U_{0{,}8h}+U_{д}), \qquad (4.21)$$

то они явно не соответствуют оптимальным вариантам и поэтому в новом издании Наставления [389] не рекомендованы для использования.

Наилучший вариант приближенного интегрирования профиля скоростей был бы исчерпывающим решением, если бы скоростное поле не претерпевало изменений во времени и не зависело от локальных факторов. Скорость в каждой точке потока непрерывно изменяется по абсолютной величине и направлению даже при неизменном расходе воды. Отсюда следует, что адекватность аналитических представлений скоростей их действительным значениям должна изучаться по совокупности реализаций кинематической структуры потока в характерных условиях. Так и выполняются современные исследования точности измерения и пространственной интерполяции скоростей в открытых руслах. Р. Картер [334] для оценки точности вертушечных измерений привлек данные более 100 створов на реках США, а Г. Ботма и И. Страйк [329] с той же целью на одной из рек в Нидерландах измеряли скорости в 10 точках вертикалей, непрерывно повторяя их 10 раз при каждом из 4 расходов воды.

Исследования кинематической структуры и временно́й изменчивости скоростей проводятся и в нашей стране. Широкую известность получили наблюдения, выполненные экспедициями ГГИ на Свири, Тверце и реках Средней Азии. Совершенно уникальными были измерения пульсации расхода при синхронной регистрации скоростей вертушками по всему живому сечению [90]. В результате подобных исследований удалось установить характеристики крупномасштабной турбулентности, которая, в конечном счете, генерирует пульсации скоростей.

Менее изучены вариации поля осредненных скоростей (имеется в виду осреднение за время стандартной выдержки вертушек 1—2 мин). Они для гидрометрии не менее важны, чем пульсация мгновенных значений. В самом деле, чтобы уверенно, с определенной гарантией точности применять те или иные зависимости для вычисления средней скорости на вертикали, необходимо получить представление о совокупности возможных реализаций распределения скоростей по глубине потока. Эта задача была решена нами методами регрессионного анализа. Для составления уравнений множественной линейной регрессии вида

$$v=a_0+\sum_{i=1}^{i=N} a_i U_i, \qquad (4.22)$$

где $v$ — действительное значение скорости (при несокращенном числе точек измерения). Величине $v$ ставились в соответствие

различные варианты сокращенного количества измеренных скоростей $U_i$ — в одной, двух, трех и пяти точках. Обработка данных производилась на ЭВМ «Минск-32» по стандартным программам математической статистики. Параметры уравнений регрессии определялись методом наименьших квадратов. Тесноту регрессионной связи (4.22) характеризуют средняя квадратическая погрешность $\sigma_р$ и коэффициент множественной корреляции $r_р$. Наряду с этим определялась относительная погрешность вычисления средней скорости на вертикали $\delta v$ с использованием формул (4.13), (4.20), (4.21) для значений скоростей в точках, осредненных по всей совокупности данных. Статистический анализ поля скоростей выполнен по ряду рек и каналов, в том числе при ледоставе и зарастании русла (выборочные данные приведены в табл. 4.1). Полученные результаты приводят к следующим методическим выводам.

1) При фиксированном количестве и положении точек измерения скоростей на вертикали нельзя для всех условий вводить в формулы для вычисления средней скорости на вертикали одни и те же весовые коэффициенты. Для каждого гидроствора и характерных условий режима потока в этом створе (устойчивое призматическое русло, заросшее русло, русло подо льдом) или даже для отдельной вертикали необходимо исследовать всю совокупность возможных эпюр распределения скоростей по глубине потока. После этого целесообразно определить весовые коэффициенты методом множественной линейной регрессии.

2) Весовые коэффициенты в различных вариантах уравнений регрессии варьируют в широких пределах. Они часто не совпадают ни со значением, которое выводится из гидравлических зависимостей для распределения скоростей на вертикали, ни с оптимальными параметрами приближенного интегрирования. Это и не удивительно, если иметь в виду, что при детерминированной интерпретации распределения скоростей как на гидравлической, так и на геометрической основе не учитывается их вариация под влиянием крупномасштабных образований турбулентности и локальных факторов.

3) Основной источник погрешности уравнения регрессии $\sigma_р$ — изменчивость поля скоростей во времени и по фазам режима. Что касается исследованных общих формул, то их точность оценивается совокупной погрешностью

$$\tilde{\sigma}_ф = \sqrt{\tilde{\sigma}_р^2 + (\delta v)^2}.$$

Иными словами, уравнения регрессии, если они получены на основе достаточно репрезентативной измерительной информации, всегда точнее, чем общие формулы для расчета средней скорости на вертикали.

*Таблица 4.1*

**Результаты регрессионного анализа распределения осредненных скоростей по глубине русловых потоков и оценка погрешностей определения средних скоростей на вертикалях, %**

| Характеристики | Параметры уравнения регрессии | | | | | | $r_р$ | $\frac{\sigma_р}{\delta v}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $a_0$ | $a_{пов}$ | $a_{0,2h}$ | $a_{0,6h}$ | $a_{0,8h}$ | $a_{дно}$ | | |
| **1. р. Луга — пос. Толмачево,** 1976 г. $\bar{v}$=0,47 м/с (43 изм.) | | | | | | | | |
| | 0,0197 | — | 0,324 | 0,347 | 0,294 | — | 0,99 | $\frac{1,4}{-1,1}$ |
| | 0,0181 | — | 0,571 | — | 0,372 | — | 0,99 | $\frac{2,9}{-1,7}$ |
| $\widetilde{D}$, % | | | 4,24 | 5,20 | 9,07 | | | |
| $r_{ij}$ | | | 0,93 | | 0,82 | | | |
| $r_{(0,2\div0,8)h}$ | | | | 0,77 | | | | |
| **2. р. Колумбия — США,** 1961—63 гг. $\bar{v}$=2,01 м/с (105 изм.) | | | | | | | | |
| | 0,0838 | —0,006 | 0,323 | 0,445 | 0,131 | 0,104 | 0,99 | $\frac{3,3}{-0,8}$ |
| | 0,0748 | — | 0,325 | 0,454 | 0,187 | — | 0,99 | $\frac{3,6}{0,1}$ |
| | 0,1412 | — | 0,539 | — | 0,402 | — | 0,98 | $\frac{5,2}{1,8}$ |
| $D$, % | | 1,54 | 9,7 | 10,6 | 12,8 | 17,9 | | |
| $r_{ij}$ | | | 0,35 | 0,94 | 0,93 | 0,85 | | |
| $r_{(0,2\div0,8)h}$ | | | | 0,88 | | | | |
| **3. Большой Ставропольский канал — ШР-3,** 1973 г. $\bar{v}$=0,82 м/с (30 изм.) | | | | | | | | |
| | 0,0134 | — | 0,350 | 0,371 | 0,226 | — | 0,99 | $\frac{1,4}{3,0}$ |
| | 0,0470 | — | 0,485 | — | 0,425 | — | 0,99 | $\frac{1,9}{2,8}$ |
| $D$, % | | | 6,64 | 5,20 | 6,46 | — | | |
| $r_{ij}$ | | | 0,97 | | 0,97 | | | |
| $r_{(0,2\div0,8)h}$ | | | | 0,94 | | | | |

В процессе регрессионного анализа определяются дисперсии и частные коэффициенты корреляции для отклонений измеренных скоростей от осредненных значений в точках. Эти характеристики используются при оценке точности определения средней скорости на вертикали.

4) Средняя скорость на вертикали определяется тем точнее, чем больше точек измерения. Этот вывод, казалось бы, достаточно тривиален, его не следует специально подчеркивать. Однако еще нередко только по расхождениям в значениях $v$, вычисленных различными способами для ограниченного числа реализаций, утверждают, например, что при измерениях в двух точках средняя скорость $v$ определяется точнее, чем при трех и даже пяти точках. Этот эффект объясняется вовсе не избыточностью измерительной информации, а только несоответствием расчетных формул конкретным особенностям объектов. При статистически обоснованных весовых коэффициентах увеличение дискретности измерений неизбежно ведет к повышению точности их результатов. Полученные нами данные близки к оценкам средних квадратических погрешностей вычисления средней скорости, приведенным в международном стандарте ИСО 1088-73: 2,5 % — для пятиточечных и 3,5 % — для двухточечных измерений.

### 4.5. Методы и средства измерений скоростей течения

Измерение скоростей потока — одна из основных гидрометрических операций. Более того, само формирование гидрометрии как отрасли гидрологии происходило вместе с разработкой применяемых для этой цели приборов и методов. Скорость течения чаще всего измеряется в связи с определением расхода воды, что дает повод для отождествления методов этих наблюдений. На самом же деле определение расходов — комплекс наблюдений, который может и не включать измерение скоростей потока.

Приборы — измерители скорости отличаются своим конструктивным многообразием. Его объяснение заключается в самой истории измерительной техники. Стихия текучих вод издавна привлекала умы изобретателей. При измерении скоростей течения всегда использовались лучшие достижения науки и техники на каждом этапе их развития. Вероятно поэтому, несмотря на давность своего появления, многие приборы и методы не утратили значения для современной гидрометрии.

Можно указать большое количество источников, в которых приводятся достаточно полные данные о приборах для измерения скоростей [4, 14, 100]. Однако, если иметь в виду классификацию по характеру контакта приборов

с потоком, то она оказывается не слишком обширной и сводится к пяти основным группам.

1. Методы и приборы, основанные на метках (индикации) течения в виде поплавков или вносимых в поток веществ. К этой группе относится стробоскопический измеритель скорости, хотя он и не требует индикации потока, но связан с визуальным наблюдением за поверхностью воды [335].

2. Термогидрометры, в которых используется тепловое взаимодействие чувствительного элемента и обтекающих его струй [4, 234].

3. Ультразвуковые установки, использующие различие в скоростях распространения звука по течению и против него [94, 288, 359].

4. Электромагнитные измерители скорости потока, основанные на определении разности потенциалов, возникающей в воде при протекании ее через электромагнитный контур [3, 359].

5. Приборы, основанные на гидродинамическом взаимодействии с потоком воды — гидрофлюгеры, установленные на якоре шесты, динамометры и гидрометрические вертушки.

Несмотря на принципиально-метрологическую общность приборов и установок отдельно взятой группы, они отличаются качественным различием в конструктивном отношении.

Среди приборов первой группы, как это ни парадоксально, в практике современной гидрометрии все еще широко используются простые поплавки. Они незаменимы при ускоренных измерениях и как бы получили новую жизнь в связи с развитием аэрогидрометрии. Различают точечные и интеграционные поплавки. Точечные поплавки воспроизводят движение поверхностных струй или течение на некоторой глубине, равной длине нити, которая связывает глубинный и поверхностный (поддерживающий) поплавок. При движении интеграционных поплавков, выпускаемых со дна или движущихся по течению, достигается осреднение скорости течения по глубине и живому сечению потока.

Конструкция поверхностных поплавков элементарно проста — это деревянные цилиндры или крестовины. Поплавки, предназначенные для аэрофотосъемки, покрываются ураниновой обмазкой. Растворяясь, химически нейтральный уранин образует ярко-зеленое пятно на поверхности воды, которое позволяет надежно дешифрировать положение поплавка. Продолжительность растворения обмазки составляет 12—15 мин. Этого времени достаточно, чтобы сфотографировать с самолета несколько последовательных положений поплавка.

Во всех случаях для определения скорости течения необходимо знать путь поплавка $l_п$ за время $t$. Следовательно, положение поплавков должно быть тем или иным способом закоорди-

нировано. Применение геодезических методов требует создания опорной сети и привлечения многих исполнителей. Поэтому все еще применяют привязные поплавки — поверхностные и донные. Поверхностные поплавки изготовляются из дерева или пенопласта с балластом. Следует правильно подбирать длину нити, которой привязывается поплавок. Слишком длинная нить задерживает его свободное движение, а короткая — затрудняет отсчет времени. Как показывает опыт, оптимальная длина нити должна быть такой, чтобы обеспечить движение поплавка в течение 15 с. Тогда при 3—5 пусках среднее значение скорости определяется со случайной погрешностью 3—4 %.

Рассмотрим систематические погрешности поплавочных наблюдений.

В условиях неравномерного движения потока возникает погрешность, обусловленная несоответствием значений скорости, осредненной по длине траектории и в точке ее пересечения с гидроствором. Применительно к аэрометодам измерения расходов этот вид систематической погрешности изучал И. Г. Шумков [319, 320]. Им выведена зависимость для приращения продольной составляющей поверхностной скорости на участке сужения или расширения потока. Возникающая при этом систематическая погрешность может оказаться значительной (10—15 %).

Как известно, еще недавно пуск поплавков при ветре считался недопустимым, а между тем во многих особенно важных случаях применения поплавочных наблюдений, например, при паводках, трудно рассчитывать на штилевую погоду. И. Г. Шумковым разработана система зависимостей для учета влияния ветра на скорость движения поплавков, что позволяет снять ограничения для поплавочных наблюдений при умеренном ветре.

Другая систематическая погрешность поплавочных измерений связана с превышением поплавком местной скорости потока. В практике гидрометрии этот эффект, как правило, не учитывается, хотя он достаточно изучен. Формулу для обгона течения поплавком получил И. М. Коновалов

$$U_{\text{п}} - U = \sqrt{\frac{\gamma_{\text{п}} g V I}{\gamma \lambda_x \omega_{\text{м}}}}, \qquad (4.23)$$

где $V$ — объем поплавка, $\omega_{\text{м}}$ — площадь его подводного миделевого сечения, $\gamma_{\text{п}}$ и $\gamma$ — соответственно плотность материала поплавка и воды, $\lambda_x$ — коэффициент лобового сопротивления поплавка. Из формулы (4.23) следует, что обгон тем меньше, чем легче поплавок, чем меньше его объем, хуже обтекаемость и больше глубина погружения. Этим требованиям в наибольшей степени отвечает поплавок в виде крестовины из поставленных

на ребро досок. В опытах Коновалова цилиндрический шест диаметром 6 см при уклоне 0,001 опережал течение на 30 %.

В США недавно создан *стробоскопический измеритель скорости* [335]. Прибор (рис. 4.5) состоит из оптической системы *1*, неподвижного зеркала *2*, объектива *3*, перед которым помещено колеблющееся зеркало *4*. Колебания сообщает кулачок *5*, приводимый в движение генератором. Скорость его вращения регулируется реостатом и регистрируется тахометром. Наблюдатель наводит прибор на поверхность потока и сообщает подвижному зеркалу такую скорость колебаний, при которой поток будет казаться неподвижным. После этого фиксируется показание тахометра $R$ и измеряется высота зеркала над поверхностью воды $H$. Перемножение этих величин с учетом градуировочной константы прибора $a_п$ дает значение поверхностной скорости потока

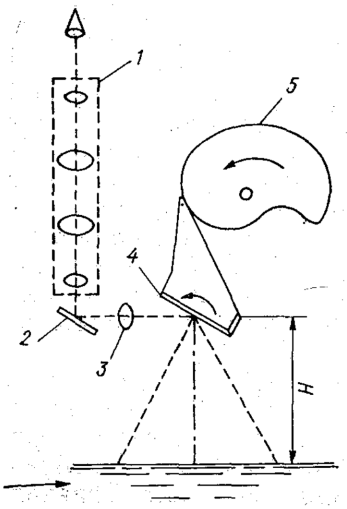



Рис. 4.5. Принцип действия стробоскопического измерителя скорости.

$$U_п = a_п RH. \qquad (4.24)$$

Прибор особенно удобен для измерения расходов воды с мостовых переходов на горных реках.

Последняя группа приборов наиболее многочисленна и включает разнообразные устройства, лишенные какого-либо конструктивного сходства. Их объединяет лишь один признак — гидродинамическое взаимодействие с потоком воды. Среди них — гидрометрическая вертушка, остающаяся основным орудием современной гидрометрии. Вертушечным измерениям будет посвящен специальный раздел. Здесь же уместно привести краткие сведения о безлопастных приборах. Из числа таких приборов наиболее употребительны гидрометрические трубки, измеряющие скорость течения по величине гидродинамического давления. Простейшая трубка предложена Г. Пито в 1732 г. В дальнейшем она претерпела ряд видоизменений, но принцип действия сохранился. Если отверстие горизонтального колена направлено навстречу течению (рис. 4.6 *а*), то уровень в вертикальной части трубки поднимается над свободной поверхностью потока на высоту скоростного напора $\Delta h$, позволяющего определить скорость течения

$$U = \varphi \sqrt{2g\,\Delta h}, \qquad (4.25)$$

где $\varphi < 1$ — коэффициент, учитывающий вязкость жидкости.

В современных устройствах (рис. 4.6 *б*) совмещаются две трубки: одна из них воспринимает гидродинамическое давление, а другая — пьезометрическое. Гидрометрические трубки преимущественно применяются для измерения скоростей в трубопроводах и лотках.

Недостаток трубок Пито — слабая чувствительность к малым скоростям течения (менее 0,2 м/с). Н. В. Пикуш [210] предложил измеритель скорости, основанный на истечении жидкости

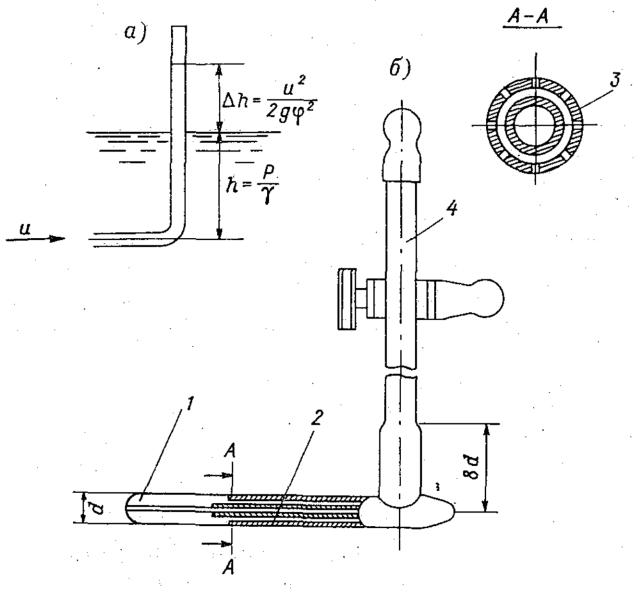



Рис. 4.6. Гидрометрическая трубка.
*а* — принципиальная схема, *б* — практически применяемая конструкция. *1* — носик, *2* — отверстие полного давления, *3* — отверстие статического давления, *4* — державка.

в поток. Такая обращенная схема позволила довести порог чувствительности прибора до 0,02—0,05 м/с. Тахиметр Пикуша может быть полезен в условиях, где вертушечные измерения затруднительны или невозможны. Однако опытные образцы прибора оказались сравнительно громоздкими и не вполне удобными в обращении.

Недавно предложен прибор, в котором в качестве чувствительного элемента использован механотрон — преобразователь механических перемещений в колебания электрического напряжения [102]. Разработаны лабораторные образцы прибора, но конструктивно они вполне могут быть приспособлены и для

полевых измерений. Безлопастные приборы пока уступают гидрометрическим вертушкам по масштабам практического применения.

### 4.6. Гидрометрические вертушки и приборы — измерители направления течений

Вертушечные измерения, без преувеличения, во всем мире представляют основной источник информации о речном стоке. В системе гидрологических наблюдений и водном хозяйстве Советского Союза эксплуатируется около 50 000 вертушек.

Первый роторный измеритель скорости появился в Англии. Его сконструировал Р. Гук, о чем сохранилась протокольная запись 1683 г. [33]. Известен вертушечный лаг М. В. Ломоносова для определения скорости хода судов (1759 г.). Прототип же современных вертушек был сконструирован Р. Вольтманом в конце XVIII в. С тех пор, претерпев цепь модификаций, вертушка превратилась в универсальный и безотказный прибор, гарантирующий надежное измерение скорости течения.

Принцип действия вертушки выражен в само́м ее названии: в качестве датчика скорости в ней служит рабочее колесо (винт). Первоначально вертушки изготовлялись с горизонтальной осью вращения. В 1885 г. американский инженер В. Прайс запатентовал вертушку с вертикальной осью и чашечным ротором. Вертушка Прайса и поныне применяется США. В Европе получили распространение вертушки А. Отта — с горизонтальной осью.

В России первая вертушка с электрической сигнализацией сконструирована в 1880 г. В гидрометрии нашей страны преимущественно использовалась вертушка с горизонтальной осью. Ее современная конструкция создана Н. Е. Жестовским. В последние десятилетия над улучшением конструкции вертушек много работал П. Н. Бурцев (ГГИ). В настоящее время серийно выпускаются усовершенствованные им вертушки ГР-21 и ГР-55, обеспечивающие измерение широкого диапазона скоростей. Высокие метрологические качества этих вертушек общепризнаны и закреплены в ГОСТ 15126—69. Детальное описание конструкций и действия вертушек можно найти в наставлениях и руководствах по гидрометрии.

В последнее время П. Н. Бурцевым сконструирована однооборотная вертушка ГР-99. На ее ходовой части укреплен постоянный магнит, под действием которого при каждом обороте винта срабатывает магнитоуправляемый герметический контакт (геркон). Регистрация импульсов тока производится электромеханическим счетчиком. Однооборотные вертушки незаменимы при интеграции скоростей течения. Интеграционные

методы открывают возможность ускорения измерений без снижения точности. Одним из решений этой задачи явилось создание интегратора ГР-101 (рис. 4.7). Его методические принципы были разработаны совместно с А. Н. Чижовым, а конструкция — Н. Я. Соловьевым (ГГИ).

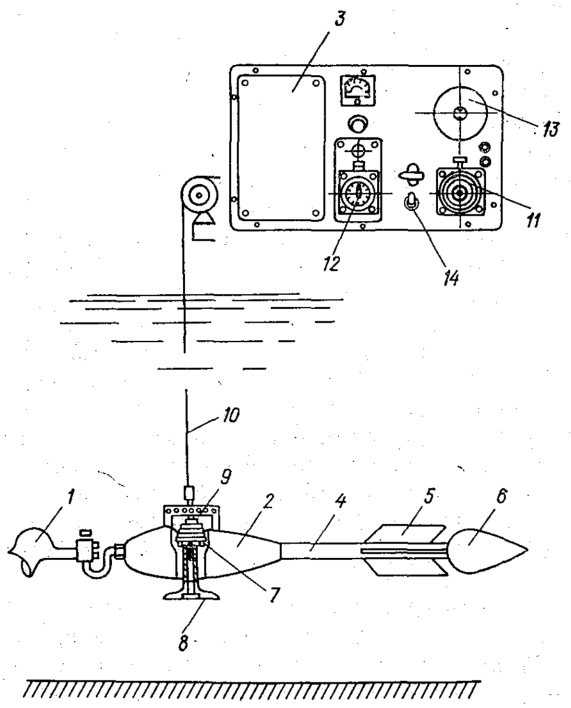



Рис. 4.7. Интегратор ГР-101.

*1* — вертушка однооборотная с магнитоуправляемым контактом, *2* — гидрометрический груз, *3* — блок питания, *4* — стабилизатор, *5* — оперение, *6* — поплавок, *7* — донный контакт, *8* — поддон, *9* — планка для подвешивания груза к несущему тросу лебедки, *10* — лебедка, *11* — счетчик сигналов, *12* — секундомер, *13* — метроном, *14* — переключатель в режим измерения скорости или глубины.

Интегратор ГР-101, представляющий собой комплект трех приборов — вертушки, гидрометрического груза и измерительного пульта, предназначен для применения на реках и каналах при средних скоростях на вертикали, изменяющихся в диапазоне от 0,2 до 2,5 м/с и глубинах — от 1 до 20 м. Перемещение вертушки по вертикали производится обычными гидрометрическими лебедками и подъемными механизмами дистанционных

установок для измерения расходов воды (ГР-64 и ГР-70). Именно универсальность, портативность и простота конструкции выгодно отличают ГР-101 от известных за рубежом судовых установок для интеграции скоростей по вертикали [297, 344]. Как показали опытные наблюдения, интегратор ГР-101 ускоряет измерения расхода воды в 1,5—2 раза, сохраняя ту же точность, что и при основном способе.

Во Франции для измерения расхода воды в сравнительно небольших водотоках глубиной 1,5—2,0 м применяется штанговый вариант интегратора.

При изучении транспорта наносов и определении расходов воды вертушками на канатном подвесе требуется определять направление течений. Но разработка приборов для таких измерений ведется в крайне ограниченных масштабах. Первоначальные образцы измерителей направления течений, так называемые гидрофлюгеры, представляли собой скорее плавучие сооружения, чем приборы. Подобный гидрофлюгер, установленный на двух понтонах в свое время использовал Н. С. Лелявский на р. Днепре. Измеритель течений ГР-42, предложенный П. Н. Бурцевым, состоит из комплекта вертушки и потенциометрического компаса, указывающего азимут течения. ГР-42 — достаточно громоздкое и тяжеловесное устройство: его масса в сборе достигает 60 кг. Другой недостаток прибора — влияние стальных конструкций на показания магнитной стрелки, что приводит к погрешностям определения азимута течений вблизи судовых корпусов и в отверстиях железобетонных сооружений.

Облегченная конструкция немагнитного измерителя течений на штанге разработана в Венгерской народной республике. Модуль скоростного вектора измеряется вертушкой, укрепленной на карданном подвесе и снабженной оперением. Для измерения направлений течения служат мостовые схемы с датчиками углов поворота карданного подвеса в двух плоскостях — горизонтальной и вертикальной.

### 4.7. Уравнение движения и градуировочная характеристика гидрометрической вертушки

При всей простоте принципа действия вертушки, ее теория оказывается достаточно сложной и разработана недостаточно. Даже характеристики вертушек как приборов все еще не приведены в соответствие с метрологической унификацией. Начало исследованиям роторных измерителей скорости положил Г. Х. Сабинин [4]. Позже они были продолжены в области анемометрии Н. Г. Протопоповым [221], а применительно к гидрометрическим вертушкам — Г. В. Железняковым [100] и П. Н. Бурцевым [42,

43]. Последние разработки по теории вертушек выполнены Н. Н. Алтаем [18].

Наиболее простой вид уравнение движения вертушки имеет при установившемся вращении лопастного винта. Обтекание вертушки потоком создает вращающий момент $M_в$, который уравновешивается суммой трех тормозящих моментов

$$M_в = M_г + M_{т.\,с} + M_{т.\,п}, \tag{4.26}$$

где $M_г$ — момент гидравлического сопротивления, обусловленного вихреобразованием у краев лопастей и присоединенными массами жидкости, $M_{т.\,с}$ — момент трения скольжения, $M_{т.\,п}$ — момент трения покоя.

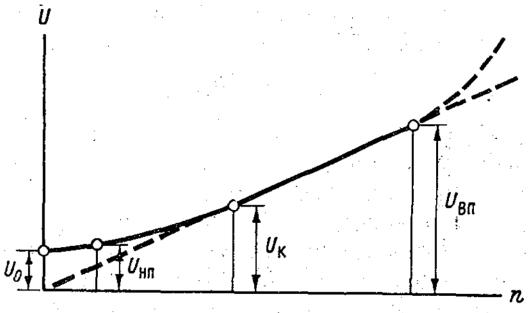



Рис. 4.8. Зависимость между числом оборотов рабочего колеса и скоростью течения воды.

После подстановки механических соотношений для вращающего и тормозящих моментов выражение (4.26) преобразуется в характеристическое уравнение вертушки:

$$U = kn + \sqrt{b_1 n^2 + b_2}, \tag{4.27}$$

где $U$ — скорость потока в точке измерения, $k$ — геометрический шаг лопастного винта, $n$ — скорость вращения винта (число оборотов в секунду). Параметр $b_1$ зависит от гидравлических сопротивлений и геометрии винта, а $b_2$, кроме того,— от момента трения $M_{т.\,п}$. В свою очередь $M_{т.\,п}$ пропорционален квадрату минимальной скорости $U_0$, при которой начинается вращение винта. Величина $U_0$ является одной из метрологических характеристик и называется начальной скоростью вертушки.

Уравнение (4.27) приводится нами в теоретической интерпретации Н. Н. Алтая. Близкие по форме эмпирические зависимости использовали А. Баумгартен, М. Шмидт и др. В графическом виде (4.27) представляется гиперболой (рис. 4.8). Кроме $U_0$, на

графике $U(n)$ следует отметить еще две характерные точки: $U_{н.п}$ и $U_{в.п}$ — соответственно верхняя и нижняя граница диапазона измеряемых значений скорости. Разумеется, что $U_{н.п}$ не тождественно начальной скорости $U_0$, при которой, по существу, вертушка еще не проявляет своих метрологических свойств.

При $b_1 n^2 \gg b_2$ кривая $U(n)$ приближается к своей асимптоте — прямой

$$U = n(k + \sqrt{b_1}). \tag{4.28}$$

Этому отвечает критическая скорость $U_к$, определяемая Г. В. Железняковым как то показание вертушки, при котором влияние механических сопротивлений на вращение ротора становится незначительным.

Величина, стоящая в скобках (4.28), выражает гидравлический шаг вертушки

$$k_г = k + \sqrt{b_1}. \tag{4.29}$$

Как видим, $k_г > k$, откуда следует, что при одной и той же скорости в реальных условиях винт делает меньше оборотов, чем при отсутствии сопротивлений и вязкости жидкости. Для вертушки ГР-55 разница между $k$ и $k_г$ составляет 8%.

Стабильность метрологических свойств вертушки снижается в области малых скоростей $U < U_к$ [109], на ее показания начинает влиять износ подшипников, засорение механизма наносами, малейшие повреждения оси и лопастей. Влияет и температура воды, от которой зависит вязкость смазки. По некоторым данным [344], если вертушка проградуирована при температуре воды 15 °С, то в диапазоне температур 5—10 °С наблюдается занижение скорости на 0,5—1 см/с, а при температуре 20—25 °С — завышение на ту же величину.

Верхний предел измерения $U_{в.п}$ отвечает скорости, при которой связь $U(n)$ становится нелинейной и принимает форму, называемую иногда петлей Эппера (по имени швейцарского инженера, изучавшего этот эффект). Определение $U_{в.п}$ представляет значительную трудность, так как требует большого разгона гидрометрических тележек. П. Н. Бурцев [43] измерил значения $U_{в.п}$ для вертушек Жестовского, имевших одинаковый диаметр $D = 120$ мм, но различный геометрический шаг $k$. Оказалось, что для относительных диаметров $\frac{D}{k} = 0{,}25 \div 0{,}75$ отклонение зависимости $U(n)$ от линейной наблюдается в диапазоне скоростей 5,5—6,5 м/с. Лишь при одном соотношении $\frac{D}{k} = 0{,}6$ линейная зависимость сохраняет свою устойчивость вплоть до скоростей 8 м/с. Это обстоятельство следует принимать во внима-

ние при конструировании вертушек для измерения больших скоростей.

Теснота связи (4.27) при параметрах $b_1$ и $b_2$, полученных на основе градуировочных испытаний, определяет случайную составляющую $\sigma_и$ инструментальной погрешности вертушки. Исследованиями Г. В. Железнякова доказано, что точность градуировки вертушек может быть доведена до 0,25 %. Однако практически при обычном оборудовании градуировочных (тарировочных) бассейнов $\sigma_и$ в нелинейной части кривой $U(n)$ составляет около 2 % и с увеличением скоростей снижается до 0,5 %.

Кроме случайной $\sigma_и$, инструментальная погрешность вертушки включает систематические составляющие, которые порождает турбулентность потока (рассмотрим их особо).

## 4.8. Поведение и точность показаний гидрометрической вертушки в турбулентном потоке

Выше при гидромеханическом анализе движения вертушки предполагалось, что она обтекается стационарным (непульсирующим) потоком нормально к плоскости вращения винта. Однако в реальных условиях всегда наблюдается турбулентная пульсация скоростей — непрерывные изменения их величины и направления.

Рассмотрим эффекты обтекания вертушки потоком. Под косоструйностью течения в гидрометрии понимают отклонение его направления от нормали к створу в горизонтальной и вертикальной плоскостях (соответственно на углы $\alpha_к$ и $\beta_к$).

Абсолютные значения регистрируемых вертушкой скоростей зависят от способов ее опускания и ориентировки в потоке. Их основные варианты приведены на рис. 4.9. Схема *а* — жесткое крепление на штанге — соответствует наиболее распространенному положению гидростворов — нормально к направлению течения. Вертушка фиксируется по нормали к гидроствору. Схема *б* применяется в зимних условиях, чтобы избежать обмерзания вертушки при частых извлечениях из воды для установки на заданную глубину. Хвостовое оперение свободно насаженной на штангу вертушки ориентирует ее по направлению набегающего потока. При больших глубинах используется канатный подвес вертушки с грузом. Наиболее рациональна установка вертушки на кронштейне груза ПИ-1, снабженного хвостовым оперением и уравновешивающим поплавком (схема *в*). Груз ПИ-1 инерционен. Не реагируя на мелкомасштабные вариации скоростного вектора, он ориентирует вертушку по преобладающему направлению в горизонтальной плоскости[1]. При

[1] При изготовлении груза ПИ-1 недостаточно учитывается динамический характер нагрузки на хвостовое оперение. По этой причине часто наблюдается его излом.

относительно малых скоростях течения и больших глубинах удобен рыбовидный груз с креплением вертушки на вертлюге (схема *г*). Для больших скоростей этот комплект непригоден: ось вертушки получает значительное смещение от нормали к створу в вертикальной плоскости на угол $\beta_x$, соизмеримый с углом относа троса.

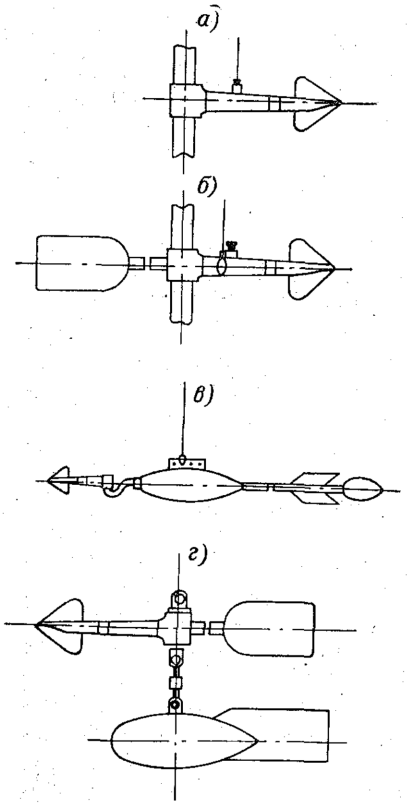



Рис. 4.9. Основные варианты установки вертушек в потоке.
*а* — жесткое крепление на штанге, *б* — опускание на штанге без фиксации вертушки стопором (подвес на проводе), *в* — крепление на кронштейне груза, *г* — подвес на вертлюге

В общем случае свободного подвеса вертушки проекция скорости на нормаль к створу определяется из векторной диаграммы

$$U_н = U \cos \alpha_к \cos \beta_к. \quad (4.30)$$

При правильном подборе груза, а также при вертикальном положении штанги, угол $\beta_к$ невелик, и при измерении следует учитывать угол кососструйности лишь в горизонтальной плоскости $\alpha_к$. Но, как уже отмечалось, определение направления струй — совсем непростая операция. Поэтому при конструировании вертушек с горизонтальной осью вращения стремятся обеспечить их компонентность. Свойства компонентности заключаются в том, что при нормальном расположении оси вертушки к гидроствору она измеряет проекцию скорости на нормаль независимо от угла кососструйности $\alpha_к$ (рис. 4.10). Иными словами, показания вертушки $U$ следуют закону косинуса, отклоняясь от него в сторону преуменьшения проекции скорости на 3—5 % лишь при большой кососструйности (до 40°). В тех же условиях некомпонентная вертушка занижает эту величину на 25 % и более.

Как показал Бурцев, компонентность вертушки зависит от ее относительного диаметра $D/k$ и дискового отношения $F_в/F_{кр}$ ($F_в$ — проекция площади лопастного винта на плоскость его вращения, $F_{кр}$ — площадь круга, описываемого вращающимся

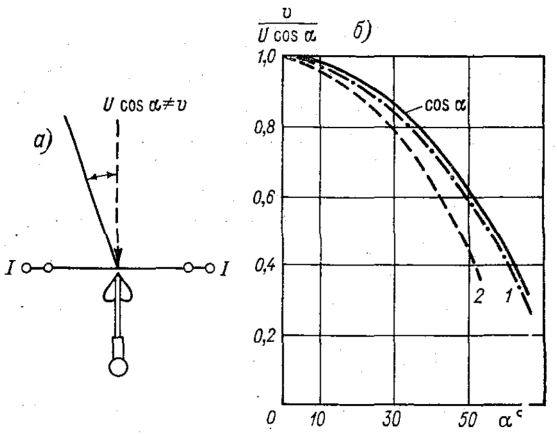



Рис. 4.10. Характеристики компонентности вертушек.

*а* — схема косого набегания потока в створе *I—I*, *б* — соотношение измеренной скорости *U* и проекции на нормаль для компонентных (*1*) и некомпонентных (*2*) вертушек по результатам испытаний в бассейне.

винтом). Наилучшие показатели компонентности достигаются при $D/k = 0{,}6$ и дисковом отношении, близком к 100 %. Стандартные вертушки ГР-21 и ГР-55 обладают компонентными свойствами. Поэтому их удобно применять с креплением на штанге по схеме 4.9*а*, которая обеспечивает наибольшую точность измерения.

С косоструйностью обтекания вертушки связано явление, названное Г. Х. Сабининым скольжением лопастного винта. Эффект скольжения приводит к тому, что при установившемся вращении действительное число оборотов винта $n_д$ меньше величины $n$, которая наблюдалась бы при отсутствии сопротивлений. Характеристикой скольжения служит относительная величина

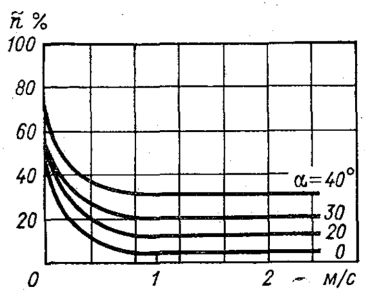



Рис. 4.11. Зависимость относительного скольжения лопастного винта вертушки ГР-55 от скорости и косоструйности потока.

$$\tilde{n} = \frac{n - n_д}{n}. \qquad (4.31)$$

Скольжение $\tilde{n}$ [1] исследуется как одно из важнейших метрологических качеств вертушки. На рис. 4.11 приведены графики зависимости скольжения от скорости непульсирующего потока, полученные Бурцевым [42] для вертушки ГР-55. При нормальном обтекании ($\alpha_к = 0$) значительное скольжение наблюдается лишь при малых скоростях потока, но уже при $U > 0{,}8$ м/с оно составляет всего 3—5 %. При $\alpha_к = 0$ скольжение не служит источником погрешностей измерения, так как его влияние учитывается градуировочной (тарировочной) кривой. Положение становится иным при кососструйном набегании потока. На графике 4.11 можно видеть, что скольжение резко возрастает, особенно при малых скоростях течения и хотя снижается по мере их увеличения, но все же оно существенно превосходит значения $\tilde{n}$ для нормального обтекания. При косоструйности $\alpha_к > 40°$ $\tilde{n}$ в 5 раз выше, чем при $\alpha_к = 0$. Таким образом, компонентность вертушки, обеспечивая измерение проекции скорости течения на нормаль к створу, в то же время не устраняет занижение показаний вертушки, обусловленное возрастающим скольжением винта в кососструйном потоке.

Если принять кривые, изображенные на рис. 4.11, за типовые и ориентироваться на стабилизированное значение скольжения, то занижение скорости приближенно может быть оценено выражением

$$\delta_{ск} = a_{ск} \tilde{n}_0 \sin^2 \alpha_к, \qquad (4.32)$$

где $\tilde{n}_0$ — относительное скольжение при $\alpha_к = 0$, $a_{ск}$ — коэффициент, зависящий от конструкции лопастного винта (для вертушки ГР-55 $a_{ск} \approx 15$).

При малых углах отклонения вектора скорости течения от нормали к поперечному сечению потока (именно такие условия наблюдаются в большинстве гидростворов) осредненное значение угла $\alpha_к$ в радианах будет приближенно равно $\sin \alpha_к$ и мало отличаться от

$$\alpha_к = \frac{\sqrt{\overline{w_п^2}}}{\overline{U}_н}, \qquad (4.33)$$

где $U_н$ — осредненное значение проекции скорости на нормаль, $w_п$ — поперечная составляющая пульсационной скорости. Для предельного значения $\alpha_к$, очевидно, следует принимать

[1] Хотя в курсах гидрометрии скольжение обозначается через $S$, мы предпочли обозначение $n$, поскольку в ГОСТе 16263-70 символ $S$ принят для чувствительности приборов.

$(w_{\text{п}})_{\text{макс}} = 3\sigma_{w_{\text{п}}}$. С учетом приведенных соотношений из (4.32) устанавливается предельное относительное занижение измеренной скорости, обусловленное турбулентностью потока

$$\delta_{\text{ск}} = 9a_{\text{ск}}\tilde{n}_0\left(\frac{\sigma_{w_{\text{п}}}}{\overline{U}_{\text{н}}}\right)^2. \qquad (4.34)$$

Полученная формула относится к наиболее благоприятному случаю, когда вектор скорости течения, осредненной за длительный промежуток времени, мало отклоняется от нормали к гидроствору. Но и при этих условиях из рис. 4.11 и формулы (4.34) следует, что для вертушки ГР-55, например, при $\frac{\sigma_w}{\overline{U}_{\text{н}}} = 0{,}20$ $\delta_{\text{ск}}$ достигает 25 %, что не настолько мало, чтобы не влиять на точность получаемых данных. Однако, если обратиться к анализу массовых измерений на гидрологических постах, то систематическое занижение измеренных скоростей потока, обусловленное скольжением, не выявляется.

Чем же объясняется это парадоксальное положение?

Ничем иным, как действием других факторов русловой турбулентности, создающих противоположный эффект — завышение скорости потока. Как известно, показания инерционных приборов отстают от изменений измеряемой величины. Что касается вертушки, то ее показания $U_{\text{в}}$ и мгновенные скорости турбулентного потока $U$ связаны нелинейным дифференциальным уравнением [300]:

$$L\frac{dU}{dt} = (U_{\text{в}} - U)^2. \qquad (4.35)$$

Характеристикой инерционных свойств вертушки здесь служит величина $L$ — путь синхронизации (по терминологии Г. Х. Сабинина):

$$L \approx \frac{2\pi I}{N\rho k}, \qquad (4.36)$$

где $I$ — момент инерции винта; остальные обозначения известны. Установим связь $L$ с так называемой чувствительностью прибора $S$. В соответствии с метрологическим определением $S = \Delta n/\Delta U$. Из (4.36) при $k = Un$ следует:

$$S = \frac{N\rho L}{2\pi I}. \qquad (4.37)$$

Таким образом, чувствительность вертушки находится в прямой связи с $L$ и обратной — с моментом инерции $I$. Выражение (4.37) более полно учитывает инерционно-гидродинамические

характеристики вертушки, чем, например, соотношение, предложенное К. А. Зворыкиным [109].

Решение дифференциального уравнения (4.35) оказывается достаточно сложным. Приближенно оно решено А. М. Ягломом [324]. Из этого решения устанавливается завышение осредненной скорости течения в точке под влиянием турбулентной пульсации [300]:

$$\Delta_{\text{п}} = \overline{U}_{\text{в}} - \overline{U} = \frac{1}{2L}\int_0^{\infty} e^{-\frac{\tau\overline{U}}{L}} G(\tau)\, d\tau; \qquad (4.38)$$

здесь $G(\tau) = \overline{[U(t+\tau) - U(t)]^2}$ — структурная функция времени для пульсационных скоростей. Запись решения (4.35) в виде (4.38) приведена в работе [300]. Там же она преобразована к виду

$$\delta_{\text{п}} = \frac{\Delta_{\text{п}}}{\overline{U}} = \frac{\sigma_w^2}{\overline{U}^2}\left(1 - \frac{1}{1 + L/L_0}\right), \qquad (4.39)$$

где $L_0$ — эйлеров масштаб турбулентности, $\sigma_w$ — среднее квадратическое значений пульсаций продольной составляющей скорости потока.

В пределе при $L_0 \to 0$ относительная погрешность становится равной квадрату относительных пульсаций. И. А. Арбузов [24] для синусоидальной схематизации изменений мгновенных скоростей в том же предельном случае нашел

$$\delta_{\text{п}} = 0{,}5\left(\frac{\sigma_w}{\overline{U}}\right)^2.$$

Авторы [300] приписывают $L_0$ порядок глубины потока (в их примере 40 см), что при значении $\sigma_w/\overline{U} = 0{,}1$, характерном для равнинных рек, дает исчезающе малое значение систематической погрешности $\frac{\Delta_{\text{т}}}{\overline{U}} = 0{,}00025$. Вместе с тем имеется достаточно натурных данных о погрешностях измерения скоростей течения и расходов воды под влиянием турбулентных пульсаций. В опытах Л. Мужкалая [358] завышение измеренных расходов при $\sigma_w/\overline{U} = 0{,}06$ достигало 7 %. В среднем такое же преувеличение расходов было получено П. Н. Бурцевым [42] на р. Луге по данным измерений вертушкой ГР-55 в сравнении с результатами, которые в тех же условиях давала менее инерционная вертушка

ГР-99 (ее момент инерции вдвое меньше, чем у ГР-55). Итак, с одной стороны, вариация направлений течения в турбулентном потоке вызывает занижение показаний вертушки, а с другой — пульсация скоростей по величине завышает их осредненное значение. Одновременное действие обоих факторов приводит к полной или частичной компенсации систематических погрешностей разного знака. Вообще говоря, эффект этой компенсации не должен оцениваться алгебраической суммой погрешностей $\delta_{ск}$ и $\delta_п$: нелинейность вертушки как прибора исключает суперпозицию ее различных реакций на воздействие турбулентной среды. Сложность этого гидродинамического процесса и описывающего его дифференциального уравнения не позволяет получить необходимое аналитическое решение и поэтому в порядке первого приближения допустимо оценивать результирующую систематическую погрешность разностью

$$\delta_р = \delta_п - 9a_{ск}\tilde{n}_0\left(\frac{\sigma_{w_п}}{\overline{U}}\right)^2. \qquad (4.40)$$

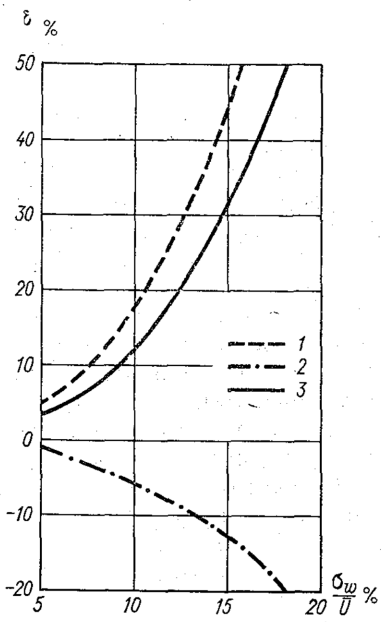



Рис. 4.12. Систематические погрешности измерения осредненной скорости турбулентного потока вертушкой ГР-55.

*1* — завышение под влиянием пульсации скоростей по величине; *2* — занижение, вызванное скольжением, *3* — результирующая систематическая погрешность.

На рис. 4.12 представлены характеристики погрешностей $\delta_{ск}$ и $\delta_п$ применительно к вертушке ГР-55 (ее гидродинамические качества наиболее изучены). Занижение скорости оценивается непосредственно по (4.34) при $a_{ск} = 15$ и $n_0 = 4$ %, согласно экспериментальным данным [42]. Прежде чем оценить возможность завышения скорости, необходимо решить, каким пространственным масштабом турбулентности соответствуют зарегистрированные вертушкой пульсации скорости. Хотя этот вопрос имеет общеметодическое значение, он остается недостаточно изученным. Естественно предположить, что масштабы турбулентных образований, на которые непосредственно реагирует вертушка, близки к диаметру лопастного винта $D$. При обычных многоточечных измерениях диаметр $D$ чаще всего на порядок меньше глубины потока $h$. Таким образом, зависимость (4.39)

действительна для масштабов $L_0 \approx 0{,}1h$ и может быть представлена в следующем расчетном виде:

$$\delta_{\text{п}} = \left(\frac{\sigma_w}{\overline{U}}\right)^2 \left(1 - \frac{1}{1 + 10L/h}\right). \qquad (4.41)$$

Инерционность вертушки ГР-55 характеризует путь синхронизации $L \approx 0{,}036$ м. Посмотрим, каким окажется завышение скорости потока, скажем, при $h = 1{,}5$ м

$$\delta_{\text{п}} \approx 0{,}2 \left(\frac{\delta_w}{\overline{U}}\right)^2. \qquad (4.42)$$

Любопытно отметить, что, несмотря на всю условность этого выражения, оно практически совпадает с зависимостью, которую получил в своих опытах Мужкалай при $h = 1{,}3$ м: в его формуле численный коэффициент равен 0,18, у нас 0,20. Кривая, отвечающая (4.42) приведена в верхней части рис. 4.12. В. А. Ременюк (ГГИ) в своих опытах 1980 г. получил коэффициенты 0,12—0,15.

Кривые $\delta_{\text{п}}$ и $\delta_{\text{ск}}$ на рис. 4.12 находятся в зеркальном противопоставлении, так что в реальных условиях результирующая погрешность не будет достигать значений, которые устанавливаются по формулам (4.34) и (4.39). В дальнейшем необходимо выполнить комплекс лабораторных и полевых измерений, специально предназначенных для изучения генезиса и возможных значений систематических погрешностей $\delta_{\text{п}}$ и $\delta_{\text{ск}}$.

Существует еще одна разновидность погрешностей, создаваемых турбулентностью потока,—это случайная погрешность в точке, обусловленная пульсацией мгновенных скоростей и зависящая от продолжительности измерения.

Известно, что, чем продолжительней измерение, тем меньше будет отличаться его результат от значения скорости, осредненного за достаточно длительный интервал времени. Но существовали различные представления о необходимой выдержке вертушки в точке измерения скорости. Этот вопрос имеет свою историю. Н. Д. Тяпкин (1901 г.) считал, что наблюдения в точке должны продолжаться не менее 3—4 мин. А. В. Шафалович (1910 г.) собрал сведения о времени выдержки вертушки в различных странах — оно колебалось от 2 до 8 мин. Все эти ограничения не противоречат современным данным, но их обоснование стало возможным лишь с развитием статистической теории русловой турбулентности.

Пульсационная погрешность $\sigma_{\overline{U}}$ осреднения скорости за период времени $T$ зависит, во-первых, от средней квадратической величины пульсации $\sigma_w$, во-вторых — от соотношения $T$ и среднего времени корреляции $\tau_{\text{к}}$ [135].

При автокорреляционной функции вида (4.5)

$$\sigma_{\overline{U}}=\sigma_w\sqrt{\frac{2\tau_к}{T}\left[1-\frac{\tau_к}{T}\left(1-e^{-T/\tau_к}\right)\right]}. \qquad (4.43)$$

Если $T\gg\tau_к$, погрешность осреднения выражается простой зависимостью

$$\sigma_{\overline{U}}\approx\sigma_w\sqrt{\frac{2\tau_к}{T}}. \qquad (4.44)$$

При экспоненциально-периодической автокорреляционной функции, если $T\gg\tau_к$:

$$\sigma_{\overline{U}}\approx\sigma_w\sqrt{\frac{2\tau_к}{T\left[1+(\Omega\tau_к)^2\right]}}. \qquad (4.45)$$

Имеется достаточно натурных данных о погрешности $\sigma_{\overline{U}}$ в зависимости от периода осреднения (выдержки вертушки) $T$. Их можно найти едва ли не в каждом курсе речной гидрометрии. Обратимся к выборочным результатам наблюдений на различных реках (рис. 4.13). Некоторые материалы принадлежат уже истории гидрометрии, но они не потеряли методического значения и приводятся, чтобы напомнить о вкладе отечественных специалистов в изучение речной турбулентности (наблюдения на Зее, Кубани и других реках). Остальные данные получены сотрудниками отдела гидрометрии ГГИ.

На рис. 4.13 *а* средние квадратические отклонения $\sigma_{\overline{U}}$ скорости, измеренной при выдержке вертушки $T$, от осредненного значения за период 20—30 мин представлено в долях от погрешности $\sigma_{\overline{U}}(600)$, которая соответствует продолжительности измерения 600 с. Этот прием, примененный совместно с А. Н. Чижовым [123], позволяет придать функции $\frac{\sigma_{\overline{U}}(T)}{\sigma_{\overline{U}}(600)}$ некоторую универсальность, при которой ее вид зависит лишь от корреляционной связанности, а не амплитуды пульсационных скоростей.

Кроме свойств среды, на точность измерения оказывает влияние инерционность прибора, т. е. несовпадение его показаний и действительного значения величины в каждый момент времени. В уравнениях, связывающих показания прибора с измеряемой величиной, инерционность выражается постоянной времени $T_0$ [69, 207]. Прибор сглаживает практически все колебания с периодом, значительно меньшим постоянной $T_0$. Инерционная погрешность осреднения скорости за период времени $T$ может быть определена по формуле

$$\sigma_{ин}=\sqrt{2}\,\frac{T_0}{T}\,\sigma_w\left[r(0)-r(T)\right]^{1/2}. \qquad (4.46)$$

Постоянная времени гидрометрических вертушек зависит от скорости течения и в условиях равнинных рек составляет сотые доли секунды, что намного меньше обычной продолжительности измерения $T$. Это делает величину $\sigma_{ин}$ пренебрежимо малой.

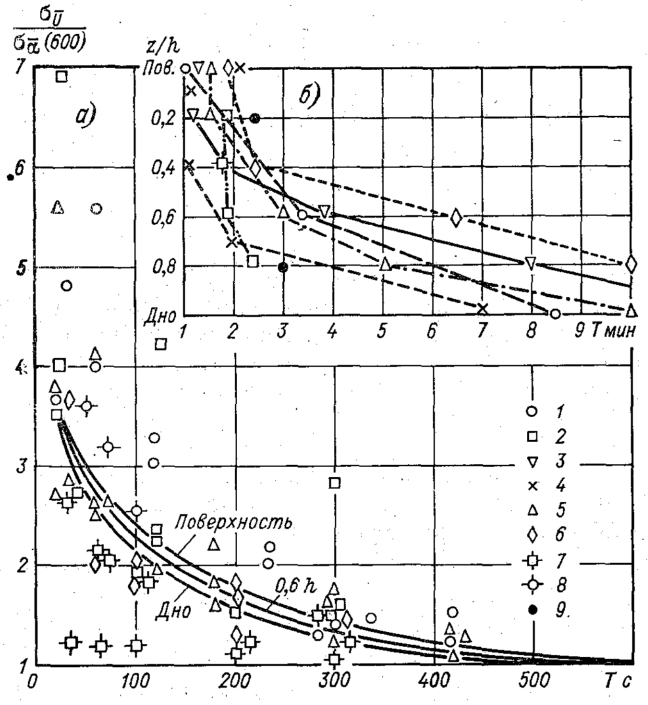



Рис. 4.13. Случайная погрешность осреднения скорости течения в точке.

*а* — зависимость $\sigma_{\overline{U}}(T)/\sigma_{\overline{U}}(600)$, *б* — время выдержки вертушки (мин) в различных точках вертикали, обеспечивающих измерение с погрешностью $\widetilde{\sigma}_{\overline{U}} = 2\,\%$. *1* — р. Зея (А. И. Фидман, А. В. Шафалович), *2* — р. Сырдарья (И. И. Москвитинов, Н. А. Гириллович), *3* — р. Кубань (В. Н. Гончаров), *4* — р. Сырдарья подо льдом (А. Н. Калмыков), *5* — горные реки Средней Азии (В. В. Дементьев), *6* — р. Тверца, *7* — р. Свирь подо льдом (в обработке И. Ф. Карасева и А. Н. Чижова), *8* — р. Амударья (В. В. Гончаров), *9* — международный стандарт ИСО 1088-73.

В тех же случаях, когда наблюдается запаздывание в звеньях передачи и преобразования информации, должна быть особо исследована постоянная времени системы $T_0$ и зависящая от нее точность показаний регистрирующих устройств.

### 4.9. Погрешность определения средней скорости на вертикали по точечным измерениям

Средняя скорость на вертикали — наиболее сложный элемент расхода воды. В сущности, разновидности методов «скорость—площадь» прежде всего связаны с тем, как измеряется средняя скорость на вертикали $v$. Оценим погрешность ее определения по точечным данным (точность интеграционных измерений будет рассмотрена ниже).

Общую погрешность $\sigma_v$ образуют:

$\sigma_и$ — инструментальная средняя квадратическая погрешность, обусловленная точностью и устойчивостью характеристик градуирования (тарировочной кривой); значение этой погрешности обычно составляет около 0,5 %;

$\sigma_п$ — пульсационная средняя квадратическая погрешность, связанная с ограниченным временем осреднения скоростей; значение $\sigma_п$ определяется по формулам (4.43)—(4.45) в зависимости от продолжительности измерения $T$;

$\sigma_д$ — средняя квадратическая погрешность дискретизации скоростного профиля, которая зависит от количества точек, в которых измеряется скорость.

Погрешности $\sigma_и$ и $\sigma_п$ в совокупности представляют погрешность измерения скорости в точке:

$$\widetilde{\sigma}_{точ} = \sqrt{\widetilde{\sigma}_и^2 + \widetilde{\sigma}_п^2}. \qquad (4.47)$$

Если погрешность $\sigma_п$ связана с изменчивостью скоростей течения во времени, то погрешность дискретизации $\sigma_д$ отражает неопределенность скоростного профиля в пространстве между точками измерения. $\sigma_д$ зависит от возможных отклонений осредненных скоростей в точках $w_р$ от тех значений, которые дает принятая расчетная формула для средней скорости на вертикали. Статистические характеристики этих отклонений были исследованы выше. К ним относятся среднее квадратическое отклонение скоростей в различных точках по глубине потока (табл. 4.1). В статистическом отношении величина $\sigma_д$ — не что иное как погрешность определения осредненного значения скорости между точками измерения. Приближенно $\sigma_д$ представляется в виде средней погрешности линейной интерполяции измеренных значений в $i$-том интервале между ними, согласно формуле (1.34). Принимая для корреляционной функции отклонений $w_р$ экспоненциальную форму, получим

$$\widetilde{\sigma}_{д_i} = 1{,}29\widetilde{\sigma}_р e^{-0{,}7 z_к N/h}, \qquad (4.48)$$

где $N$ — число точек измерения скоростей на вертикали, $z_к$ — радиус корреляции $w_р$.

Величина $\tilde{\sigma}_v$, кроме $\tilde{\sigma}_{д_i}$ включает погрешность измерения в точках $\sigma_{точ_i}$ и вычисляется в предположении о взаимной независимости суммарных погрешностей определения скоростей в интервалах между точками измерения

$$\tilde{\sigma}_v = \frac{1}{\sqrt{N}}\left[\frac{5}{3}\tilde{\sigma}_р^2 e^{-1{,}4z_к N/h} + 0{,}5\left(\tilde{\sigma}_п^2 + \tilde{\sigma}_и^2\right)\right]^{1/2}. \qquad (4.49)$$

Как видим, частные погрешности входят в формулу (4.49) с различными весовыми коэффициентами и по-разному влияют на точность определения $v$. При малом числе точек $N$ преобладает влияние погрешности дискретизации (первый член в квадратных скобках), а при многоточечных измерениях — инструментальная и пульсационная (второй член).

При выводе формулы (4.49) интервалы между точками измерения скорости и относящиеся к ним погрешности предполагались одинаковыми. Но это не совсем так, особенно если иметь в виду пульсационную погрешность при равных выдержках вертушки в точках $T$. Согласно рис. 4.13, точность определения скорости у дна при одном и том же $T$ была бы в несколько раз меньше, чем у поверхности. Но в гидрометрии уже давно отказались дифференцировать продолжительность скоростных наблюдений по глубине, полагая, что некоторое увеличение погрешности измерения в придонной области компенсируется меньшей относящейся к ней долей элементарного расхода. Этот интуитивный вывод находит аналитическое подтверждение.

Пусть задана относительная погрешность определения скорости на вертикали $\delta v$. Примем для пульсационной погрешности формулу (4.44) и учтем изменение пульсаций скорости по глубине выражением (4.7). Тогда в соответствии с принципом равных влияний можно записать

$$\frac{\delta^2 v}{N} = \frac{2\tilde{\sigma}^2_{w_п}\tau_к}{\tilde{z}^{2/3}T_{\tilde{z}}} P^2_{\tilde{z}}, \qquad (4.50)$$

где $P_{\tilde{z}}$ — весовой коэффициент скорости, измеренной на относительной высоте $\tilde{z}$ над дном, $T_{\tilde{z}}$ — продолжительность наблюдений в той же точке.

Из (4.50) находим

$$T_{\tilde{z}} = \frac{2\tau_к N P^2_{\tilde{z}}}{\tilde{z}^{2/3}}\left(\frac{\sigma_{w_п}}{\delta v}\right)^2. \qquad (4.51)$$

Рассчитываем дифференцированную выдержку $T_{\tilde{z}}$ при двухточечных измерениях ($N = 2$, $P_{\tilde{z}} = 0{,}5$). Примем наиболее ха-

рактерные для равнинных рек величины: $\delta v = 2\ \%$, $\sigma_w = 4\ \%$, $\tau_к = 5$ с и по формуле (4.51) получим необходимую продолжительность наблюдения в точках: на глубине $0{,}2h$

$$T_{0,2h} = \frac{2 \cdot 5 \cdot 0{,}5^2}{0{,}8^{2/3}} \left(\frac{4}{2}\right)^2 = 23 \text{ с},$$

на глубине $0{,}8h$

$$T_{0,8h} = 59 \text{ с}.$$

В настоящее время выдержка 60 с считается вполне допустимой для условий равнинных рек. Как видим, она вполне соответствует принципу равных влияний, обеспечивая некоторый запас точности измерения скорости в поверхностной зоне потока.

## Глава 5

# Измерение расходов воды

### 5.1. Общие принципы и методы измерения расходов воды

Понятие о расходе воды как характеристике режима и водности рек складывалось по мере развития количественных методов гидрологии [14, 33, 363]. По-видимому, раньше всего оно возникло в пустынных и засушливых районах, страдающих от маловодья. Кочевые племена Сахары водность оазисных источников оценивали количеством верблюдов, которых можно напоить из них. В древнем Риме существовала мера воды (кинтария), которая была связана только с диаметром выходного отверстия труб, причем не принимались во внимание ни скорость, ни напор. В I в. до н. э. Герон Александрийский уже различал основные элементы расхода воды — площадь поперечного сечения и скорость потока.

Представление о расходе воды вытекает непосредственно из принципа неразрывности. Его впервые сформулировал Леонардо да Винчи, который полагал, что «в реках может протекать равный объем воды в равные промежутки времени, несмотря на различие длины, ширины, глубины и уклонов русла». Окончательное определение расхода воды сложилось в XVI—XVII вв. Вот архаичный, но принципиально строгий образчик формулы расхода: «квадрат речного профиля, умноженный на скорость известного реки в определенное время течения, показывает точно кубическое воды содержание или количество водяного истечения»[1]. Таким образом, понятие о расходе воды, которое кажется таким простым в наше время, на самом деле формировалось целое тысячелетие.

В современной гидрометрии различают определение понятия и модель измеренного расхода воды.

Кратко измеренный расход воды определяется как «средний за время измерения объем воды, протекающий через поперечное сечение потока за 1 секунду» [386]. Измеренный расход воды относят к фиксированному уровню, осредненному

---

[1] Инж. Хр. Троссон. «Описание проекта соединения рек Ловати и Двины», 1755 г.

за время измерения. Степень взаимного соответствия расходов и уровней представляет одну из характеристик гидрологического режима реки. Она особенно важна в метрологическом отношении, так как определяет методику непрерывного учета стока по данным дискретных измерений расхода воды.

Модель измеренного расхода воды является формой синтеза его элементов и зависит от применяемых методов измерения. Главнейшие из них следующие:

1) метод «скорость—площадь», основанный на измерении поперечного сечения потока и скоростей течения — дискретно в точках или интегрально на вертикалях, в отсеках и по ширине русла;

2) метод смешения с вводом в поток индикаторов и определением степени их разбавления;

3) гидравлические методы, осуществляемые с использованием специальных расходомерных устройств и характеристик пропускной способности гидротехнических сооружений и турбин ГЭС;

4) объемный метод — расход воды определяется по времени наполнения мерных емкостей;

5) физические методы — с применением ультразвука, электромагнитной индукции и др.

Каждый из методов может быть подразделен в зависимости от применяемых средств измерения скоростей; их основные типы описаны выше. Нами специально не выделен способ «уклон — площадь», который должен рассматриваться скорее как расчетный, а не измерительный.

Наиболее трудоемкая операция при определении расхода воды — регистрация и пространственно-временное осреднение скоростей потока. Стремление сократить затраты труда и вместе с тем ускорить производство измерений привело к разработке интеграционных способов определения расходов воды. Полный их обзор выполнен О. Н. Борсуком [36].

В недавнем прошлом применялась интеграция скоростей по живому сечению, но она, помимо технических трудностей, требует неравномерного движения интегратора с таким расчетом, чтобы он перемещался через равные элементы площади за равные промежутки времени. Такое условие практически не удается выполнить, чем создается дополнительная неопределенность в переходе от результатов интеграции к средней скорости потока.

В настоящее время получили развитие два способа:

— интеграция скорости по вертикали вертушками, а также посредством воздушных и жидкостных поплавков;

— интеграция поверхностных скоростей по ширине потока гидрометрической вертушкой с движущегося судна или люлек и канатных переправ, а также ультразвуковыми установками.

Метод «скорость—площадь» во всех его разновидностях составляет основную метрологическую базу современной речной гидрометрии.

## 5.2. Модели расхода воды и оценка погрешности его измерения многоточечным способом

Понятие о модели расхода возникло значительно раньше многих других гидрологических моделей, но до последнего времени эта модель оставалась весьма несовершенной.

В общем виде расход воды в открытом русле моделируется как некоторое жидкое «тело», образованное элементарными объемами $dW = v\,d\omega$, где $v$ — скорость струи в центре тяжести нормальной к ней площадки $d\omega$.

Все многообразие существующих моделей и способов определения расхода воды по данным измерений обусловлено главным образом различием методов пространственно-временного осреднения скоростей течения и геометризации «тела» расхода. В какой-то мере эта задача близка к геометризации тел полезных ископаемых, которая требует сложных системно-статистических подходов [71]. Тем более сложно решать подобную задачу применительно к изменчивому телу расхода воды. Однако используемые для этой цели аналитические и графические методы не отражают динамики турбулентного потока. Как известно, они основаны на интерполяции средних скоростей на вертикалях $v_i$ и $v_j$ (рис. 5.1) как точных величин без учета их пространственной изменчивости и погрешностей измерения. Так, в случае линейной интерполяции измеренных скоростей получаем расчетную формулу стандартного аналитического способа вычисления расхода воды (будем называть его линейно-детерминированной моделью):

$$Q = \alpha_1 v_1 \omega_1 + \alpha_N v_N \omega_N + \sum_{s=2}^{s=N-1} 0{,}5\,(v_i + v_j)\,\omega_s, \qquad (5.1)$$

где $\alpha_1$ и $\alpha_N$ — краевые коэффициенты для вычисления скорости в береговых отсеках, $N$ и $\omega_s$ — соответственно количество и площадь отсеков между скоростными вертикалями.

В США применяется детерминированная модель иного вида [346]. В ней совмещаются промерные и скоростные вертикали, а полученные элементарные расходы распространяются на их окрестность или линейно интерполируются по ширине отсека. При графической обработке скоростная эпюра очерчивается плавной кривой. В аналитическом варианте распределение скорости представляют различным образом. Так, А. П. Браславский [39] средние скорости на вертикалях ставит в зависимость

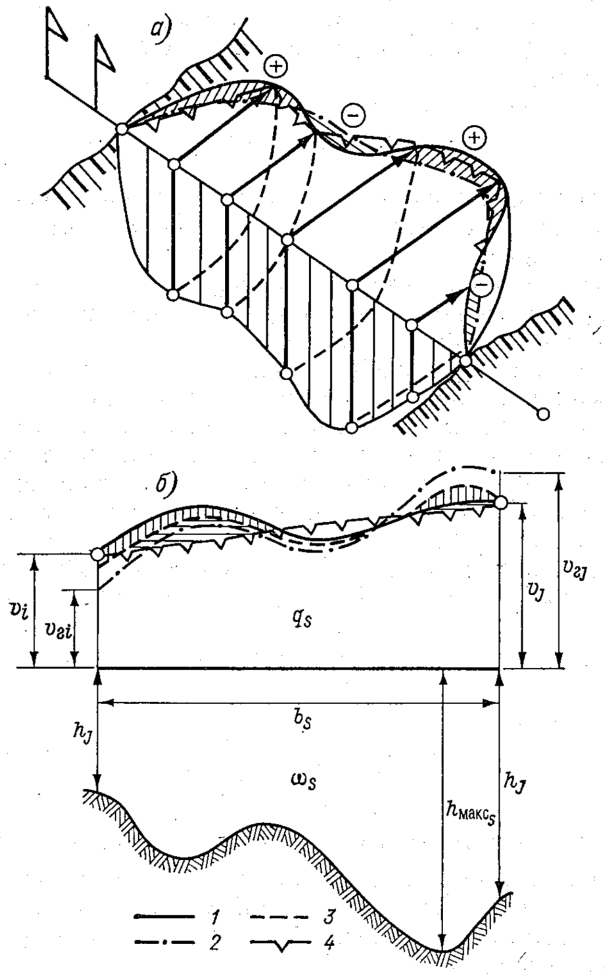



Рис. 5.1. Геометризация расхода воды (*а*) и элементы его математической модели (*б*).

*1* — фактическое распределение скоростей потока, *2* — гидравлические составляющие, *3* — линейная интерполяционно-гидравлическая модель, *4* — линейно-детерминированная модель.

от местных глубин. В. С. Головачев [ГГИ] использует для вычисления средних скоростей в отсеке выражение, близкое к геометрическому правилу «золотого сечения». Во всех приведенных случаях модель расхода остается детерминированной.

В действительности же измеренные средние скорости на вертикалях могут быть разложены по крайней мере на три составляющие:

$$v = v_г + w + f_v, \tag{5.2}$$

где $v_г$ — детерминированная величина, гидравлически обусловленная местной глубиной, уклоном свободной поверхности и шероховатостью русла;

$w$ — структурное отклонение скорости, вызванное действием различных возмущающих факторов и крупномасштабных турбулентных образований;

$f_v$ — величина, отражающая влияние локальной турбулентной пульсации скоростей и погрешностей определения средней скорости на вертикали, в том числе инструментальных и методических, зависящих от количества точек измерения скорости.

Каждая составляющая, естественно, должна предполагать различные способы ее пространственной интерполяции по ширине потока.

Детерминированная величина $v_г$ следует изменениям глубин на вертикалях в соответствии с формулой Шези—Маннинга

$$v_{г_s} = \frac{h^{2/3} I^{1/2}}{n} = a_s h^{2/3}, \tag{5.3}$$

причем

$$a_s = \frac{I^{1/2}}{n} = \frac{v_{г_s}}{h^{2/3}_{ср_s}},$$

где $v_{г_s}$ и $h_{ср_s}$ — соответственно среднее значение гидравлически обусловленной скорости и средняя глубина в отсеке между скоростными вертикалями. Аналогичный параметр $a$, отнесенный к потоку в целом, использован М. А. Великановым [54] при расчете плана течений.

Распространяя аппроксимацию (1.12) на отсеки между скоростными вертикалями, получим:

$$v_{г_s} = \frac{1}{b_s} \int_0^{b_s} a_s h^{2/3} dy =$$

$$= \frac{1}{b_s} \int_0^{b_s} a_s h^{2/3}_{макс_s} \left(\frac{y}{b_s}\right)^{2/3 (\varphi - 1)} dy = \frac{3 a_s h^{2/3}_{макс_s}}{2\varphi + 1}. \tag{5.4}$$

Что касается составляющих скорости — структурной $w$ и случайной $f_v$, то они в совокупности определяются как отклонения измеренных средних скоростей на вертикалях от их гидравлически обусловленных значений

$$\Delta v_{i\,(j)} = w_{i\,(j)} + f_{v_{i\,(j)}} = v_{i\,(j)} - v_{\mathrm{r}_{i\,(j)}}. \qquad (5.5)$$

Величины $\Delta v_k$ на промежуточных вертикалях являются случайной функцией поперечной координаты $y$. Осредненное по ширине отсека значение $\Delta v_s$ в общем виде выразится так:

$$\Delta v_s = P_s(\Delta v_i + \Delta v_j). \qquad (5.6)$$

В простейшем случае линейной интерполяции $P_s = 0{,}5$. Однако для наилучшего приближения к действительной величине $\Delta v_s$ должна быть учтена корреляция $\Delta v_i$ и $\Delta v_j$. Для этой цели может быть использован метод оптимальной интерполяции [69], интерпретированный нами применительно к задачам гидрометрии [132].

Используя раздельное представление составляющих средней скорости в отсеке $v_{\mathrm{т}_s}$ по (5.3) и $\Delta v_s$ по (5.6), синтезируем интерполяционно-гидравлическую модель расхода воды:

$$Q = \sum_{s=1}^{s=N} \left[ \frac{3a_s h_{\text{макс}_s}^{2/3}}{2\varphi_s + 1} + P_s\left(v_i - a_s h_i^{2/3} + v_j - a_s h_j^{2/3}\right) \right] \omega_s. \qquad (5.7)$$

Из выведенных нами зависимостей для $P_s$ (см. гл. 1) можно получить следующее приближенное выражение:

$$P_s = \frac{\zeta_{\text{к}}}{2\zeta_{\text{к}} + \eta\zeta_{\text{к}} + 2b_s}, \qquad (5.8)$$

где $\eta$ — мера ошибок измерения средней скорости на вертикали:

$$\eta = \frac{\sigma_{\text{и}}^2}{w^2} = \frac{\sigma_{\text{и}}^2}{(\Delta v)_i^2 - \sigma_{\text{и}}^2}. \qquad (5.9)$$

Радиус корреляции $\zeta_{\text{к}}$ — параметр пространственной корреляционной функции для структурных отклонений скорости $w$.

Основу модели (5.7) составляет гидравлическое ядро (первый член под знаком суммы), на которое наложена варьирующая часть (второй член). В зависимости от способа интерполяции варьирующих составляющих скоростей на вертикалях интерполяционно-гидравлические модели подразделяются на две разновидности:

— линейная интерполяционно-гидравлическая модель, которой соответствует постоянная величина $P_s = 0{,}5$;

— оптимальная интерполяционно-гидравлическая модель, в которой весовые коэффициенты $P_s$ определяются на корреляционно-статистической основе по выражению (5.8).

Линейно-детерминированная модель (5.2) лишена корреляционно-теоретического обоснования. Она представляет собой весьма огрубленную геометризацию расхода воды, которая отвечает только не существующему в действительности линейно-детерминированному распределению скоростей и глубин по ширине естественных русел.

Интерполяционно-гидравлические модели не требуют введения краевых коэффициентов $\alpha_1$ и $\alpha_N$, так как формула (5.7) обеспечивает необходимое осреднение скорости в первом и последнем отсеках при значениях соответственно: $v_1 = 0$, $h_1 = 0$ и $v_j = 0$, $h_j = 0$.

Входящие в формулу (5.7) величины представляют собой непосредственно измеряемые элементы расхода воды или вычисляемые по данным измерений ($\varphi$, $a_s$). Коэффициент $a_s$ определяется по формуле (5.3), в которую в порядке первого приближения подставляется величина $v_{r_s} = q_s/\omega_s$, получаемая при вычислении расхода стандартным аналитическим способом на основе модели (5.1). Если расходы воды измеряются при сокращенном (до 2—5) количестве скоростных вертикалей, то в формуле (5.7) имеет смысл использовать уточненные значения $a_s^*$, которые можно получить по данным предшествующих более детальных наблюдений как среднее из величин $a_k$ по совокупности $N_0$ частичных расходов, попадающих в укрупненный отсек площадью $\omega_s$

$$a_s^* = \frac{\sum_1^{N_0} q_k}{3h_{\text{макс}}^{2/s} \sum_1^{N_0} \omega_k} (2\varphi_s + 1). \tag{5.10}$$

Относительная средняя квадратическая погрешность измерения расхода воды $\tilde{\sigma}_Q$ характеризуется совокупностью частных погрешностей определения его элементов. В предположении о взаимной независимости последних на основе выражения (5.1) и очевидных соотношений

$$\frac{\partial q_s}{\partial v_s} = \frac{q_s}{v_s}, \quad \frac{\partial q_s}{\partial \omega_s} = \frac{q_s}{\omega_s} \tag{5.11}$$

будем иметь

$$\tilde{\sigma}_Q = \left[\frac{\beta}{N}\left(\tilde{\sigma}_{\omega_s}^2 + \tilde{\sigma}_{v_s}^2\right)\right]^{1/2}, \tag{5.12}$$

где $\widetilde{\sigma}_{\omega_s}$ и $\widetilde{\sigma}_{v_s}$ — относительные погрешности измерения соответственно площадей отсеков между скоростными вертикалями и средних скоростей потока в этих отсеках, $\beta$ — метрологический параметр, зависящий от гидравлической структуры потока и степени дискретизации измерений:

$$\beta = \frac{N \sum_{1}^{N} q_s^2}{Q^2}. \qquad (5.13)$$

При равномерном размещении скоростных вертикалей по ширине потока в прямоугольном русле $\beta = 1$, речном беспойменном $\beta = 1{,}2 \div 1{,}8$, при наличии пойм $1{,}8 < \beta < 3{,}0$.

Если отсеки между скоростными вертикалями пропускают равные частичные расходы $q_s$, то из (5.13) устанавливается наименьшее значение $\beta = 1$, которое соответствует и наименьшей погрешности $\widetilde{\sigma}_Q$. В гипотетическом случае, когда расход в одном из отсеков близок к величине $Q$, а в остальных $q_s$ ничтожно малы, $\beta \to N$, что отвечает наибольшему значению $\widetilde{\sigma}_Q$. Таким образом, чем меньше $\beta$, тем рациональнее процесс измерений. В русле сложной формы скоростные вертикали следует размещать так, чтобы отсеки между ними пропускали приблизительно равные доли расхода воды, что обеспечивает максимальный эффект пространственного сглаживания частных погрешностей измерения расходов в отсеках между скоростными вертикалями. Это положение, принятое за рубежом как эмпирическое правило, непосредственно вытекает из структуры формулы (5.12).

Средняя квадратическая погрешность определения площади отсеков зависит от инструментальных погрешностей, применяемых для промеров приборов (наметок, лотов, эхолотов) и надежности геодезической основы гидрометрических работ. Погрешности в определении расстояний от постоянного начала и ширины отсеков, как правило, взаимно компенсируются по знаку и величине, и поэтому не оказывают влияния на точность измерения $\omega_s$. Определенную погрешность в значение $\omega_s$ вносят отклонения промерного судна от гидроствора, составляющие источник так называемых морфометрических погрешностей. Основной же фактор, определяющий точность измерения площади поперечного сечения русла,— количество промерных вертикалей. Этот эффект оценивается по формуле (3.11).

Решающее влияние на точность определения расхода воды оказывают погрешности измерения средних скоростей на вертикалях $\widetilde{\sigma}_v$ и осреднения по отсеку $\widetilde{\sigma}_{v_s}$.

Оценке погрешности $\widetilde{\sigma}_v$ посвящен раздел 4.9. В нем приведена формула (4.49), которая выражает $\widetilde{\sigma}_v$ в зависимости от числа точек измерения скорости на вертикали, пульсационной и инструментальной составляющих.

Погрешность осреднения скоростей по ширине отсеков возникает при дискретизации скоростной структуры потока в плане. Основываясь на результатах, полученных в [135], запишем:

$$\widetilde{\sigma}_{v_s}=\left(P_w\widetilde{\sigma}_w^2 e^{-1,4\zeta_к/b_s}+0,5\widetilde{\sigma}_v^2\right)^{1/2}, \qquad (5.14)$$

где $P_w$ — весовой коэффициент структурной погрешности, зависящий от способа интерполяции скоростей на вертикалях: при линейной интерполяции $P_w=5/3$, при оптимальной $P_w=1$.

Отметим, что погрешность $\sigma_{v_s}$ при варианте линейной интерполяции одновременно характеризует точность расчета плана течений гидравлико-морфометрическим методом М. А. Великанова.

С учетом (5.14) зависимость для оценки случайной погрешности измерения расхода воды получает следующий вид по вариантам:

линейная интерполяционно-гидравлическая модель —

$$\widetilde{\sigma}_Q=\left[\frac{\beta}{N}\left(\widetilde{\sigma}_{\omega_s}^2+\frac{5}{3}\widetilde{\sigma}_w^2 e^{-1,4\zeta_к/b_s}+0,5\widetilde{\sigma}_v^2\right)\right]^{1/2}; \qquad (5.15)$$

оптимальная интерполяционно-гидравлическая модель —

$$\widetilde{\sigma}_Q=\left[\frac{\beta}{N}\left(\widetilde{\sigma}_{\omega_s}^2+\widetilde{\sigma}_w^2 e^{-1,4\zeta_к/b_s}+0,5\widetilde{\sigma}_v^2\right)\right]^{1/2}; \qquad (5.16)$$

стандартный аналитический метод (линейно-детерминированная модель) —

$$\widetilde{\sigma}_Q=\left\{\frac{\beta}{N}\left[\widetilde{\sigma}_{\omega_s}^2+\frac{5}{3}\widetilde{\sigma}_w^2 e^{-1,4\zeta_к/b_s}+0,5\widetilde{\sigma}_v^2+(\delta v_м)^2\right]\right\}^{1/2}. \qquad (5.17)$$

Погрешность определения расхода воды на основе стандартной линейно-детерминированной модели включает всю совокупность погрешностей линейной интерполяционно-гидравлической модели и дополнительно — морфометрическую погрешность определения средней скорости в отсеке $\delta v_м$. По своим статистическим свойствам последняя близка к систематической и равна разности средних значений гидравлически обусловленных скоро-

стей, рассчитываемых по формуле (5.4), и полусуммы значений, вычисляемых для ограничивающих отсек вертикалей:

$$\delta v_{\text{м}}=\frac{1}{N}\sum_{s=1}^{s=N}\left[1-\frac{0{,}33\alpha\left(h_i^{2/3}+h_j^{2/3}\right)(2\varphi+1)}{h^{2/3}_{\text{макс}_s}}\right]. \qquad (5.18)$$

Для прямоугольного или близкого к нему русла, когда $\varphi\to 1$, $h_i\approx h_j\approx h$, имеем $\delta v_{\text{м}}\approx 0$, и для оценки погрешности определения расхода воды, обрабатываемого на основе интерполяционно-детерминированной модели, становится применимой формула (5.15). Если к тому же наблюдается настолько тесная корреляция измеренных средних скоростей на вертикалях, что $\zeta_{\text{к}}\gg b_s$, погрешность $\widetilde{\sigma}_Q$ оценивается простым выражением, приводившимся в работах [123, 127]:

$$\widetilde{\sigma}_Q=\left[\frac{\beta}{N}\left(\widetilde{\sigma}^2_{\omega_s}+0{,}5\widetilde{\sigma}^2_v\right)\right]^{1/2}.$$

В отличие от формул других авторов, например [101], в том числе зарубежных [346, 350], в зависимостях (5.15—5.17) содержатся параметры, отражающие степень дискретизации измерений и корреляцию погрешностей определения скорости течения.

Недопустимо оценивать точность измерения расхода воды простым суммированием частных погрешностей, а при установлении весовых коэффициентов для каждой из них не должна изменяться степень дискретизации модели расхода. Несоблюдение этого последнего условия искажает соотношение погрешностей, определяющих точность измерения расхода воды. Подобная непоследовательность допущена Г. В. Железняковым и Б. Б. Данилевичем [101]. В их формуле, как показано расчетами Н. К. Сибиряковой [259], вес погрешностей измерения скоростей на 4—6 порядков превысил значения остальных весовых коэффициентов. Иными словами, точность измерения расхода воды оказалась не зависящей от погрешностей определения площади живого сечения[1].

Обратимся к оценке систематических погрешностей. Их источники известны: косоструйность и турбулентность потока, деформация и сложная морфология русла, зарастание и зашугованность живого сечения. Значительные погрешности

[1] В одной из своих последних публикаций (см. «Метеорология и гидрология», № 11 за 1979 г.) Г. В. Железняков и Б. Б. Данилевич устраняют этот недостаток. Однако формула для $\widetilde{\sigma}_Q$ выведена ими применительно к одной из упрощенных моделей расходов воды, не применяемых в гидрометрической практике.

возникают при измерении расходов воды в валунных руслах [20], при этом вполне возможны (в пределах 2—4 %):

завышение общего расхода воды, если скорости измеряются преимущественно выше верхушек валунов, а площадь живого сечения определяется достаточно детально с включением межвалунных частей;

занижение общего расхода, когда при тех же условиях измерениями скоростей не учитывается площадь придонного слоя (ниже верхушек валунов).

Подходы к изучению систематических погрешностей и оценке их значений были изложены при описании методов измерения площадей живых сечений и скоростей течения. По оценкам С. И. Коплан-Дикса [153], неоднократно находивших подтверждение в исследованиях отдела гидрометрии ГГИ, даже при благоприятных условиях измерения систематические погрешности могут достигать тех же значений, что и случайные. Поэтому во всех тех ситуациях, когда важно не допустить занижения погрешности измерения расходов, следует особо учитывать систематическую составляющую $\delta Q$. Тогда при сложении дисперсий $\sigma_Q^2$ и $(\delta Q)^2$ для относительной результирующей погрешности получим

$$\tilde{\sigma}_{Q_p} = 1{,}41\tilde{\sigma}_Q.$$

В зависимости от сочетания метрологических и гидравликоморфометрических факторов результирующая погрешность $\sigma_{Q_p}$ колеблется по современным оценкам [48, 153, 329, 334, 350] в широких пределах (от 3 до 15 %). Не этим ли объясняются существовавшие в прошлом (все еще сохраняющиеся и поныне) противоречивые представления о возможной точности измерения расхода воды? Так, Д. Д. Гнусин в 1881 г. писал: «Как бы ни были тщательно деланы измерения, при самых даже благоприятных обстоятельствах никак нельзя поручиться за точность результата большую, чем 5—10 и 15 %». Наряду с этим многие исследователи [315] погрешность вертушечных измерений расходов воды оценивали долями процента!

При определении результирующей погрешности $\tilde{\sigma}_{Q_p}$ так или иначе выполняется операция суммирования частных погрешностей. На этом основании иногда считают [287], что с увеличением числа отсеков между скоростными вертикалями $N$ происходит накопление погрешностей. Формулы (5.15—5.17) опровергают такое утверждение: погрешность $\sigma_Q$ уменьшается по мере увеличения $N$. Степень дискретизации поля скоростей и статистического сглаживания частных погрешностей выражает метрологический параметр $\beta$. Он должен рассматриваться как один из

критериев, обеспечивающих оптимизацию измерений расхода воды.

Различные варианты моделей расходов воды — линейная детерминированная (ЛД), линейная интерполяционно-гидравлическая (ЛИГ) и оптимальная интерполяционно-гидравлическая (ОИГ) — проверялись нами совместно с Н. К. Сибиряковой [135, 260] по материалам полевых методических исследований на реках и каналах Средней Азии, Северного Кавказа, Северо-Запада и других районов СССР, а также на р. Колумбии (США). Получены следующие результаты (табл. 5.1):

1) При распределении скоростных вертикалей в точках перелома профиля поперечного сечения русла ($\beta > 1$) и уточненных $a_s^*$ интерполяционно-гидравлические модели в среднем точнее линейно-детерминированных в 1,2—1,5 раза; их эффективность тем выше, чем меньше скоростных вертикалей.

2) При относительном равенстве частичных расходов, когда $\beta \approx 1$, достигается существенное повышение точности измерения, особенно в сравнении с вариантом резкой неравномерности распределения $q_s$ (при $\beta > 2$).

3) Применение интерполяционно-гидравлических моделей позволяет радикально сократить количество скоростных вертикалей (до 2—3) и тем ускорить измерения без существенного увеличения их погрешностей.

4) Линейная интерполяционно-гидравлическая модель более предпочтительна, чем оптимальная, так как не требует предварительного определения корреляционно-гидравлических характеристик поля скоростей ($\widetilde{\sigma_w}$ и $\widetilde{\zeta_к}$).

## 5.3. Измерение расходов воды способом интеграции скоростей по вертикали

Существует две разновидности интегрального метода измерения средней скорости на вертикали (рис. 5.2):

а) перемещение прибора-интегратора от поверхности ко дну и обратно с регистрацией суммарного числа оборотов вертушки $N_в$;

б) выпуск поплавков-интеграторов (пузырьков газа или капель масла) со дна потока и определение расстояния их сноса на поверхности воды $L_п$.

Наиболее распространен и технически отработан первый вариант. Его впервые применили И. И. Реви в 1870 г. на реках Южной Америки, А. Р. Гарляхер на Эльбе и Дунае. В России первые измерения расходов воды интегрированным способом были произведены на р. Сухоне в начале 80-х годов прошлого столетия. Позже серии сравнительных измерений точечными и

*Таблица 5.1*

**Средние квадратические отклонения (%) расходов воды при сокращенном количестве скоростных вертикалей**

| Модели | $\beta > 1$ | | | | $\beta \approx 1$ | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 5 | | 3 | | 5 | | 3 | |
| | $\overline{\sqrt{(\Delta Q)^2}}$ | | | | $\overline{\sqrt{(\Delta Q)^2}}$ | | | |
| | $a_s$ | $a_s^*$ | $a_s$ | $a_s^*$ | $a_s$ | $a_s^*$ | $a_s$ | $a_s^*$ |
| **1. р. Сырдарья — кишл. Кзылкишлак,** 1976 г. | | | | | | | | |
| Паводок: $Q$=575 м³/с, 7 измерений при 16 скоростных вертикалях, $\tilde{\sigma}_w$=8,8%, $\tilde{\xi}_к$=10,5 | | | | | | | | |
| ЛД | 3,7 | | 19,4 | | 11,0 | | 10,1 | |
| ЛИГ | 2,1 | 2,3 | 10,8 | 12,2 | 9,2 | 2,9 | 6,9 | 4,2 |
| ОИГ | 2,0 | 1,8 | 8,7 | 11,0 | 9,3 | 1,3 | 7,3 | 3,9 |
| **2. Большой Ставропольский канал — ШР-3,** 1973 г. | | | | | | | | |
| $Q$=98,0 м³/с, 5 измерений при 11—22 скоростных вертикалях, $\tilde{\sigma}_w$=14,3%, $\tilde{\xi}_к$=1,96 | | | | | | | | |
| ЛД | 3,9 | | 5,8 | | 3,7 | | 7,5 | |
| ЛИГ | 3,7 | 3,7 | 5,5 | 5,1 | 4,4 | 3,6 | 7,3 | 6,7 |
| ОИГ | 3,7 | 2,9 | 8,6 | 4,0 | 4,2 | 3,4 | 7,7 | 5,9 |
| **3. р. Колумбия — США,** 1962—63 гг. | | | | | | | | |
| Паводок: $Q$=6600 м³/с, 3 измерения при 28 скоростных вертикалях, $\tilde{\sigma}_w$=9,8 %, $\tilde{\xi}_к$=1,26 | | | | | | | | |
| ЛД | 1,7 | — | 12,1 | | 2,8 | | 4,3 | |
| ЛИГ | 2,2 | 3,1 | 11,9 | 8,2 | 5,3 | 2,0 | 4,4 | 2,6 |
| ОИГ | 3,6 | 2,8 | 12,2 | 6,1 | 6,5 | 2,7 | 6,3 | 4,0 |

интеграционными способами проводились Н. Н. Жуковским на Волге (1903 г.), Н. А. Гирилловичем и И. И. Москвитиным на Сырдарье (1915 г.). В годы советской власти разработка интеграционных способов была продолжена Б. А. Симбирским и Н. М. Аксаковым на Сырдарье и И. И. Больчасом на Волге. Всесторонние испытания интеграционных способов осуществила экспедиция ГГИ на реках Средней Азии по инициативе О. Н. Борсука [36].

Для широкого внедрения интеграционных способов требуется специальное оборудование — моторное судно, оснащенное подъемным механизмом и приборами — интеграторами скорости.

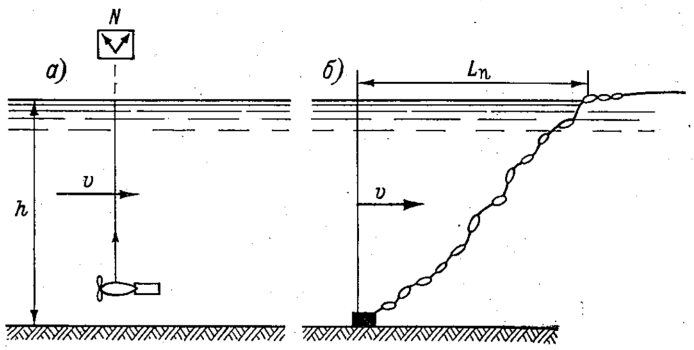



Рис. 5.2. Принципиальные схемы интеграции скорости по вертикали.
*а* — вертушка-интегратор, *б* — поплавки-интеграторы.

Комплект оборудования оказывается особенно сложным при интеграции скоростей по живому сечению. Поэтому в ГГИ был сконструирован облегченный вертушечный интегратор ГР-101 (описание приводилось в главе 4).

Поплавочные интеграторы различаются по характеру используемых индикаторов (твердых, жидкостных и газовых), конструкцией пусковых и регистрирующих устройств. Ю. Д. Шариковым [314] испытаны жидкостные интеграторы с буйковой системой и так называемые гидробомбы двойного интегрирования, предназначенные для измерения расходов воды с самолета. В. Э. Вид [57] разработал фотопневматический способ интеграции скоростей.

Рассмотрим влияние турбулентности потока на точность интеграции скоростей по вертикали.

Операция непрерывного пространственного осреднения скорости течения по направлению координаты $l$ на отрезке $L$ в соответствии с условием квазиэргодичности турбулентных пульсаций

скорости представляется следующим интегральным выражением:

$$\bar{v}_T = \frac{1}{T}\int_0^T U(t)\,dt, \tag{5.19}$$

где $T$ — время перемещения интегрирующего прибора со скоростью $w_{пр}$ в пределах отрезка $L$; $T = L/w_{пр}$.

При интеграции скоростей по вертикали модели расхода формально остаются теми же, что и в случае многоточечных измерений. Точность измерения скоростей интеграционными способами определяется совокупностью инструментальных и методических погрешностей.

Достаточно изучены инструментальные погрешности вертушки-интегратора [273]. Они обусловлены: 1) косоструйным обтеканием вертушки при ее перемещении по вертикали, 2) не вполне точной регистрацией оборотов лопастного винта и 3) градуировкой вертушки. Первый фактор еще недавно (при некомпонентных вертушках) считался одним из основных условий, ограничивающих выигрыш времени от применения интеграционных способов измерения расходов. По данным Н. Я. Соловьева при установке вертушки на грузе наклон ее оси к направлению течения может достигать 4°. Именно это значение угла следует принимать для оценки наибольшей систематической погрешности (завышения скорости). Векторная диаграмма скоростей обтекания (рис. 5.3) позволяет нормировать относительную скорость перемещения вертушки $w_в$ в зависимости от требуемой точности измерения $(\delta v)$:

| $(\delta v)$ % | 0,5 | 1,0 | 1,5 | 2 | 3 |
|---|---|---|---|---|---|
| $\frac{w_в}{v}$ | 0,12 | 0,16 | 0,24 | 0,30 | 0,44 |

Случайная погрешность измерения скорости связана с погрешностью отсчета числа оборотов $\Delta N$. При этом относительная скорость перемещения вертушки для заданной относительной погрешности $(\delta v)$ определяется выражением

$$\frac{w_в}{v} = \frac{(\delta v)\,h}{\Delta N K_г}. \tag{5.20}$$

Если принять погрешность $\Delta N$ равной в среднем 0,5 оборота (для вертушки с сигналом через каждый оборот), то при $K_г = 0{,}2$ м, $h = 2$ м и $(\delta v) = 1$ % относительная скорость перемещения вертушки может быть доведена до 0,2. Иначе говоря, условия регистрации оборотов лимитируют процесс измерения меньше, чем фактор косоструйного обтекания вертушки.

Погрешность градуирования оценивается средним квадратическим значением $\tilde{\sigma}_{гр} = 1 \div 1{,}5\ \%$.

Инструментальная погрешность поплавочного способа связана с непостоянством скорости всплывания капель жидкости или пузырьков газа, неточностью фиксирования точки появления поплавков на поверхности воды и т. п. Составляющие этой погрешности по элементам измерительного комплекса изучены недостаточно. Ниже будут приведены оценки точности поплавочного способа в совокупности его инструментальных и методических погрешностей.

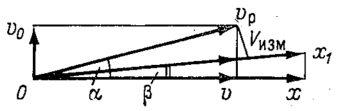



Рис. 5.3. Векторая диаграмма скоростей обтекания вертушки-интегратора.
$v_0$ — относительная вертикальная скорость, $v_{изм}$ — скорость, отвечающая показаниям вертушки, $v_р$ — результирующая скорость обтекания лопастного винта, $v$ — скорость течения.

Методические погрешности интеграции скоростей по вертикали могут быть как систематические, так и случайные.

Прежде всего укажем на систематическую погрешность вертушечного способа, которая создается неполнотой учета скорости в придонном слое, поскольку вертушка никогда не может быть опущена ко дну ближе, чем на половину диаметра лопасти. Существуют различные рекомендации и теоретические схемы для расчета поправок, компенсирующих эту погрешность. Они выводятся на основе теоретических зависимостей для распределения скоростей по вертикали. Так, если воспользоваться формулой (4.3) при $\alpha_m = 1$, то можно установить следующую относительную поправку (со знаком минус) к скорости, полученной интеграционным способом:

$$\alpha_v = -0{,}67 \frac{m}{C} \tilde{a}, \qquad (5.21)$$

где $\tilde{a} = a/h$ — относительное расстояние оси вертушки от дна потока. При $C = 50$ м$^{0,5}$/с выведенная формула дает поправки, близкие к величинам, которые эмпирически получил Гарляхер [14]. Об этом свидетельствует следующее сопоставление:

| $\tilde{a}$ | 0,30 | 0,20 | 0,15 | 0,10 | 0,05 |
|---|---|---|---|---|---|
| (5,21) | 0,90 | 0,93 | 0,95 | 0,97 | 0,98 |
| Гарляхер | 0,89 | 0,92 | 0,94 | 0,96 | 0,98 |

Как видим, поправки достаточно ощутимы, чтобы их учитывать при измерениях, тем более, что источник систематического завышения скорости носит физически определенный характер. Чтобы исключить завышение скорости, иногда предлагают дополнительно выдерживать вертушку у дна в течение некоторого специально рассчитанного промежутка времени. Нам эта процедура представляется более сложной, чем введение поправки по весьма простой зависимости (5.21).

В прошлом, когда применялись грибовидные грузы, из-за плохого обтекания поддона при опускании вертушки получались меньшие значения средней скорости на вертикали, чем при подъеме от дна к поверхности потока. Современными измерениями при стандартных грузах это различие в результатах интеграции не устанавливается.

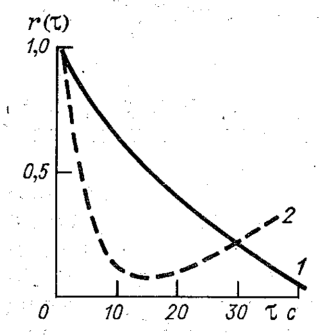



Рис. 5.4. Автокорреляционные функции средних скоростей на вертикалях.
*1* — р. Сож, *2* — Большой Ставропольский канал.

Наибольший вклад в методическую погрешность интеграции скоростей вносит пульсационная составляющая. В каждом из двух разновидностей интеграционных способов проявляется один и тот же источник пульсационной погрешности — турбулентность потока, но механизм взаимодействия прибора и среды принципиально различен. Вертушка-интегратор фиксирует скорости непрерывно набегающих все новых и новых структурных индивидуумов. Поплавок-интегратор сохраняет связь с локальным образованием, в котором он находится в момент выпуска со дна.

Введем понятие о квазимгновенной скорости потока в плоскости вертикали $v_в$ как значения скорости, осредненной за время перемещения вертушки или поплавка от дна к поверхности воды. Пульсацию квазимгновенных скоростей, очевидно, будет выражать разность:

$$\Delta v_в = v_в(t) - \overline{v}_в, \qquad (5.22)$$

где $\overline{v}_в$ — осредненное за достаточно большой промежуток времени $T_0$ значение скорости; $T_0 \gg T$.

Статистические характеристики пульсаций (5.22) изучались Е. А. Быбиным и В. В. Гончаровым (ГГИ) на р. Соже и Большом Ставропольском канале в 1970—1972 гг. Вертушкой-интегратором ГР-101 на характерных вертикалях измерялось 20—30 значений средних скоростей. Интервал дискретности измерения, зависящий от скорости перемещения вертушки и глубины на вертикали, составлял 5—25 с. Полученные по данным этих наблюдений автокорреляционные функции приведены на рис. 5.4.

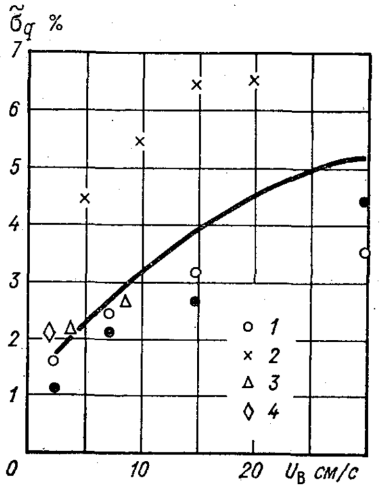



Рис. 5.5. Погрешность интеграции в зависимости от скорости перемещения вертушки по вертикали.

*1* — БСК (залитые точки — движение вертушки от дна к поверхности), *2* — р. Сож, *3* — р. Волга (измерения И. И. Больчаса), *4* — р. Рейн. Теоретическая кривая рассчитана применительно к наблюдениям на БСК.

Для оценки случайной пульсационной погрешности интеграции скоростей по вертикали вертушкой нами получена зависимость [128]

$$\tilde{\sigma}_q = \tilde{\sigma}_v \sqrt{\frac{2\tau_к w_в}{h}}, \qquad (5.23)$$

в которой учитывается влияние характеристик турбулентной среды ($\tau_к$, $\tilde{\sigma}_v$) и скорость перемещения вертушки $w_в$ на точность измерения элементарных расходов. $\tilde{\sigma}_q$ не отличается от относительной погрешности интеграции скорости на вертикали $\tilde{\sigma}_{ин}$, если $\tilde{\sigma}_h = 0$.

Соответствие формулы (5.23) данным наблюдений на Большом Ставропольском канале иллюстрирует рис. 5.5.

Поведение поплавков-интеграторов, пускаемых со дна потока, подчинено закону случайных блужданий. Он установлен Тэйлером на основе исследования одномерной

диффузии в поле стационарной и однородной турбулентности с использованием ее лагранжевых характеристик. Формально это те же величины дисперсии, автокорреляционной функции и времени корреляции, что и в эйлеровой системе. Однако лагранжевы характеристики менее изучены, так как в жидкой среде трудно проследить движение частицы или фиксированных объемов. Значительно легче это удается сделать в атмосфере, применяя, например, шары-радиозонды. По результатам изучения атмосферной турбулентности можно заключить, что дисперсия лагранжевых пульсаций существенно не отличается от их эйлеровых величин. Что же касается автокорреляционной функции и времени корреляции, то они существенно различны. По некоторым данным [142] лагранжев радиус корреляции по крайней мере в 4—8 раз больше эйлеровых. Это соотношение может быть распространено и на масштабы времени:

$$\tau_к(L) = (4 \div 8)\,\tau_к. \tag{5.24}$$

Что касается зависимости для оценки точности измерения элементарного расхода с помощью поплавков-интеграторов, то она аналогична формуле (5.23):

$$\tilde{\sigma}_q = \tilde{\sigma}_v \sqrt{\frac{2w_п\tau_к^{(L)}}{h}}. \tag{5.25}$$

Имея в виду соотношение (5.24), можно сделать вывод, что погрешность интеграции скорости поплавком в 2—3 раза больше, чем вертушкой-интегратором.

Таким образом, влияние турбулентности потока при интеграции скоростей проявляется в каждом из рассмотренных способов на различной физической основе, что приводит к существенному расхождению результатов измерения. На рис. 5.6 представлены отклонения элементарных расходов, измеренных интеграторами, от результатов измерения детальным способом в двух—пяти точках вертикали с длительной выдержкой вертушки. Рассеяние результатов измерения посредством интегрирующих поплавков (незалитые точки), значительно шире полосы, в которой сосредоточены данные вертушки-интегратора. Обращает на себя внимание одностороннее отклонение точек, относящихся к жидкостным поплавкам В. Е. Русакова [239]. Этот эффект В. Э. Вид [59] объясняет инерционностью поплавков, когда их относительная плотность $\rho_0$ ненамного меньше единицы. Так, в полевых экспериментах Вида поплавки—теннисные шарики с балластом при $\rho_0 = 0{,}6 \div 0{,}8$ — занижали среднюю скорость потока на 13—17 %. Пузырьки воздуха рассеиваются симметрично и дают те же пределы погрешностей измерения, что и вертушка-интегратор. Инерционность поплавков приводит

к увеличению случайной погрешности измерения: вопреки формуле (5.25) она оказывается тем больше, чем меньше скорость подъема поплавков. Иными словами, инерционность интегратора снижает эффект пространственного осреднения мгновенных ско-

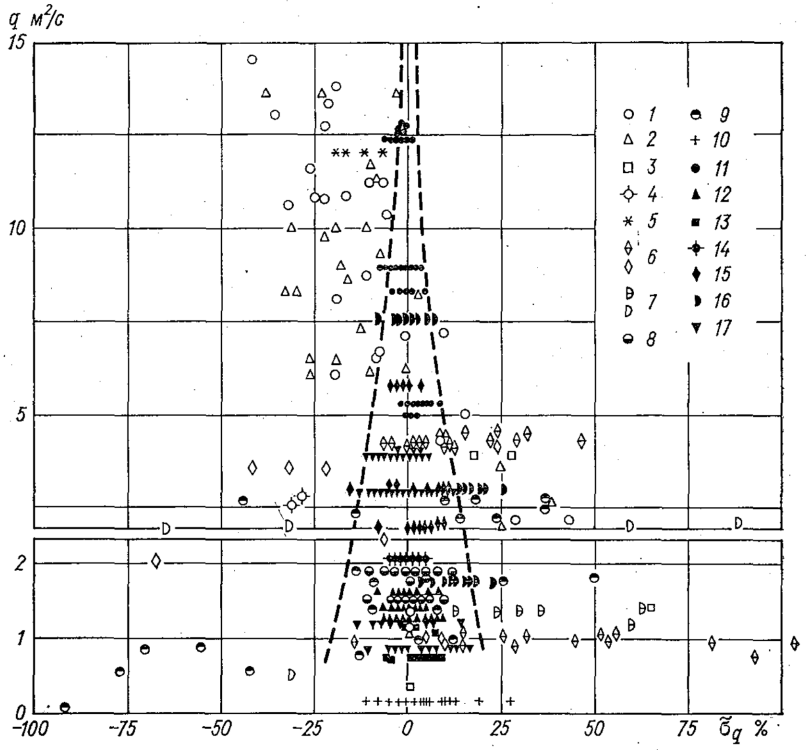



Рис. 5.6. Относительные отклонения результатов измерения интеграционными методами от удельных расходов, измеренных водосливами (в лотках) и вертушками (на реках) при стандартной выдержке прибора (100 с) в 3—5 точках вертикали.

Жидкостные интеграторы: *а* — измерения Русакова: *1* — Нева, *2* — Пинега, *3* — Кубань, *4* — Мзымта, *5* — Амур; *б* — измерения ГГИ: *6* — Свирь, *7* — Сож (значок с чертой посредине соответствует жидкостному интегратору с буйковой системой, без черты — гидробомбам двойного интегрирования); *8* — измерения Вида (пузырьки воздуха); *9* — измерения Дэйера; *10* — опыты Лиу и Морриса. Вертушка-интегратор ГР-101: *11* — Нева, *12* — Вилия, *13* — Уруп, *14* — Большая Лаба, *15* — Лаба, *16* — Дон, *17* — Сож.

ростей по глубине потока. Это происходит из-за того, что за время своего медленного всплытия поплавок проницает турбулентные образования достаточно крупных масштабов, задерживающих или ускоряющих его движение в более широких

пределах по сравнению с диапазоном статистического осреднения скоростей, согласно формуле (5.25).

Точность интеграции скоростей на вертикали вертушкой оценивается совокупной погрешностью

$$\tilde{\sigma}_{v_в} = \sqrt{(\delta v)_к^2 + \tilde{\sigma}_{v_N}^2 + \tilde{\sigma}_{гр}^2 + \tilde{\sigma}_{ин}^2}, \qquad (5.26)$$

которая в обычных условиях при оптимальной организации измерений составляет 3—5 %. Погрешность поплавочной интеграции в 1,5—2 раза больше вертушечной.

Еще недавно считалось, что интеграция скоростей по вертикали не ускоряет измерения расходов [36], так как все равно наблюдения остаются многопозиционными, а при работе с плавучих средств не исключаются продолжительные операции установки судов на якоря и снятия с них. В действительности это не совсем так. Многократные сравнительные измерения, проведенные отделом гидрометрии ГГИ, позволили установить сокращение затрат времени по сравнению с двухточечным способом в зависимости от характера оборудования гидростворов:

| | |
|---|---|
| гидрометрическая люлька (р. Уруп — х. Стеблицкий) | — 30 %; |
| ГР-70 (р. Вилия — п. Буйвиджай) | — 40 %; |
| ГР-64 (р. Лаба — х. Догужиев) | — 50 %; |
| лодочная переправа (р. Неман — г. Гродно) | — 30—40 %; |
| катер (р. Дон — п. Аксай) | — 15—20 %; |
| (р. Нева — д. Новосаратовка) | — 15—20 %. |

Интеграция скоростей по вертикали особенно эффективна при совмещении промерных и скоростных вертикалей (исключается необходимость в предварительной съемке поперечного сечения русла). Лишь при использовании судов такая операция практически нецелесообразна. В этом случае ускорение измерений достигается посредством интеграции поверхностных скоростей вертушкой и промеров глубин эхолотом с движущегося судна.

### 5.4. Измерение расходов воды с движущегося судна (интеграция поверхностных скоростей по ширине потока)

Первое применение вертушки для интеграции скоростей по ширине потока приписывают австрийскому механику Л. Г. Тревиранусу (1850 г.). Позже Прайс использовал этот способ на р. Миссисипи.

В нашей стране исторически одной из первых разновидностей интеграции поверхностных скоростей был способ косых галсов, предложенный В. Г. Глушковым в 1918 г. Развивая этот принцип, Г. В. Железняков [5] выдвинул гипотетический вариант своеобразной гидрометрической торпеды — интегратора скоростей, оснащенного эхолотом и автоматом поворота на обратный курс. Однако на практике методы интеграции скоростей по ширине потока получили иные технические решения. Б. А. Симбирский и Н. М. Аксаков в 30-х годах, а в послевоенные годы О. Н. Борсук [36] и В. В. Дементьев [91] много усилий посвятили

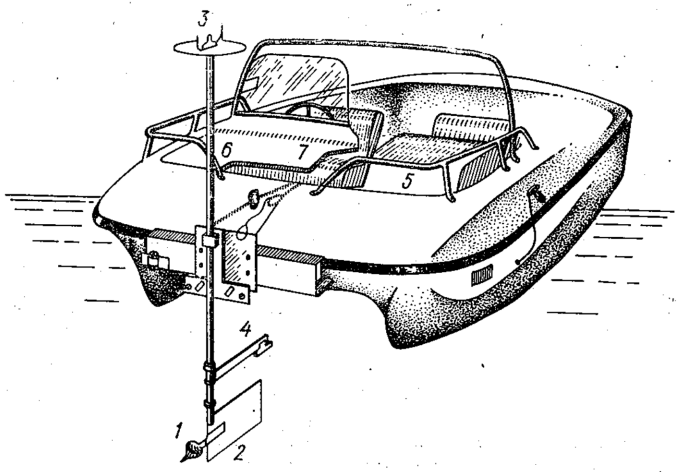



Рис. 5.7. Катер-катамаран и оборудование для измерения расходов воды посредством интеграции поверхностных скоростей [369].

разработке так называемого зигзагообразного метода интеграции скоростей вертушкой (он не получил распространения из-за технических трудностей одновременного перемещения прибора по ширине и глубине потока).

В США применяется метод, реализованный Г. Ф. Смутом [369]. Сконструирован специальный катер-катамаран, оснащенный вертушкой, эхолотом и регистрирующей аппаратурой (рис. 5.7). Вертушка *1* укреплена на гидрофлюгере *2* так, что она регистрирует результирующую скорость $v_р$, представляющую собой векторную сумму скорости течения в поверхностном слое потока $v_п$ и скорости движения судна $v_с$. Направление результирующей скорости фиксируется угломером *3*. Вибратор эхолота *4* укреплен на неподвижном кронштейне гидрофлюгера. В корпусе судна установлены записывающий блок эхолота *5*, регистраторы числа оборотов вертушки *6* и угла поворота *7*.

Те же конструктивные принципы использовались и при создании судовой установки ГГИ (Н. С. Зубков и Е. А. Быбин). Одна из ее отличительных особенностей состоит в том, что все измеряемые элементы расхода воды преобразуются в электрические сигналы: число оборотов вертушки — в импульсы тока, глубина и угол поворота — в аналоговое напряжение.

Модель расхода воды, определяемого посредством непрерывного измерения поверхностных скоростей и глубин по ширине потока, имеет вид

$$Q = 0{,}5 \int_0^T [K_в(t)\, h(t)\, v_р^2(t) \sin 2\alpha]\, dt, \qquad (5.27)$$

где $\alpha$ — угол, составленный направлением результирующей скорости и гидроствором; $\alpha$ не совпадает с курсовым углом судна.

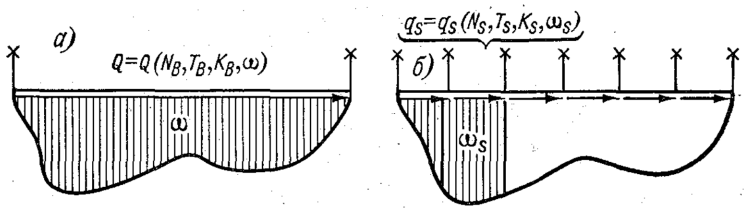



Рис. 5.8. Варианты интеграции поверхностных скоростей вертушками.

*а* — непрерывная регистрация скорости в поверхностном слое, *б* — дискретно-непрерывная регистрация скорости в отсеке поперечного сечения.

Модель (5.27) включает важнейший параметр — коэффициент перехода от поверхностных к средним скоростям на вертикалях $K_в$. Его значения зависят от профиля распределения осредненных скоростей по глубине и, значит, изменяются по ширине потока. Лишь в прямоугольном достаточно широком русле величина $K_в$ может считаться постоянной по ширине потока, в среднем равной 0,87. Но в каждом отдельно взятом сечении $K$ принимает конкретное значение, которое, согласно формуле (4.11), зависит от относительной ширины русла и сопротивлений движению потока. Выбором переходного коэффициента $K$ во многом определяется точность измерения расходов с движущегося судна.

При интеграции поверхностных скоростей по ширине потока могут быть применены два способа.

а) Непрерывная регистрация скорости в поверхностном слое вертушкой (рис. 5.8 *а*), позволяющая получить осредненную по ширине скорость $\bar{v}_B$ и фиктивный расход воды

$$Q_B^ф = \bar{v}_B \omega.$$

Для перехода к действительному расходу $Q$ в этом случае используется коэффициент $K_B$:

$$Q = K_B \bar{v}_B \omega. \tag{5.28}$$

б) Дискретно-непрерывная регистрация числа оборотов вертушки по отсекам поперечного сечения русла $\omega_s$ в течение периодов времени $T_s$ (рис. 5.8 *б*). В этом случае вычисление расхода может быть выполнено одним из двух вариантов. В более простом варианте определяется осредненная по сечению скорость

$$\bar{v}_{\text{п}_\omega} = \frac{\sum_1^N v_{\text{п}_s} \omega_s}{\omega}$$

и расход воды

$$Q = K_\omega \bar{v}_{\text{п}_\omega} \omega. \tag{5.29}$$

Здесь коэффициент перехода от осредненной по площади живого сечения поверхностной скорости к средней скорости потока $K_\omega = Q/Q_\omega^\Phi$ вычисляется по формуле (4.11).

В другом, более совершенном варианте, предложенном В. В. Гончаровым [76], расходы воды представляются суммой частичных расходов $q_s$ в отсеках с применением переходных коэффициентов $K_s$, дифференцированных для каждого отсека:

$$Q = \sum_1^N q_s = \sum_1^N K_s \bar{v}_{\text{п}_s} \omega_s, \tag{5.30}$$

где $\bar{v}_{\text{п}_s}$ — осредненная по ширине отсека поверхностная скорость.

Как видим, модели расходов, измеренных интеграционным способом, включают в качестве параметров переходные коэффициенты $K_B$, $K_\omega$ и $K_s$.

Коэффициент перехода $K_B$ мало изучен, но оказалось возможным установить его связь с коэффициентом $K_\omega$ на гидравлической основе [135]

$$K_B = \frac{2\varphi^2 + \varphi}{5\varphi - 2} K_\omega. \tag{5.31}$$

В зависимости от полноты формы сечения $\varphi$ для одного и того же русла величина $K_B/K_\omega$ изменяется вместе с изменением его наполнения. Для глубоко врезанных русел при мелководной пойме ($\varphi = 4{,}5 \div 5{,}0$) оно достигает 2,5. Во столько же раз будут отличаться и расходы воды, вычисленные по (5.28) и (5.29).

Коэффициент $K_s$, в отличие от $K_\omega$ и $K_B$, является локальной характеристикой поля скоростей. Его значения

определяются как среднее из коэффициентов перехода от поверхностной скорости к средней на смежных вертикалях:

$$K_s=0{,}5\left(K_{в_i}+K_{в_j}\right).$$

В свою очередь $K_{в_i}$ и $K_{в_j}$ зависят от распределения скоростей по вертикали. В первом приближении эти коэффициенты легко вычисляются по уравнениям полуэмпирической теории турбулентности. Но использовать последние для целей гидрометрии неправомерно, так как они соблюдаются лишь в среднем и совершенно не соответствуют часто наблюдаемым в натуре сложным эпюрам скоростей, например с заглубленным максимумом, при выравненном распределении скоростей в условиях высокой турбулизации потока и т. п. Чтобы учесть эти особенности кинематической структуры формула для $K_в$ должна включать характеристики турбулентного потока, непосредственно измеряемые на вертикали. Такая зависимость предложена нами совместно с В. В. Гончаровым [76]:

$$K_s=0{,}77+\frac{0{,}04}{\Theta_L^{2/3}},\quad \Theta_L\geqslant 0{,}02. \tag{5.32}$$

Величина $\Theta_L$ представляет собой комплексную характеристику турбулентных пульсаций скорости и геометрических масштабов потока:

$$\Theta_L=\frac{\sigma_{v_п}\tau_п}{h},$$

где $\tau_п$ — характерный период крупномасштабных пульсаций скорости течения в поверхностном слое.

Хотя точность связи (5.32) относительно невелика (20—25 %), компенсация случайных погрешностей определения $K_s$ по $N$ отсекам повышает общую точность измерения расхода в $\sqrt{N}$ раз. В этом заключается важнейшее преимущество рассматриваемой модели по сравнению с моделями (5.29) и (5.28), в которой погрешности определения $K_в$ и $K_\omega$ образуют систематическую погрешность измерения расхода. Точность результатов, достигаемых при использовании модели (5.32), может быть еще более повышена, если выполнить серию измерений.

Метрологическое преимущество интеграции скоростей по ширине потока состоит в том, что она устраняет структурную погрешность интерполяции средних скоростей на вертикалях $\sigma_w$, которая является основной для других методов «скорость—площадь». Формулы для погрешности интеграционных измерений вытекают из моделей расхода воды. В случае непрерывной

интеграции поверхностных скоростей по ширине потока, основываясь на формуле (5.29), найдем:

$$\tilde{\sigma}_Q = \sqrt{(\delta K_{B,\omega})^2 + \tilde{\sigma}^2_{\bar{v}_п} + \tilde{\sigma}^2_{\omega}}\,. \qquad (5.33)$$

Здесь $\delta K_{B,\omega}$ — относительная систематическая погрешность определения $K_B$ или $K_\omega$. Если $K_\omega$ определяется по формуле (4.11), то $\delta K_\omega$ составляет 8—12 %. В отдельно взятых створах значения $K_\omega$ находятся в достаточно тесной зависимости от уровня воды, которая может быть установлена по результатам специальных наблюдений. В этом случае $K_\omega$ вычисляется с точностью 3—5 %. Погрешность определения $K_B$ по формуле (5.31) при фиксированном $K_\omega$ составляет 4—6 %.

При варианте дискретно-непрерывной интеграции (с отсчетом числа оборотов вертушки и определением осредненной поверхностной скорости через равные и достаточно малые расстояния по ширине потока) в формуле (5.33) опускается первый член подкоренного выражения, так как систематическая погрешность $\delta K_{B,\omega}$ уже не имеет места. Поскольку элементы расхода $K_s$, $\omega_s$ и $\bar{v}_s$ определяются отдельно в каждом из $N$ отсеков, то

$$\tilde{\sigma}_Q = \sqrt{\frac{\beta}{N}\left(\tilde{\sigma}^2_{K_s} + \tilde{\sigma}^2_{\bar{v}_s} + \tilde{\sigma}^2_{\omega_s}\right)}\,. \qquad (5.34)$$

Значения $\tilde{\sigma}_{\bar{v}}$ и $\tilde{\sigma}_{\bar{v}_s}$ вычисляются по формулам (4.43)—(4.45) соответственно периодам осреднения: $T = B/v_c$ и $T = B_s/v_c$.

При наличии квазипериодических крупномасштабных пульсаций скорости с периодом $T_п$ и не слишком продолжительном времени осреднения $T$ не исключена возможность появления больших погрешностей измерения, особенно если в $T$ содержится нечетное число периодов $T_п$. Крупномасштабные колебания скорости с периодами $T_п \gg T$ создают погрешность, которая, согласно введенной недавно терминологии [391], называется погрешностью неопределенности. Последняя должна быть отнесена уже не к измерениям, а к методике учета стока как один из факторов, создающих неоднозначность кривых расходов.

Как и в других случаях вертушечных измерений, при интеграции скоростей по ширине потока проявляется влияние косоструйности, которая служит источником систематических погрешностей. Чтобы исключить их, рекомендуется производить интеграцию четное число раз и принимать среднее из полученных значений скорости в качестве результата измерений.

Опытная дискретно-непрерывная интеграция поверхностных скоростей потока проведена экспедицией ГГИ на р. Амударье под руководством Н. С. Зубкова и В. В. Гончарова (1971 г.).

Расхождение результатов интеграционного и многоточечного измерений расхода Амударьи оказалось равным 5,5 %. Следует особо подчеркнуть, что эффективность интеграционных измерений во многом снижается из-за неприспособленности к ним гидрометрического оборудования. Создание комплекта технических средств для интеграции скоростей по ширине потока — актуальная задача гидрологического приборостроения.

### 5.5. Измерение расхода воды ультразвуковыми установками

Использование ультразвука позволяет измерить мгновенный расход воды, т. е. получить значение, в наибольшей мере отвечающее физическому смыслу измеряемой величины. Ультразвуковое зондирование скоростей течения может производиться в различных направлениях в плане и поперечном сечении потока. В результате эксплуатации опытных ультразвуковых установок в Советском Союзе и за рубежом выявлены некоторые условия, способствующие повышению точности измерения (они обсуждались на заседании технического комитета ИСО в июне 1978 г. в г. Ленинграде).

Угол между направлением ультразвукового луча и динамической осью потока должен составлять 30—60°. Для оборудования ультразвуковой установки необходимо выбирать прямолинейный участок с устойчивым и свободным от растительности руслом. В потоке не должны содержаться пузырьки воздуха, рассеивающие ультразвук. Отсюда следует, что установка должна быть достаточно удалена от зон сопряжения бьефов и бурного течения, где происходит аэрация потока. Непригодны также участки со значительной термической стратификацией течения. При значительных градиентах температуры воды может происходить преломление и рассеивание акустических сигналов.

Распространению ультразвука препятствуют взвешенные в потоке частицы. Акустические импульсы затухают пропорционально увеличению их концентрации. Считают, что в нормальных условиях измерения мутность не должна превышать 100—150 г/м$^3$.

Большое значение имеет глубина потока. Она должна быть достаточной, чтобы обеспечить распространение ультразвукового луча без помех, которые зависят от его направленности. В конечном счете минимально необходимую глубину определяют частота импульсов и длина луча $L$. Например, при $f = 100$ кГц и $L = 100$ м глубина должна составлять 1,5 м, а при $f = 500$ кГц и $L = 50$ м требуемая глубина падает до 0,5 м. При оборудовании ультразвуковых установок необходимо специально проверять соответствие принятой частоты сигналов полному диапазону геометрических характеристик потока.

Датчики-приемники ультразвуковых сигналов устанавливаются на свайных опорах или непосредственно на береговых откосах (рис. 5.9). Опорные конструкции должны допускать возможность перемещения датчиков при колебаниях уровня без нарушения их взаимной ориентировки.

Наиболее эффективной моделью ультразвукового измерения расхода была бы модель, основанная на послойном осреднении скоростей:

$$Q = \sum_{1}^{N} \alpha_i \bar{v}_i \omega_i \sin\gamma,$$

где $\alpha_i$—коэффициент, учитывающий полноту зондирования и особенности скоростной структуры во фрагменте, к которому относится осредненная скорость $\bar{v}_i$; $\omega_i$ — площадь фрагмента по направлению ультразвукового луча.

Из-за технических трудностей послойное измерение скоростей течения ультразвуком не получило распространения. В большинстве действующих установок зондирование потока производится на одном уровне. В этом случае для определенности должен всегда зондироваться поверхностный слой и математическая модель расхода воды приобретает вид:

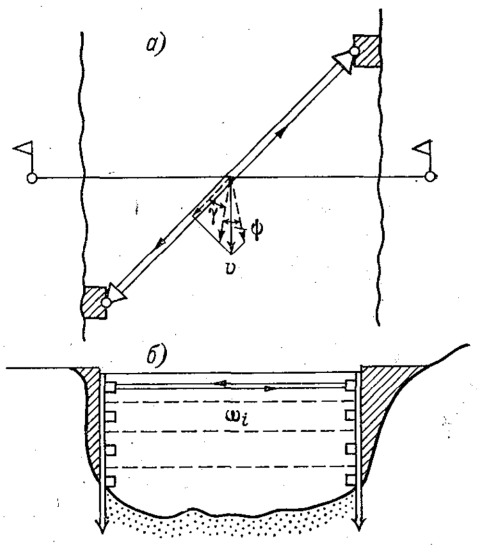



Рис. 5.9. Схема гидроствора при измерении расходов ультразвуковой установкой.

*а* — участок гидроствора, *б* — поперечное сечение русла и уровни зондирования скоростей течения.

$$Q = K_B \bar{v}_B \omega_л \sin\gamma, \qquad (5.35)$$

где $\omega_л$ — площадь живого сечения в плоскости ультразвукового зондирования.

Иногда вместо величины $\omega_л \sin\gamma$ в формулу для расхода воды вводят площадь поперечного сечения по нормали к направлению течения. Это потребовало бы определения средней для участка площади живого сечения $\omega$ вместо $\omega_л$, что при непризматическом русле сопряжено с дополнительной погрешностью и требует промеров русла по нескольким поперечникам.

При учете $K_B$ по (5.31) модель расхода воды, измеряемого с помощью ультразвука, имеет вид

$$Q=\frac{(2\varphi^2+\varphi)K_\omega L\omega_л}{2(5\varphi-2)}\left(\frac{1}{T_1}-\frac{1}{T_2}\right)\operatorname{tg}\gamma. \qquad (5.36)$$

Точность ультразвукового измерения расхода воды оценивается по формуле (5.33). При этом частная погрешность осреднения скорости течения $\tilde{\sigma}_{\bar{v}}$ задается выражениями (4.43)—(4.45). Входящая в них продолжительность осреднения $T$ принимается как среднее время прохождения ультразвукового импульса в прямом ($T_1$) и обратном ($T_2$) направлениях по длине $L$:

$$T_{ср}=0{,}5\,(T_1+T_2).$$

На средних реках и каналах $T_{ср}$ будет выражаться в сотых долях секунды. Для повышения достоверности результатов целесообразно переходить к многократному повторению измерений, так называемой автоциркуляции ультразвуковых импульсов [287], или к использованию серии одновременно посылаемых импульсов; последний вариант реализован (ГГИ).

Косоструйность потока создает систематические погрешности ультразвуковой интеграции скоростей. Но в отличие от вертушечных измерений эти погрешности получают разные знаки и скорость течения оказывается завышенной, если фактическое направление струй отклоняется на угол $\psi$ внутрь острого угла $\gamma$, и заниженной — в обратном случае (рис. 5.9). Для компенсации этих погрешностей международный стандарт ИСО 748-73 рекомендует вводить поправочные коэффициенты $\alpha<1$ в первом случае и $\alpha>1$ — во втором. Значение этих коэффициентов определяется из простых тригонометрических соотношений и составляет $\alpha=1\pm(0{,}04\div0{,}08)$ для $\psi$ до 4° при $\gamma=30\div50°$.

Комплекс организованных нами сравнительных измерений расходов воды р. Луги (1976 г.) показал, что ультразвуковой метод измерения поверхностных скоростей дает ту же точность, что и непрерывная интеграция вертушкой. Даже при определении коэффициентов перехода $K_B$ на основе параллельных вертушечных измерений погрешность полученных величин расхода воды в среднем оказалась 4,7 %, а рассеяние точек на кривой расходов в этом створе по вертушечным измерениям составляет 3 %. Иными словами, в условиях р. Луги ультразвуковые измерения расходов теряют практическую целесообразность. Ультразвук следует применять там, где он незаменим и где вертушечные измерения не удается выполнить. Ультразвуковые установки должны использоваться при резко выраженной нестационарности потока в каналах и бьефах гидроузлов, на участках

переменного подпора и приливных устьях рек при наличии обратных течений. Зондирование скоростей необходимо осуществлять с достаточной дискретностью по глубине потока, чтобы обеспечить определение расхода воды как суммы частных расходов по фрагментам живого сечения потока.

### 5.6. Ускоренные измерения расхода воды с использованием его репрезентативных элементов

В гидрометрии всегда уделялось внимание ускоренному измерению расхода воды без существенного снижения его точности. Такие измерения особенно важны для контроля водопользования на реках и каналах с напряженным водным балансом. При радикальном решении задачи не обойтись без применения расходомерных сооружений и сложных средств измерений, основанных, например, на электромагнитной индукции и ультразвуке. Но отсюда вовсе не следует, что нельзя ускорить измерения без капитального оборудования гидростворов — методами «скорость—площадь».

Возможное решение задачи подсказывает уже самое простое выражение расхода воды: $Q = v\omega$. При устойчивом русле, когда площадь живого сечения $\omega$ становится однозначной функцией легко измеряемого уровня, измерение сводится к определению средней скорости $v$. Для ускоренного измерения расхода, не прибегая к трудоемким наблюдениям за скоростями течения по площади живого сечения, стремятся получить значение $v$ косвенно, на основе его связи со скоростью в какой-либо одной точке, достаточно репрезентативной, чтобы отражать изменения водности потока. Наиболее широко использовалась зависимость $v$ от максимальной поверхностной скорости потока (А. Гарляхер — на Эльбе, В. Н. Валман — на Волхове и др.). В наши дни предложена связь, в которой в качестве $v_{макс}$ принимается скорость в точке $0{,}2h$ стрежневой вертикали [372]:

$$v = a_0 + a_1 v_{0,2h}. \qquad (5.37)$$

С. Колупайла [14] сопоставил соотношения $v/v_{макс}$ для различных рек. Диапазон изменения этой величины оказался широким — от 0,60 до 0,82, что соответствует относительным отклонениям от среднего $\pm 15\,\%$. Точка максимальной скорости далеко не всегда занимает свое теоретическое положение — на поверхности вертикали с максимальной глубиной. Эта неопределенность, наряду с рассеянием $v/v_{макс}$ не дает основания рассматривать $v_{макс}$ как априорно репрезентативный элемент для определения средней скорости потока. Поэтому был закономерен поиск других репрезентативных элементов. В 20-х годах

Л. К. Коревицкий [14] предложил для определения расхода воды использовать его связь с некоторым «парциальным» (частичным) расходом $q$. По результатам массовых наблюдений на реках Сырдарье, Нарыне и Чирчике связь $Q(q)$ оказалась линейной:

$$Q=a_0+a_1q. \tag{5.38}$$

Наиболее тесной зависимость (5.38) получается в том случае, если $q$ располагается в стрежневой зоне потока.

При неустойчивом русле зона максимальных скоростей течения изменяет свое положение и теснота зависимости $Q(q)$ уменьшается. В связи с этим заслуживает внимания формула Е. П. Буравлева [40]:

$$v=0{,}5\,(v_{0,2B}+v_{0,8B})\,K, \tag{5.39}$$

где $v_{0,2B}$ и $v_{0,8B}$ — соответственно средние скорости на вертикалях, расположенных на границе прибрежных и стрежневой зон потока в точках $0{,}2B$ и $0{,}8B$; $K$ — коэффициент, близкий к единице.

Недостаток зависимости (5.39) В. В. Гончаров [77] видит в принятии одинаковых весовых коэффициентов при аргументах $v_{0,2B}$ и $v_{0,8B}$. Это было бы справедливо для прямолинейного участка с корытообразным руслом. В общем же случае Гончаров предложил не фиксировать заранее весовые коэффициенты $a_1$, $a_2$ и определять их методом наименьших квадратов применительно к линейному уравнению регрессии:

$$v=a_0+a_1v_{0,2B}+a_2v_{0,8B}. \tag{5.40}$$

Интересный опыт проведения ускоренных измерений расходов воды накоплен в Куйбышевском филиале Гидропроекта, изучавшем режим неустановившегося движения потока ниже Волжской ГЭС им. В. И. Ленина. По данным А. Г. Корнилова, наиболее тесной оказывается связь средних скоростей всего потока и на одной из вертикалей в стрежневой зоне. Наихудшую связь давали вертикали, расположенные ниже устья широкой, но мелководной протоки. Скорость распространения волн попуска по ней была значительно меньше, чем в основном русле.

Чем меньше глубины, тем слабее корреляции изменений скоростей течения в различных частях потока. На рис. 5.10 изображены графики изменения частичных расходов р. Варзоба по данным В. В. Дементьева [90], которые получены им с помощью 12 одновременно работающих вертушек при средней глубине потока около 1 м. Как видим, расходы воды в стрежневой и прибрежных зонах колебались не вполне синхронно — с коэффициентом корреляции менее 0,5. Часто увеличению расхода в одной зоне отвечало уменьшение в другой. Этот эффект напоминает

квазипериодическое «перетекание» воды по ширине потока (некоторые гидравлики в прошлом такое перетекание рассматривали как основную причину турбулентных пульсаций скоростей).

В связи с изменчивостью кинематической структуры потока возникает вопрос о наилучшем выборе репрезентативных элементов расхода воды. Как и во многих других случаях, задача этого выбора может быть решена на основе регрессионного анализа результатов наблюдений. Пример такого подхода дал В. В. Гончаров [77]. Регрессионный анализ был выполнен для трех характерных рек: малой — Сясь у д. Яхново, средней — Великая у д. Гуйтово и большой — Амур у г. Комсомольска. Ре-

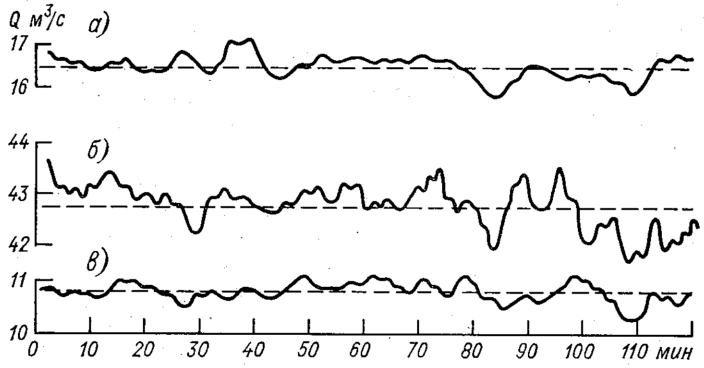



Рис. 5.10. Пульсация расхода воды р. Варзоб у кишл. Даганата, 1960 г.
Зоны: *а* — левобережная, *б* — стрежневая, *в* — правобережная.

зультаты представлены на рис. 5.11. Наиболее точной является зависимость (5.40): среднее квадратическое отклонение измеренных расходов от вычисленных по трем рекам $\sigma_р$ составляет 4,8—6,8 %. Лишь немного хуже (5.39) — она дает $\sigma_р = 4{,}8 \div 7{,}3$ %. Погрешности двух других связей существенно выше.

Из графиков, приведенных на рис. 5.11, непосредственно следует, что использование репрезентативных элементов приводит к достаточно надежным результатам лишь при относительно больших расходах

$$\frac{Q}{Q_{макс}} > 0{,}5.$$

Этим критериальным соотношением можно руководствоваться при оптимизации измерений.

Для получения надежных связей расхода воды с его репрезентативными элементами необходимо располагать достаточными

рядами наблюдений с полным охватом фаз гидрологического режима. Такая возможность существует не всегда. Она вовсе отсутствует, когда ускоренные измерения проводятся в бьефах вводимых в действие сооружений на реках и каналах. В этих условиях особую ценность для ускорения измерений представят интерполяционно-гидравлические модели расхода воды при сокращенном количестве скоростных вертикалей (до 3—5).

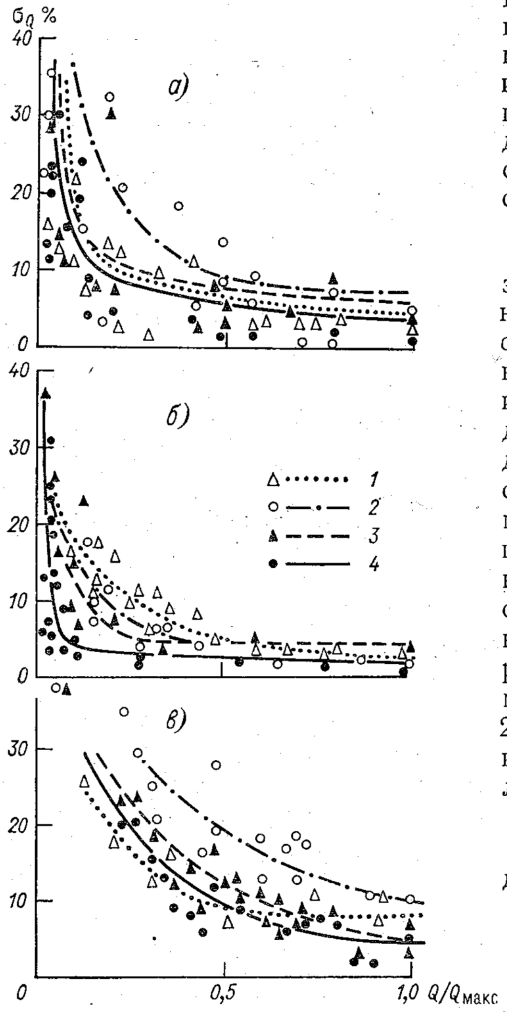



Рис. 5.11. Связь средней квадратической погрешности $\sigma_Q$ с относительными расходами воды.

*а* — р. Сясь — д. Яхново, *б* — р. Великая — д. Гуйтово, *в* — р. Амур — г. Комсомольск-на-Амуре. *1* — по Л. К. Коревицкому, *2* — по П. Стреляеву и В. Билозору [372], *3* — по Е. П. Буравлеву, *4* — по В. В. Гончарову.

Использование репрезентативных элементов $X_i$ не означает, что можно вообще отказаться от предварительных детальных измерений расходов в каждом конкретном створе для получения уравнения связи $Q(X_1, \ldots, X_n)$. Применение зависимостей общего вида, безотносительно к условиям изменчивости гидравлических условий в створах по фазам режима, как это, например, предлагается в [253, 277], сводится по существу к замене измерений гидрологическими расчетами.

## 5.7. Турбулентная диффузия и определение расхода воды методом смешения

Методы «скорость—площадь» связаны с большим объемом дискретных измерений элементов расхода воды. Естественно стремление избежать этих трудоемких операций, ко-

торые к тому же не всегда просто выполнить, например, на горных реках с валунно-каменистым руслом. Задача, следовательно, сводится к тому, чтобы вместо поэлементных измерений осуществлять наблюдения глобально, охватывая ими все «тело расхода». Такова, в сущности, целевая установка метода электромагнитной индукции, о котором говорилось выше. Но пока он реализован лишь в уникальных устройствах.

Существует, однако, более доступная возможность глобальных измерений расхода воды по степени разбавления в потоке введенного в него вещества-индикатора (метод смешения).

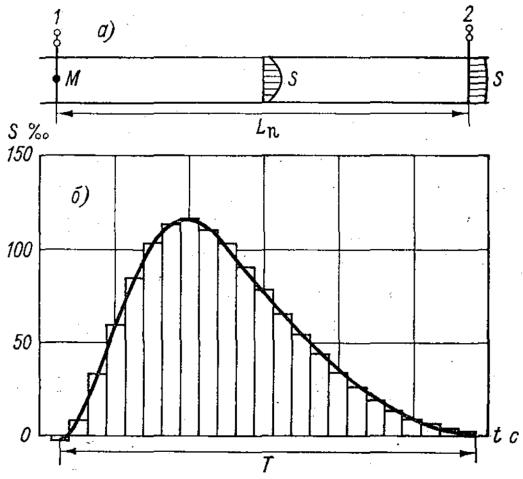



Рис. 5.12. Измерительная схема метода смешения.
*а* — схема участка, *б* — график ионного паводка.

Он был предложен более 100 лет назад Т. Шлезингом (Франция). Русские инженеры Н. М. Бернадский и А. О. Юрков в 1912 г. впервые применили этот метод для измерения больших расходов воды (до 60 м³/с) с использованием электроизмерительной аппаратуры. Свое дальнейшее развитие метод смешения получил в исследованиях, выполненных ГГИ (В. М. Маккавеев, О. К. Блумберг, А. В. Караушев и др.). В послевоенное время Г. М. Риммаром и Н. В. Пикушем были разработаны методические принципы и аппаратура, предназначенные для гидрологической сети (в качестве вещества-индикатора использовалась поваренная соль).

Активная разработка различных методов смешения ведется за рубежом [327, 337, 347, 348, 370], особенно во Франции

(Г. Андре). Большое внимание уделяется подбору индикаторов. Практически наиболее освоены бихромат и радомин. При современных методах калориметрии становится возможным использовать всего 10—20 кг бихромата для измерения расхода 1000 м³/с. Радомин удобен тем, что его концентрация может определяться непосредственно в поле с помощью переносных флуориметров.

Методы смешения различаются по тому, как производится выпуск индикатора в поток — длительно или мгновенно.

При длительном выпуске постоянного расхода раствора $q_s$ с концентрацией вещества $S_1$ в потоке создается установившийся режим перемешивания (рис. 5.12 *а*). Ближайший к месту выпуска раствора створ, где достигается достаточное равномерное распределение концентрации по сечению, называется створом полного перемешивания. Если отобрать в этом створе пробу воды и каким-либо способом определить концентрацию содержащегося в ней индикатора $S_2$, то расход воды устанавливается на основе баланса веществ в пусковом и измерительном створах

$$Q = q_s \frac{S_1 - S_2}{S_2 - S_0}, \tag{5.41}$$

где $S_0$ — естественная концентрация вещества в потоке (минерализация воды).

При мгновенном выплеске установившийся режим перемешивания не создается. Внесенное в поток облако индикатора движется вниз по течению, увеличивая свой размер. В створе полного перемешивания достигается приблизительное выравнивание концентрации индикатора по сечению, но она не остается постоянной во времени (рис. 5.12 *б*). Уравнение баланса веществ при этом становится более сложным и расход воды вычисляется по формуле

$$Q = \frac{W(S_1 - S_0)}{\int_0^T [S_2(t) - S_0]\, dt}, \tag{5.42}$$

где $W$ — объем вводимого раствора с концентрацией $S_1$, $T$ — время прохождения облака раствора через створ полного перемешивания.

Процессы разбавления примеси могут быть описаны на основе уравнения турбулентной диффузии. В данном случае достаточно ограничиться плановой задачей, так как глубина потока обычно существенно меньше ширины и длины участка наблюдений. Распространение примеси по вертикали можно считать почти мгновенным, а диффузию — совершающейся в направлении двух координат — продольной $x$ и поперечной $y$ [187].

Разбавление примеси зависит от начального распределения концентрации $S_0(x, y)$. В случае мгновенного выплеска, начальное распределение концентрации выражается дельта-функцией Дирака $\delta_{x_0y_0}(x, y)$. Ее интеграл по любому контуру, содержащему точку $(x_0, y_0)$, равен единице. Дельта-функция с достаточным приближением отражает действие мгновенного точечного источника примеси. Если этот источник помещен в центре очень малой площадки $(x_0, x_0+\alpha; y, y_0+\beta)$, то концентрация внутри этой площадки окажется равной $M/\alpha\beta$, а вне ее — нулю ($M$ — масса вещества, поступившего в поток из источника).

С учетом свойств функции начального распределения $S_0(x, y)$ решение полуэмпирического уравнения турбулентной диффузии записывается следующим образом:

$$S(x, y, t) = \frac{M}{4\pi t\sqrt{K_{xx}K_{yy}}}\exp\left\{-\frac{(x_0-x-vt)^2}{4K_{xx}t}-\frac{(y_0-y)^2}{4K_{yy}t}\right\}. \tag{5.43}$$

По современным представлениям коэффициенты диффузии $K_{xx}$, $K_{yy}$ не являются скалярами и зависят от направления турбулентного обмена [187]. Они одинаковы только в среде изотропной турбулентности. В реальных же условиях турбулентная диффузия усиливается дополнительным обменом, который создается кинематической неоднородностью потока, влиянием морфологии русла и поперечных течений. Все эти факторы дополнительной турбулизации потока наиболее просто учесть поправочными множителями к коэффициентам турбулентной диффузии [339]:

$$\alpha=\alpha_н\alpha_м\alpha_п,$$

где $\alpha_н>1$, $\alpha_м>1$ и $\alpha_п>1$ соответственно отражают эффект кинематической неоднородности потока, влияние морфологии русла и поперечных течений.

Эффект, обусловленный отличием местных скоростей в точках от средней скорости в живом сечении, известен как продольная дисперсия [88]. Ее влияние приводит к резкому различию коэффициентов турбулентной диффузии в поперечном и продольном направлениях. Так, в экспериментах Элдера [343] было получено:

$$K_{xx}=6{,}3v_*h;\quad K_{yy}=0{,}23v_*h, \tag{5.44}$$

где $v_*$ — динамическая скорость.

В общем случае для коэффициентов турбулентной диффузии могут быть приняты зависимости

$$K_{xx}=\alpha_{xx}v_*h;\quad K_{yy}=\alpha_{yy}v_*h, \tag{5.45}$$

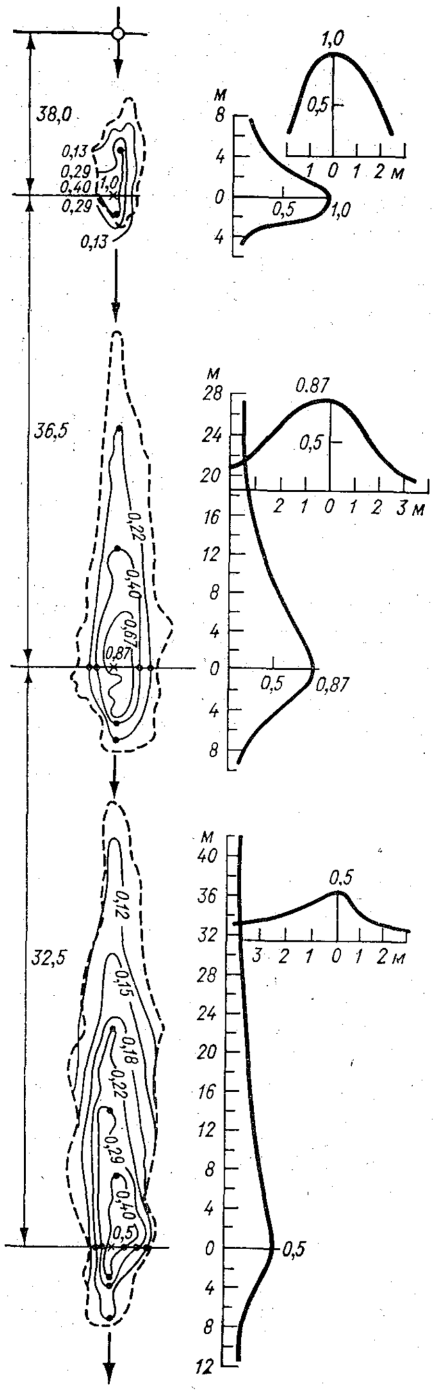



Рис. 5.13. Последовательное положение облаков раствора уранина на пойме р. Сожа.
Аэрофотосъемка 1971 г. обработана В. В. Алексеевым [ГГИ].

в которых $\alpha_x$ и $\alpha_y$ должны определяться с учетом факторов дополнительной турбулизации потока.

Приведем некоторые результаты организованных нами наблюдений за диффузией красителя на участке р. Сожа у г. Славгорода в период половодья 1971 г. На рис. 5.13 изображены последовательные положения пятен уранина, сфотографированные с самолета. Кометообразная форма уранинового пятна указывает на анизотропность турбулентной диффузии. Она различна не только в продольном и поперечном направлениях, но также во фронтальной и тыловой зонах пятна. Изолинии относительной концентрации $\tilde{S}$ позволяют определить коэффициенты турбулентной диффузии по любым направлениям в плане. Такие расчеты были выполнены В. В. Алексеевым (отдел гидрометрии ГГИ) с использованием уравнения (5.43). Порядок полученных коэффициентов поперечной диффузии оказался близким к экспериментальным данным Элдера. Что же касается продольной диффузии, то оценки Элдера отвечают средним значениям $K_{xx}$ в тыловой зоне облака.

При измерении расходов воды методом смешения важно знать расстояние от места выпуска индикатора до створа

его полного перемешивания $L_п$. Существует большое количество формул для определения $L_п$ [339]. Асимптотический характер уравнения диффузии создает неопределенность в положении створа полного перемешивания; теоретически он находится на бесконечно большом расстоянии от руслового створа: $L_п = vt_п \to \infty$ (здесь $t_п$ — время от момента мгновенного выпуска индикатора). Чтобы устранить эту неопределенность, необходимо количественно выразить степень различия концентрации $\widetilde{S}_{макс}$ в центре зоны ее максимума с координатами $(vt_п, 0)$ и на периферии — боковой границе потока $\widetilde{S}_{гр}$ в точке $(vt_п, B/2)$. В подобных случаях вводится так называемая функция ошибок [88], которая в рассматриваемой схеме записывается следующим образом:

$$\operatorname{erf}\left(\widetilde{S}_{гр}/\widetilde{S}_{макс}\right) = 1 - \widetilde{S}_{гр}/\widetilde{S}_{макс} = \alpha_{\widetilde{S}}, \tag{5.46}$$

где $\alpha_{\widetilde{S}} \ll 1$ — выражает степень различия концентраций в створе полного перемешивания. В вероятностном смысле функция ошибок означает не что иное, как уровень значимости для разности $\widetilde{S}_{макс} - \widetilde{S}_{гр}$.

Из уравнения (5.43) с учетом $\alpha_{\widetilde{S}}$ следует

$$\frac{\widetilde{S}_{гр}}{\widetilde{S}_{макс}} = \exp\left\{-\frac{B^2}{16K_{yy}t}\right\} = 1 - \alpha_{\widetilde{S}},$$

или после логарифмирования

$$t_п = -\frac{B^2}{16K_{yy}\ln\left(1-\alpha_{\widetilde{S}}\right)}. \tag{5.47}$$

Используя равенство $L_п = t_п C\sqrt{hI}$ и гидравлическую зависимость для коэффициента турбулентной диффузии (5.44), находим расстояние до створа полного перемешивания:

$$L_п = \frac{B^2 C}{16\alpha_{yy}h\sqrt{g}\ln\left(1-\alpha_{\widetilde{S}}\right)}. \tag{5.48}$$

Структура выведенной формулы близка к зависимости Г. М. Риммара в интерпретации Бэрсби [339]. Полученная нами формула отличается, во-первых, тем, что в ней предполагается задание степени (вероятности) перемешивания индикатора, а, во-вторых — в нее входит дополнительный параметр $\alpha_{yy}$, который отражает влияние гидравлического режима и морфологии русла на процессы турбулентной диффузии.

Наблюдения показывают, что перемешиванию индикаторов чрезвычайно способствуют поперечные течения, возникающие на

изгибах потока, а также под действием косорасположенных гряд и элементов донной шероховатости. Перемешивание усиливается в сужениях русла и порожистых участках [270]. Наряду с этим существуют факторы, сдерживающие процессы перемешивания: застойные зоны у берегов и дна плесовых лощин[1], расчлененность потока на рукава и обособленные струи. При этом в потоке могут возникнуть зоны пониженного турбулентного обмена — так называемые «запирающие слои» [34]. Они отражают содержащие примесь струи и сдерживают общее перемешивание водных масс. Учесть результирующий эффект всех факторов очень трудно. Поэтому некоторые исследователи считают возможным расстояние до створа полного перемешивания просто принимать кратным ширине потока в зависимости от условий его протекания. Так, для горных рек Новой Зеландии получено соотношение [339]:

$$L_{п}=25B, \tag{5.49}$$

что значительно меньше, чем по расчетным формулам Риммара—Бэрсби, Фишера и др. Зависимость (5.49) считают справедливой как для центральной, так и для боковой инъекции раствора, хотя по некоторым теоретическим данным даже при учете анизотропных коэффициентов диффузии при вводе индикатора с берега расстояние до створа полного перемешивания увеличивается в 3—4 раза [98].

Аппроксимация (5.49) может рассматриваться как частный случай общей зависимости (5.48). Как показывает анализ с привлечением гидравлико-морфометрических зависимостей горных рек [22, 152] и соответствующих им значений $\alpha_{yy}$, аппроксимация (5.49) отвечает 80 %-ной степени перемешивания ($\alpha_S = 0{,}20$). При тех же гидравлических условиях, но степени перемешивания 99 % расстояние $L_{п}$ достигает $500B$. При всей подкупающей простоте выражения (5.49) его нельзя считать приемлемым даже для ограниченного класса горных рек, так как в нем совершенно не представлены гидравлические факторы.

Наиболее практичным для применения на гидрологической сети признан метод смешения с мгновенным выпуском индикатора. При этом по сравнению с вариантом длительного выпуска потребность в поваренной соли снижается в 10 раз — до 1 кг на 1 м$^3$/с расхода, а сама процедура «выплеска» раствора элементарно проста, особенно если индикатор вводится в виде сухого мелкокристаллического порошка. По форме графика $S_2(t)$, напоминающего волну паводка на реках, вариант мгновенного выпуска индикатора получил название способа ионного

[1] В связи с этим в уравнение турбулентной диффузии вводится дополнительный член, учитывающий задержку примеси в «мертвых зонах» [370].

паводка. В результате многолетних конструкторских разработок в Советском Союзе были созданы два комплекта измерительной аппаратуры, предназначенной для внедрения на гидрологической сети.

Первый такой комплект разработан Г. М. Риммаром в 1952 г. [231]. Модернизированный вариант аппаратуры в 1972 г. рекомендован к применению как установка ГР-67. Она обеспечивает измерение расходов воды при удельной норме поваренной соли 0,5—1 кг на 1 м³/с и предназначена для использования на малых горных реках при обязательном соблюдении требований полного перемешивания.

В середине 50-х годов Н. В. Пикуш [210] предложил электролитический измеритель расхода воды (аппаратура ГР-54). Этот вариант специально разрабатывался так, чтобы не требовалось полное перемешивание индикатора. Применение цепочных электродов сделало возможным измерение средней по ширине потока концентрации в любом створе, расположенном ниже места выпуска раствора. Была выпущена опытная серия аппаратуры ГР-54, однако ее применение в широких масштабах не состоялось из-за ненадежности показаний цепочных электродов и сложной предварительной настройки всей установки. В последнее время В. А. Коробковым (Узбекское УГКС) сконструирован комплект аппаратуры «Поток», который позволяет измерять расходы воды при потребности в поваренной соли всего 1 кг на 10 м³/с.

Зависимость для оценки точности метода смешения при мгновенном выпуске индикатора непосредственно вытекает из аналитической основы (5.42). Имея в виду, что $S_1 \gg S_2$, а $S_2 \gg S_0$, получим:

$$\tilde{\sigma}_Q = \left[\tilde{\sigma}_W^2 + \tilde{\sigma}_{S_1}^2 + \tilde{\sigma}_{S_2}^2\right]^{1/2}. \qquad (5.50)$$

Пусковой объем жидкости $W$ и концентрация в нем индикатора $S_1$ определяется лабораторными методами. Поэтому погрешности $\tilde{\sigma}_W$ и $\tilde{\sigma}_{S_1}$ исчезающе малы по сравнению с погрешностью $\tilde{\sigma}_{S_2}$, определяемой в измерительном створе концентрации $S_2$, отсюда $\tilde{\sigma}_Q \approx \tilde{\sigma}_{S_2}$.

Точность метода смешения обычно устанавливают сравнением с результатами вертушечных измерений расхода. Значения $\tilde{\sigma}_Q$ при этом колеблются в пределах 5—20 % [210]. Такая оценка не выявляет источников погрешностей. В дальнейшем было бы целесообразно сосредоточить внимание на изучении

основных составляющих общей погрешности определения расхода воды методом смешения. К ним относятся:

— инструментальная погрешность определения концентрации малых примесей;

— погрешность небаланса, возникающая при потерях растворенного вещества по пути от пускового до измерительного створа;

— структурная погрешность дискретизации поля скоростей течения и концентрации индикатора в измерительном створе.

Обе последние погрешности, систематические по своей природе, приводят к преувеличению расхода воды. По наблюдениям В. И. Сокольникова [270] на одной из горных рек в 300 м от места попуска потери растворенной соли достигали 15 % первоначального количества. Что касается структурной погрешности, то она может быть оценена с использованием корреляционно-статистических характеристик поля $S(y, t)$ и $U(y, t)$ в измерительном створе. На этой основе предложено следующее выражение поправки [348]:

$$\Delta Q = r_{SU}\sigma_S\sigma_U\omega,$$

которая вводится к расходу воды, определяемому через осредненную по сечению концентрацию индикатора:

$$Q = \frac{WS_1}{\int_0^T \bar{S}\,dt} - r_{SU}\sigma_S\sigma_U\omega.$$

Здесь $\sigma_S$ и $\sigma_U$ — соответственно средние квадратические отклонения концентраций и скоростей потока от осредненных значений по сечению измерительного створа; $r_{SU}$ — коэффициент корреляции между ними.

Дальнейшее изучение погрешностей метода смешения следует рассматривать как одну из предпосылок его усовершенствования и широкого распространения на гидрологической сети.

## 5.8. Авиаизмерения расходов воды

Широкое использование аэрометодов в гидрологических исследованиях началось в послевоенные годы, главным образом при проведении водных изысканий для дорожного и гидротехнического строительства [177, 289, 320]. Инициатива внедрения авиаизмерений на гидрологической сети принадлежит В. А. Урываеву (ГГИ). Под его руководством разработаны методические основы и технология измерений расходов воды с самолета. Методика речной аэрогидрометрии получила развитие в работах

сотрудников ГГИ И. Г. Шумкова, П. Н. Бурцева, В. Ф. Усачева и др.

Существуют три основных варианта авиационного измерения расхода воды:

— поплавочный, основанный на измерении поверхностных скоростей течения;

— интеграционный, в котором для определения средней скорости на вертикали служит масло или другая жидкость более легкая, чем вода, истекающая из сброшенных в поток специальных сосудов — «гидробомб»;

— метод смешения: расход измеряется по изменению концентрации вещества-индикатора, поступающего в поток из сброшенных с самолета сосудов.

Организация и методика авиаизмерений расхода воды регламентирована в разработанных ГГИ руководствах [381, 383]. Ниже дается лишь краткая характеристика основных элементов аэрогидрометрического комплекса и указаны источники его погрешностей.

Основной измерительной зависимостью поплавочного способа служит формула для определения средней скорости на вертикали

$$v = K\frac{L_п}{T}, \qquad (5.51)$$

где $L_п$ — путь поплавка за время $T$ между последовательными аэрофотоснимками, $K$ — коэффициент перехода от поверхностной к средней скорости на вертикали.

В отличие от наземных поплавочных наблюдений, которые требуют длительного времени для последовательных пусков поплавков, воздушное фотографирование в короткий срок воспроизводит все поле поверхностных скоростей по всей ширине русла или его крупномасштабных фрагментов (рис. 5.14). Поверхностные скорости определяются посредством фотограмметрической обработки аэроснимков в камеральных условиях. При нештилевой погоде во время съемок вводится поправка на действие надводного ветра [319].

Для маркировки течений применяются деревянные поплавки цилиндрической формы. Они обмазываются специальной химически нейтральной пастой, приготовляемой на основе уранина (флюоресцина натрия). При растворении обмазки на водной поверхности вокруг поплавка образуется ярко-зеленое пятно, которое отчетливо наблюдается с самолета и дешифрируется на аэрофотоснимках.

Для метания поплавков с самолета применяется ручной сбрасыватель конструкции ГГИ. Он позволяет сбрасывать 2—3 поплавка в секунду. Интервал сброса поплавков зависит от

ширины реки и назначается таким, чтобы по створу успевали приводниться 12—18 поплавков. На широких реках с поймами водная поверхность маркируется сбросом нескольких десятков поплавков через 50—100 м со сгущением их в основном русле. Интервал времени $T$ между двумя аэроснимками выбирается в зависимости от предполагаемой скорости течения и ориентировочно составляет 1—2 мин при $v = 1 \div 1{,}5$ м/с и 3—4 мин при $v < 1$ м/с. Во всех случаях интервал $T$ не должен превышать времени «живучести» поплавка с ураниновой обмазкой (10—15 мин).

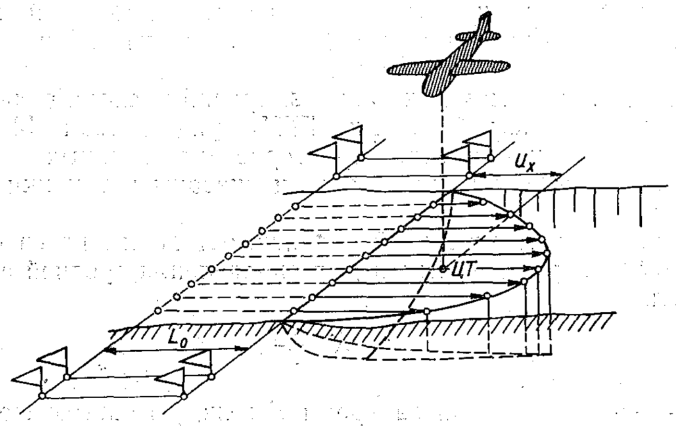



Рис. 5.14. Схема измерения расходов воды поплавочным способом с самолета.

Геодезическая привязка аэроснимков выполняется по заранее маркированным опорным точкам местности. Наиболее просто эта задача решается на относительно нешироких реках, когда на аэроснимке удается получить изображение обоих берегов и для определения расхода воды достаточно двух снимков с интервалом времени $T$.

На широких реках с затопляемыми поймами прибегают к маршрутному фотографированию. Первое и второе положение поплавков при этом фиксируется двумя сериями перекрывающихся снимков. Для их взаимной увязки до начала измерений расхода на гидроствор сбрасывают якорные поплавки, которые при обработке аэроснимков выполняют роль опорных точек.

Высота сброса поплавков обычно меньше высоты фотографирования и принимается равной 100 м при скоростях потока менее 0,5 м/с. Когда $v_п > 0{,}5$ м/с высота сброса поплавков определяются в зависимости от высоты фотографирования.

Интеграционный вариант авиаизмерений расхода воды основан на двойном интегрировании скорости течения по глубине потока. Причем возможны по крайней мере две измерительные схемы. На рис. 5.15 *а* интеграторами служат сбрасываемые в поток гидробомбы и масло, истекающее из них по достижении дна. Элементарный расход в этой схеме выражается по формуле, вывод которой вытекает из рис. 5.15 *а*,

$$q = L\frac{U_м U_б}{U_м + U_б}, \qquad (5.52)$$

где $L$ — расстояние между точками приводнения гидробомбы и выхода масла (определяется по аэрофотоснимку), $U_б$ — скорость

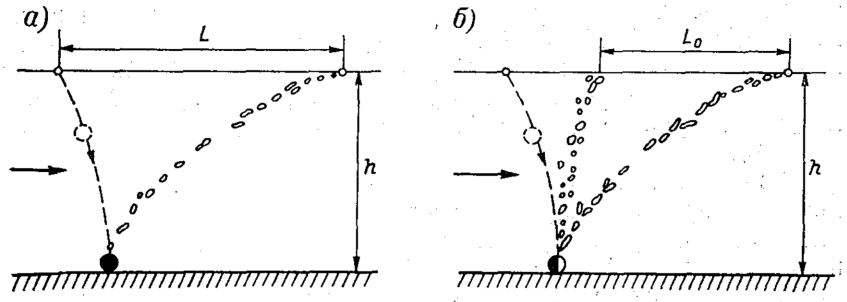



**Рис. 5.15. Интеграционные способы авиаизмерений расходов воды.**
*а* — двойное интегрирование гидробомбой и всплывающим маслом, *б* — двойное интегрирование по разностной схеме.

погружения гидробомбы, $U_м$ — скорость всплытия капель масла (значения $U_б$ и $U_м$ устанавливаются в полевых и лабораторных экспериментах).

Схема 5.15 *а* не так проста, как это кажется на первый взгляд. Сложность ее заключается в трудности фиксирования точек приводнения гидробомб. Даже при относительно строгом следовании самолета по линии гидроствора сбрасываемые с него маслонаполненные сосуды ложатся со значительным рассеянием, которое зависит от их аэродинамических качеств и высоты полета. Влияние этого разброса тем больше, чем меньше скорость потока. Надежность результата измерений в конечном счете будет зависеть от соотношения между разбросом $\sigma_x$ и общей длиной пути интеграции $L$. Потребуем, чтобы соблюдалось условие

$$L \geqslant \alpha_р \sigma_x, \qquad (5.53)$$

где $\alpha_р$ — коэффициент предельного разброса точек приводнения гидробомб. Тогда непосредственно из схемы двойного интегрирования (рис. 5.15 *а*) следует:

$$v_{мин} \geqslant \frac{\alpha_р U_б U_м \sigma_x}{(U_б + U_м) h}. \qquad (5.54)$$

По предварительным оценкам возможное рассеяние гидробомб, сбрасываемых с высоты 100—120 м, составляет $\sigma_x \approx 5 \div 7$ м. Пусть скорость погружения гидробомбы в воду $U_б = 0{,}8$ м/с, а всплытия капель масла $U_м = 0{,}12$ м/с. Тогда для $\alpha_р = 3$ (что соответствует вероятности $P = 99{,}9\,\%$) и $h = 5$ м минимальное значение скорости, при которой допускается применение гидробомб без съемки точек их приводнения, составит:

$$v_{мин} \geqslant \frac{3 \cdot 0{,}80 \cdot 0{,}12 \cdot 5}{(0{,}80 + 0{,}15)\,5} = 0{,}3 \text{ м/с}.$$

Именно такими значениями скорости руководствуются в практике гидрометрических работ. Вообще же было бы целесообразно выполнить специальные наблюдения для изучения погрешностей двойной интеграции и условий ее применения, выражаемых неравенством (5.54). По данным Б. К. Малявского, погрешность измерения расхода воды гидробомбами, сбрасываемыми в гидростворе без съемки точек приводнения, составляет 8—10 %.

Существует еще одна разновидность интеграционных наблюдений — определение расхода воды с помощью двух разностных интеграторов (рис. 5.15 *б*). Оба они должны быть легче воды, но обладать различной массой. Практически применяют гидробомбы, заряженные маслом и каким-либо газом. Поднимаясь со дна потока, интеграторы образуют на поверхности два пятна. Разделяющее их расстояние $L_0$, определяемое по аэрофотоснимку, позволяет получить

$$q = L_0 \frac{U_г U_м}{U_г - U_м}, \qquad (5.55)$$

где $U_г$ — скорость всплытия пузырьков газа.

Применение разностного способа ограничено трудностями подбора газового интегратора. Воздух для этой роли не пригоден, так как образуемые им пузырьки неразличимы на аэрофотоснимке. В качестве газа-интегратора в ГГИ испытан фосфористый водород. Самовоспламеняясь при выходе на поверхность воды, он образует светящееся, вполне дешифрируемое пятно. В процессе опытного применения этого газа для измерения расходов воды выяснилось, что он воспламеняется лишь при сохранении достаточного (критического) объема. При относительно быстром течении со скоростью $v > 1{,}0$ м/с объем пузырьков оказывается меньше критического и самовоспламенения не происходит.

Авиационный вариант метода смешения испытан ГГИ и лабораторией аэрометодов Мингео (бассейн р. Кубани, 1974 г.). Концентрация раствора уранина определялась специально сконструированным телефотометром [265]. Испыта-

ния дали отрицательный результат: из-за неполноты перемешивания индикатора погрешность измерения расхода достигала 70%. Для усовершенствования методики и техники авиационного варианта метода смешения необходимо разработать многоканальный телефотометр, который смог бы регистрировать поле неравномерного распределения индикатора по длине и ширине потока.

В методическом и организационно-техническом отношениях авиаизмерения значительно сложнее наземных. Соответственно усложняется и оценка точности получаемых результатов. Погрешности, специфичные для аэрометодов, могут быть подразделены на две группы, относящиеся к процессам: 1) аэрофотосъемки, дешифрирования и трансформирования снимков; 2) локализации измеренных элементов расхода воды.

Первая группа погрешностей обусловлена комплексом летно-съемочных и камеральных операций. Точность авиаизмерений, кроме дешифрирования поплавков или точек выхода индикаторов скорости на поверхность воды, определяется пространственным положением точки аэрофотосъемки относительно объекта — поля поверхностных скоростей $v_п$ или элементарных расходов $q$. Наилучшие результаты достигаются, когда эпюры $v_п$ и $q$ симметричны, а точка съемки проектируется на динамическую ось потока. В общем случае при несимметричной модели расхода воды аэрофотосъемка должна выполняться над зоной расположения ее центра тяжести. На рис. 5.14 изображена схема оптимального положения точки съемки при поплавочных измерениях расхода воды в призматическом русле.

Вторая группа погрешностей связана с неравномерностью движения потока, при котором его локальные характеристики не совпадают с осредненными по длине величинами. Происходящие при этом завышение или занижение скорости оцениваются по формулам, выведенным в [319].

Комплекс летно-съемочных работ должен быть организован так, чтобы свести погрешности обеих групп до наименьших значений. Применительно к поплавочным измерениям условия минимизации погрешностей аэрофотосъемки и локализации элементов расхода устанавливаются следующим соотношением [320]:

$$L_0 = v\,(t_1 + t_2), \tag{5.56}$$

где $L_0$ — расстояние между створом пуска поплавков и гидростворм, $t_1$ и $t_2$ — время первой и второй съемки поплавков, $v$ — некоторая скорость, характеризующая модель фиктивного расхода воды

$$v = \frac{1}{2Q_ф} \int_ω v_п^2\, dω.$$

Основным параметром поплавочного способа служит коэффициент перехода от поверхностной к средней скорости на вертикалях $K$. Считалось, что его надежное определение возможно лишь на основе предварительных наблюдений. Между тем это условие противоречило целевому назначению метода, который и рассчитан для применения как раз там, где наземные измерения трудновыполнимы, особенно при весенних разливах рек и удаленности гидростворов от базовых станций. В подобной ситуации единственно правильное решение — использование гидравлических зависимостей для $K$. В главе 4 было показано, что наиболее надежно определяется осредненное по площади живого сечения $K = Q/Q_{\Phi}$ с учетом относительной ширины русла или структурных фрагментов потока — формула (4.11). Достаточная надежность этой зависимости нашла подтверждение в результатах специальных авиаизмерений, выполненных на р. Соже в 1970—1971 гг. Средняя квадратическая погрешность определения расходов составила: 5,5 % при благоприятных условиях летно-съемочных работ и 9,5 % — при наличии помех для аэрофотосъемки и ветре. Сопоставление этих оценок и уже приводившихся выше погрешностей других методов приводит к заключению, что более простые схемы авиаизмерений относительно надежнее сложных. Явно предпочтительней других оказываются способы:

— поплавочный, основанный на измерении поверхностных скоростей, особенно в сочетании с авиационными методами измерения глубин и съемки поперечных профилей русла;

— двойной интеграции посредством гидробомб и выпускаемого из них масла со съемкой точек приводнения с вертолета или без нее — при достаточных скоростях потока.

При оптимизации параметров летно-съемочного комплекса достигается точность, близкая к результатам наземных измерений. Особенно перспективны интеграционные способы, так как они позволяют полностью отказаться от наземных измерений уровней воды и площадей живого сечения.

### 5.9. Оптимизация измерений расходов воды и оборудования гидростворов

Из всего изложенного выше следует, что наибольшее значение для речной гидрометрии имеют вертушечные разновидности методов «скорость—площадь». Они достаточно точны, приспособлены к самым разнообразным условиям режима рек и каналов, экономичны и не требуют сложного оборудования. Основной недостаток методов «скорость—площадь» — сравнительно большие затраты времени, необходимые для выполнения комплекса измерительных операций. Но чем продолжительней наблюдения,

тем больше несоответствие их результата мгновенному значению расхода. В условиях изменяющегося гидравлического режима это несоответствие приводит к увеличению погрешности измеренных величин. Следовательно, ускорение измерений расхода воды уже заключает в себе возможность повышения их точности. Но, с другой стороны, сокращение продолжительности измерения скоростей течения снижает эффект временно́го осреднения турбулентных пульсаций и увеличивает погрешность получаемых данных.

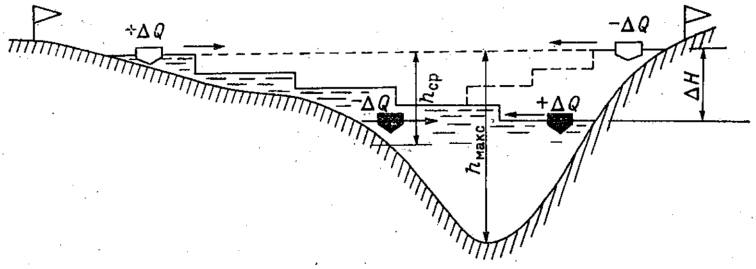



Рис. 5.16. Схема измерения расходов воды при колебаниях уровня с указанием знаков систематических погрешностей $\Delta Q$.

Отсюда возникает необходимость оптимизировать время измерения расхода воды. В. В. Гончаров предложил следующее решение этой задачи.

По мере изменения уровней воды в поперечном сечении происходит перераспределение элементарных расходов воды в соответствии с изменениями глубин на вертикалях. В таком случае может оказаться, что некоторая доля расхода воды будет учтена дважды или, наоборот, не охвачена измерениями в зависимости от того, как и когда они выполняются — от малых к большим глубинам или в обратном направлении, на спаде или подъеме уровня (рис. 5.16). Относительное приращение элементарных расходов на произвольной вертикали выражается так же, как и при расчете плана течений методом М. А. Великанова

$$\delta q = a\left(\frac{h \pm \Delta H}{h}\right)^{5/3}. \qquad (5.57)$$

Потребуем, чтобы квадрат разности этих приращений для каких-либо двух сравниваемых вертикалей был на порядок меньше дисперсии погрешности измерения элементарного расхода

$$(\delta q_i - \delta q_j)^2 \leqslant 0{,}1\tilde{\sigma}_q^2,$$

что равнозначно неравенству

$$\delta q_i - \delta q_j \leqslant 0{,}33\tilde{\sigma}_q. \tag{5.58}$$

В качестве сравниваемых выберем вертикали с глубиной, равной средней $h_{ср}$ и максимальной $h_{макс}$ в поперечном сечении потока. Тогда после подстановки (5.57) выражение (5.58) приобретает вид

$$\left(1 \pm \frac{\Delta H}{h_{макс}}\right)^{5/3} - \left(1 \pm \frac{\Delta H}{h_{ср}}\right)^{5/3} < 0{,}33\tilde{\sigma}_q.$$

Отсюда, разложив левую часть в ряд Маклорена, получим допустимое изменение уровня (по модулю) за время измерения расхода воды:

$$|\Delta H|_д \leqslant \frac{0{,}2\tilde{\sigma}_q h_{макс} h_{ср}}{h_{макс} - h_{ср}}. \tag{5.59}$$

По мере приближения формы русла к прямоугольной $(h_{макс} - h_{ср}) \to 0$, а $|\Delta H|_д \to \infty$, что означает исчезновение ограничений в изменении уровня. По типовому графику колебаний уровня всегда может быть установлена интенсивность его изменения во времени $H'_t$. Допустимая продолжительность измерения расхода воды не должна превышать

$$T_д = \frac{0{,}2\tilde{\sigma}_q h_{макс} h_{ср}}{H'_t (h_{макс} - h_{ср})}. \tag{5.60}$$

Цель оптимизации измерений — обеспечение наименьшей погрешности их результата $\Delta$, которая устанавливается в зависимости от назначения получаемой информации при непревышении допустимого времени $T_д$. Критериев $\Delta$ и $T_д$ вполне достаточно, чтобы из всей совокупности методов «скорость—площадь» выбрать наиболее эффелтивный. Выведенные нами формулы для оценки точности определения расходов воды в зависимости от степени дискретности и продолжительности наблюдений за его элементами позволяют представить совокупную погрешность $\tilde{\sigma}_Q$ в функции времени, затрачиваемого на изменение $T$. На рис. 5.17 изображено семейство кривых $\tilde{\sigma}_Q = f(T)$ применительно к различным методам «скорость—площадь». Кривые рассчитаны В. В. Гончаровым по формуле (5.16), предназначенной для оценки точности определения расходов на основе оптимальной интерполяционно-гидравлической модели при размещении скоростных вертикалей на границах струй плана течений

($\beta = 1$). Предполагалось, что совокупная погрешность $\tilde{\sigma}_Q$ включает систематическую составляющую, равную половине случайной. Чтобы придать некоторую универсальность графикам, они отнесены к затратам времени $T_б$ при базовом двухточечном способе измерения на средних равнинных реках: $\tilde{T} = T/T_б$.

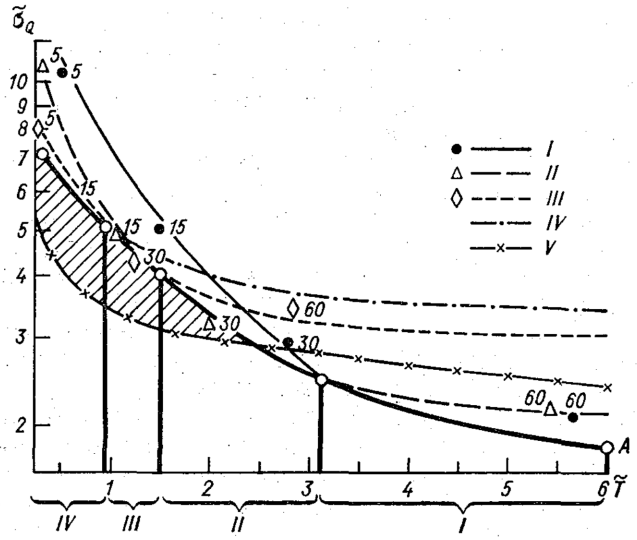



Рис. 5.17. Оптимизационный график погрешности измерения расходов воды в зависимости от относительных затрат времени на их выполнение (по сравнению с основным способом).

*Способы измерений: I — детальный, II — основной* (двухточечный), *III* — интеграция скоростей по вертикали, *IV* — интеграция скоростей по ширине потока, *V* — непрерывно-дискретная интеграция по ширине потока. К способам *I—III* относятся точки, полученные по данным опытных измерений на р. Сясь — д. Яхново.

Кривые $\tilde{\sigma}_Q = f(\tilde{T})$ построены для всех наземных методов «скорость—площадь», кроме метода репрезентативных элементов, который не предназначен для массового применения.

Центральное место в поле $\tilde{\sigma}_Q = f(\tilde{T})$ занимают кривые, характеризующие два метода — интеграции скоростей по вертикали и двухточечный. Относительно узкими оказались области применения как наиболее точного (детального), связанного с большими затратами времени, так и слишком ускоренных способов, не обеспечивающих достаточной точности. Участки кривых, относящихся к диапазонам эффективного применения различных методов располагаются по нижней огибающей поля

$\widetilde{\sigma_Q} = f(\widetilde{T})$ и образуют траекторию оптимального выбора $A-A$. Наибольшими преимуществами в условиях больших и средних равнинных рек обладает интеграция скоростей на вертикали: при точности 5—6 % этот метод обеспечивает ускорение измерений в 1,3—1,4 раза по сравнению с двухточечным методом. Как показывает зарубежный опыт, еще более значительный выигрыш времени обеспечивают интеграционные измерения расходов с автодорожных мостов. Для этой цели необходимо создать передвижную установку — гидрометрический возок, снабженный подъемным оборудованием и комплектом соответствующих приборов.

В перспективе, после разработки необходимых технических средств, наиболее эффективным представляется измерение расходов воды с движущегося судна, а именно вариант многократной дискретно-непрерывной интеграции поверхностных скоростей по ширине потока. Возможности этого метода характеризует заштрихованная область на рис. 5.17.

Анализ точности измерений позволяет, с одной стороны, оптимизировать процессы наблюдений, а с другой — наметить пути усовершенствования измерительной техники.

Гарантия точности начинается уже с выбора участка, благоприятного для измерения расходов (требования к нему регламентированы Наставлением). В общем случае условия наблюдений изменяются по мере смены фаз режима реки. Между тем часто положение гидроствора остается одним и тем же во все сезоны — и в паводок, когда река становится мощным потоком, и в межень, с наступлением которой она все больше походит на ручей. Такой консерватизм не способствует улучшению измерений. Не надо бояться изменять положение гидроствора и, если требуется, удалять его от уровенного поста, лишь бы не допустить ухудшения условий измерения. В многорукавных руслах и на поймах рек при измерениях иногда пропускаются отдельные протоки и части живого сечения, а расход воды оказывается заниженным. Происходит это вовсе не потому, что бывает заранее не известна сложная ситуация на участке наблюдений, а из-за необорудованности гидроствора и недостатка соответствующих плавсредств.

Одним из основных факторов, определяющих точность измерений, является положение скоростных вертикалей. Их следует перераспределять, приводя в соответствие с изменяющейся структурой потока. Критерием того, насколько рационально размещены скоростные вертикали, служит значение параметра $\beta$ в формулах для погрешности измерения расхода воды. При правильном расположении вертикалей $\beta = 1$. Чтобы обеспечить это условие, следует для каждой фазы режима про-

водить измерения при увеличенном в 2—2,5 раза количестве скоростных вертикалей, что позволяет найти их наивыгоднейшее положение. В крайнем случае места измерения скорости могут быть установлены на основе плана течений, рассчитанного методом М. А. Великанова.

Правильное размещение скоростных вертикалей имеет особую важность при деформациях и зарастании русла, ледоставе и ледяных образованиях. В зарастающем и зашугованном русле вообще можно не охватить измерениями целые макроструи, на которые расчленяется поток.

На горных реках с блуждающим руслом целесообразно совмещать промерные и скоростные вертикали, чтобы всячески ускорить измерения. Это достигается интеграцией скорости на вертикали, а наибольшее ускорение измерений станет возможным при осуществлении интеграции скоростей по ширине потока.

Особого внимания заслуживает предложение Е. П. Буравлева (Азербайджанское УГКС), который рекомендует при значительных блужданиях русла ограничиваться всего двумя скоростными вертикалями и располагать их в расстояниях, равных $0{,}2B$ и $0{,}8B$ от одного из урезов ($B$ — ширина зеркала реки). Такое фиксированное положение вертикалей становится возможным в связи с тем, что бурный поток почти не растекается по ширине и сохраняет свою компактность, несмотря на плановое смещение русла. (Парадоксальный факт: формы жидкой среды более стабильны, чем твердой!)

Свою сложность имеют измерения минимальных расходов из-за малых скоростей и глубин потока. Радикальной мерой в таких случаях следует считать канализацию русла, но она не всегда выполняется. По этой причине, несмотря на кажущуюся легкость измерений малых расходов, они не всегда точны. По данным Н. С. Ратнер (ГГИ), точность измерения таких расходов тем выше, чем больше их значения. При $Q > 0{,}7$ м³/с относительная погрешность перестает зависеть от самой величины $Q$.

Возмущение потока при измерениях — один из неизбежных источников погрешностей. Влияние различных видов приборов и оборудования на точность измерения расходов воды составляло предмет известных исследований Запорожской (ныне Бекабадской) гидрологической станции на Сырдарье. Они были выполнены сначала И. О. Москвитиным, затем продолжены В. Н. Ярцевым [10]. Оказалось, что паром с осадкой всего 0,2 м даже при глубине потока 3 м оказывает влияние на среднюю скорость на вертикали — завышение достигает 2,5 %.

Неоднократно исследовалось влияние грузов и способов подвески вертушки при измерении скоростей течения. Соответствую-

щие данные П. Н. Бурцева приводились в главе. 4. Все методисты сходятся в одном — штанга всегда предпочтительней каната с грузом, так как она не создает подпора, занижающего показания вертушки. Поэтому следует всячески расширять использование шта,нг, применяя оттяжки и другие приспособления, чтобы обеспечить возможность их удержания. Известно, что в Швейцарии предпочитают штанги даже при скоростях течения до 5 м/с.

Отсюда вовсе не следует, что, вопреки многообразию гидравлического и руслового режима рек, должны использоваться одни и те же средства измерений. В этом смысле весьма показательны сравнительные измерения меженных расходов с лодки и дистанционной установки ГР-70, проведенные А. А. Дементьевым и А. М. Шулепиным в Мурманском УГКС. Обнаружилось, что при жестком креплении вертушки на грузе по схеме П. Н. Бурцева установка ГР-70 занижает расходы воды в среднем на 8 % против результатов измерения с лодки, оборудованной лебедкой «Нева». В то же время при использовании рыбовидного груза с вертлюгом этого не происходит. Как выяснилось, груз ГР-70, снабженный хвостовым оперением, «рыскает» в горизонтальной плоскости с отклонением от нормали к створу до 20° в обе стороны. Колебания груза усугубляет значительная высота его подвеса на несущем канате (до 6 м). Неустойчивость грузов с удлиненным хвостовым оперением наблюдается и в других условиях. Например, на Амударье при измерении скорости в поверхностных слоях потока груз время от времени выныривает из воды, а у дна вертушка задевает грунт. Все это указывает на необходимость усовершенствования конструкции груза. Он должен быть снабжен хвостовым оперением переменной длины с тем, чтобы можно было подбирать ее на месте для получения наилучших результатов измерения.

Кроме приборов и основного гидрометрического оборудования, гидростворы требуют оснащения малой механизацией и средствами техники безопасности. Набор этих приспособлений многообразен и должен устанавливаться с учетом местных условий. Вот один из примеров подобных рационализаторских поисков. Как известно, при измерении зимних расходов наиболее трудоемкая операция — это подготовка прорубей для опускания вертушек. Д. Я. Агеев (Куйбышевский филиал Гидропроекта) снабдил штангу скобой с поворотным штырем для вертушки, который дает возможность опускать ее под лед в вертикальном положении (рис. 5.18). В результате, вместо проруби размером 60×60 см для опускания вертушки оказывается достаточным пробурить лунку диаметром 12 см.

Состав комплекта оборудования, которым должны оснащаться гидростворы, во многом зависит от предусмотрительно-

сти ответственных исполнителей. Вот пример подготовки оборудования, предусмотренный И. Т. Братчиковым и М. А. Гольбергом для открытия гидроствора на пойме р. Припяти при ширине потока до 10 км:

— расчистка полосы шириной 10 м от деревьев и кустарника;

— забивка причальных бетонных свай на месте скоростных вертикалей высотой на 1 м выше уровня высоких вод;

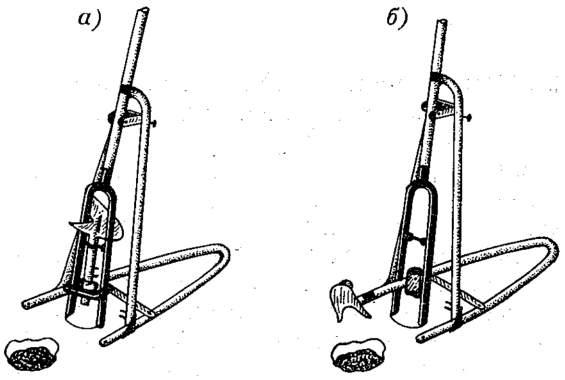



Рис. 5.18. Приспособление Д. Я. Агеева для опускания вертушки под лед.

*а* — исходное положение на поверхности, *б* — рабочее положение подо льдом.

— устройство жердевых мостиков на мелководьях высотой до 1 м и шириной 0,5 м;

— выделение 8 моторных лодок и 2 запасных моторов.

Наилучший вариант оборудования гидростворов должен обеспечивать ускорение измерений и максимальную безопасность работы.

Многообразие и сложность операций, составляющих измерительные комплексы речной гидрометрии, предопределяют большое значение научной организации и нормирования труда наблюдателей. Исследования, выполненные Ю. И. Наконечным [191], показали, что, с одной стороны, при существующем штате и оснащении постов еще не использованы все резервы для повышения эффективности наблюдений, и, с другой — улучшение качества некоторых видов измерений (например, паводочных расходов) потребует усовершенствования технических средств, повышения квалификации персонала постов и гидрологических станций. Глубоко прав французский гидролог Ж. Родье [364], заявивший на международном симпозиуме по гидрометрии (ФРГ, Кобленц, 1970): «Надо творчески подходить к измерениям, которые требуют больше знаний, опыта и энергии, чем это принято думать».

## Глава 6

# Пропускная способность русла и кривые расходов воды

### 6.1. Зависимость расходов от уровней воды и критерий ее однозначности

Расходы воды в русловых гидростворах измеряются лишь эпизодически — в отдельные моменты времени. Однако для гидрологии и водного хозяйства необходимы ежедневные, а иногда и ежечасные значения расходов. Поэтому одна из основных задач речной гидрометрии состоит в том, чтобы воспроизвести гидрограф стока как непрерывную функцию времени по результатам дискретных измерений расходов. Для того чтобы это можно было сделать с достаточной надежностью, необходимо знать пропускную способность русла в интервале расходных наблюдений.

В условиях равномерного движения потока основные факторы, определяющие пропускную способность русла, непосредственно устанавливаются на основании формулы Шези—Маннинга. К ним относятся гидравлический радиус $R$ (для широких рек — средняя глубина $h$), пьезометрический уклон $I$ и коэффициент шероховатости $n$. Определение двух последних элементов оказывается достаточно сложным. Особенно трудно установить значения коэффициента шероховатости $n$; они определяются лишь ориентировочно по качественным признакам состояния ложа потока на основе специально разработанных шкал [276, 312]. Вместе с тем, если рассматривать отдельно взятый гидроствор, то его гидравлические и геометрические элементы в конечном счете зависят от уровня воды $H$, которому, следовательно, может быть поставлен в соответствие расход $Q$. Так естественно речная гидрометрия пришла к своей важнейшей метрологической зависимости — кривой расходов $Q(H)$.

Считают, что кривые расходов впервые построил А. Баумгартен для р. Гароны в 1847 г. Но вполне можно предположить, что эта связь была известна в более ранние исторические эпохи, так как уровни воды всегда отождествлялись с водностью рек.

При построении кривых расходов часто применяют формально-геометрические приемы и даже используют «эстетические» соображения [333], различают «хорошие» и «плохие» кри-

вые [14]. Все еще находят возможным типизировать кривые $Q(H)$ по их очертаниям вместо изучения самих факторов, определяющих характер этих связей [283]. Между тем еще в 30-х годах в «Практическом руководстве по построению кривых расходов», изданном ГГИ, подчеркивалась необходимость гидрологического подхода к решению задачи о связи расходов и уровней воды. В общем случае ни кривые расходов $Q(H)$, ни гидравлические зависимости для пропускной способности русла не могут считаться однозначными. Более того, с методической точки зрения целесообразно исходить именно из их неоднозначности с тем, чтобы исследовать вызывающие ее факторы и обосновать, с одной стороны, требования к точности измерений, а с другой — наиболее эффективные методы учета стока.

Одна из первых гидравлических и графоаналитических интерпретаций кривых расходов принадлежит В. Г. Глушкову [74]:

$$Q=a(H-H_0)^m,$$

где $H_0$ — уровень нулевого расхода, установление которого требует специального изучения участка гидроствора. Если же исходить только из совокупности измеренных расходов, то зависимость $Q(H)$ целесообразно представить на статистической основе — уравнением регрессии (УР) расходов по уровням

$$Q=a_0+a_1H+a_2H^2+\ldots+a_mH^n. \qquad (6.1)$$

Нет необходимости заранее фиксировать порядок этого многочлена: он должен определяться в результате численных экспериментов по критерию минимального отклонения от аппроксимирующей функции [248]. Как известно, УР дают наиболее точные результаты при значениях аргументов, находящихся в средней части общего диапазона их измерения. Поэтому для повышения точности уравнений регрессии важно, чтобы измерениями были освещены экстремальные расходы и основные фазы колебания уровней. Считают, что для каждой фазы требуется не менее пяти измерений [341].

Зависимость $Q(H)$ всегда обладает тем или иным рассеянием. Даже в тех случаях, когда русловые и гидравлические условия остаются неизменными, неоднозначность связи создается погрешностями измерения уровней и расходов воды. Рассеяние зависимости (6.1) характеризуется относительной средней квадратической величиной

$$\tilde{\sigma}_{\tilde{q}}=\sqrt{\frac{1}{N-k}\sum_1^N\left(\frac{Q_i-Q_\text{р}}{Q_\text{р}}\right)^2}, \qquad (6.2)$$

где $N$ — число измеренных расходов, $k$ — число степеней свободы — параметров уравнения (6.1).

В рассеянии поля $Q(H)$ выделяются две генетические составляющие:

1) разброс, обусловленный погрешностями измерения расходов и соответствующих им уровней $\sim\sigma_Q$;

2) результат влияния гидравлических и русловых факторов $\sim\sigma_р$.

Следовательно,

$$\sim\sigma^2_{\sim q} = \sim\sigma^2_Q + \sim\sigma^2_р. \qquad (6.3)$$

Погрешность $\sim\sigma^2_Q$ определяется на независимой статистической основе — по формулам главы 5. Это дает возможность получить оценку

$$\sim\sigma_р = \sqrt{\sim\sigma^2_{\sim q} - \sim\sigma^2_Q}. \qquad (6.4)$$

Ясно, что выражение (6.4) сохраняет физический смысл лишь при $\sim\sigma_{\sim q} \geqslant \sim\sigma_Q$; в противном случае должна быть признана недостоверной величина $\sim\sigma_Q$ из-за каких-либо упущений при ее расчетной оценке.

Из соотношения (6.3) естественно вытекает критерий однозначности (устойчивости) кривых расходов.

Связь $Q(H)$ признается практически однозначной, если дисперсия $\sigma^2_р$ на порядок меньше $\sigma^2_Q$, что соответствует

$$\sim\sigma_Q > 3{,}2\sim\sigma_р. \qquad (6.5)$$

Однозначная кривая расходов сглаживает погрешности измерений. Получаемые по ней значения противопоставляются измеренным расходам как более точные.

В случае обратного неравенства

$$\sim\sigma_Q \leqslant 3{,}2\sim\sigma_р \qquad (6.6)$$

кривая расходов изменяет свое положение под влиянием физических факторов и поэтому должна считаться неоднозначной. В этом случае отклонения $\sim q$, кроме погрешностей измерения, содержат «остаток» регрессии, а уравнение (6.1) дает лишь первое приближение для расхода воды. Дальнейшее уточнение вычисляемых величин может быть достигнуто, если тем или

иным способом определить поправку к расходу, обусловленную совместным влиянием факторов, не учтенных зависимостью (6.1).

Исследование характера связи расходов и уровней предусмотрено в международном стандарте ИСО 1100-73. Однако содержащаяся в нем методика статистических испытаний отклонений измеренных расходов относится к графической форме этой связи — собственно кривой расходов. При использовании метода наименьших квадратов для получения расходов по уровням такие испытания не имеют смысла. Кроме того, в отличие от предлагаемых нами критериев в рекомендациях международного стандарта не учтен генезис отклонений измеренных расходов от соответствующих значений по кривой $Q(H)$.

## 6.2. Неоднозначность зависимостей расходов от уровней и корреляционно-гидравлическая оценка пропускной способности русла

Рассмотрим вопрос об учете влияния факторов, создающих неоднозначность связи $Q(H)$.

Как известно, расходы воды, измеренные в русловых гидростворах, не представляют мгновенных величин. Чтобы устранить возникающую по этой причине неопределенность, результаты измерения расхода относят к некоторому *средневзвешенному уровню воды*. Для его определения в настоящее время применяется формула А. Р. Гарляхера:

$$H_c = \frac{\sum_1^N H_i q_i}{Q}, \qquad (6.7)$$

где $H_i$ — уровень воды, при котором определялся $i$-тый частичный расход.

Предложены и другие формулы для $H_c$. Так, Ф. Шаффернак [315] в качестве весовой функции принимает произведение ширины отсеков $b_i$ на скорость течения в них $v_i$. Аналогичный подход использовал М. К. Пастрюлин. Создается впечатление, что каждый из предложенных приемов более или менее произволен. Между тем существует объективная основа для решения задачи.

В самом деле, если взаимное соответствие измеренных расходов и уровней воды устанавливается применительно к связи $Q(H)$, то из нее и должна вытекать весовая функция для уровней $H_i$. Пусть аналитическая структура $Q(H)$ представляется уравнением (6.1) при $m=2$ (фиксирование $m$ облегчит последующие выкладки без ущерба для их общности). Тогда

измеренный расход, выраженный в функции $H_c$, может быть приравнен сумме взвешенных значений частичных расходов:

$$a_0+a_1H_c+a_2H_c^2=\sum_1^N\frac{q_i}{Q}(a_0+a_1H_i+a_2H_i^2). \qquad (6.8)$$

Отсюда получим

$$H_c=\frac{1}{a_2}\left[\frac{a_1^2}{4}+\sum_1^N\frac{q_i}{Q}(a_1H_i+a_2H_i^2)\right]^{1/2}-\frac{a_1}{2a_2}. \qquad (6.9)$$

В диапазоне, где кривизна кривой расходов наиболее выражена (обычно в нижней части), она может быть аппроксимирована формулой без линейного члена

$$Q=a_0+a_1H^2. \qquad (6.10)$$

Тогда вместо (6.9) будем иметь

$$H_c=\left[\sum_1^N\frac{q_i}{Q}H_i^2\right]^{1/2}. \qquad (6.11)$$

При больших расходах связь $Q(H)$ становится близкой к линейной и для определения средневзвешенного уровня вполне пригодна формула Гарляхера (6.7). Зависимость (6.9) отвечает наиболее общим условиям осреднения уровней за время измерения расходов воды.

Изменение пропускной способности русла наиболее полно может быть учтено на основе дифференциального уравнения неустановившегося движения воды в открытых руслах. Однако гидравлическая оценка пропускной способности русла требует данных об уклонах водной поверхности и морфометрических характеристиках участка русла. Регулярные наблюдения на реках традиционно и чаще всего сводятся к измерениям уровней и расходов воды. Применительно к этой ограниченной информации наиболее простой и практичной является связь расходов и уровней воды. В современных условиях доступности ЭВМ уже нет нужды представлять эту связь графически в виде кривой расходов и целесообразно использовать аналитические аппроксимации, в частности уравнение регрессии в форме (6.1).

При физико-статистическом подходе к оценке пропускной способности русла будем исходить из того, что в разных створах поле точек ($Q$, $H$) приобретает различную степень рассеивания:

1) такую, что в нем все-таки можно провести осредняющую стандартную кривую расходов и аппроксимировать ее уравнением типа (6.1);

2) настолько значительную, что вообще утрачивается взаимное соответствие расходов и уровней.

Введем две дополнительные характеристики пропускной способности русла:

применительно к первому случаю — относительное отклонение измеренных расходов воды $Q_{и_i}$ от значений $Q_{р_i}$, получаемых при том же уровне по уравнению (6.1) или по стандартной кривой расходов (рис. 6.1),

$$\tilde{q}_i = \frac{Q_{и_i} - Q_{р_i}}{Q_{р_i}}; \quad (6.12)$$

во втором случае — относительное отклонение измеренных расходов от их среднего значения за фазово-однородный период $Q_ф$

$$\delta Q = \frac{Q_{и_i} - Q_ф}{Q_ф}. \quad (6.13)$$

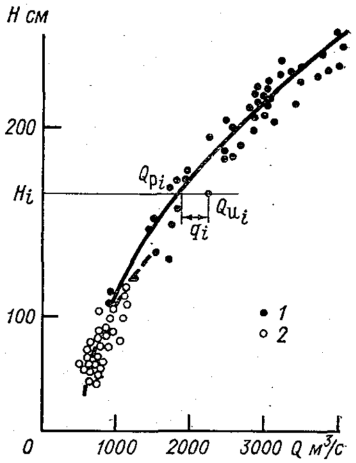



Рис. 6.1. Зависимость расходов от уровней воды в гидростворе р. Амударьи у г. Керки, 1970 г.

*1* — паводочный период, *2* — межень.

Хронологическую последовательность каждой из этих характеристик можно рассматривать как реализацию квазистационарного случайного процесса $\tilde{q}(t)$ или $\delta Q(t)$ за фазово-однородный период. Каждый случайный процесс характеризуется нулевым математическим ожиданием $m_{\tilde{q}} = 0$ и $m_{\delta Q} = 0$, дисперсией $D_{\tilde{q}} = \sigma^2_{\tilde{q}}$ и $D_{\delta Q} = \sigma^2_{\delta Q}$ и автокорреляционной функцией соответственно

$$r_{\tilde{q}}(\tau) = \frac{\overline{\tilde{q}(t)\,\tilde{q}(t+\tau)}}{D_{\tilde{q}}} \quad (6.14)$$

или

$$r_{\delta Q}(\tau) = \frac{\overline{\delta Q(t)\,\delta Q(t+\tau)}}{D_{\delta Q}}, \quad (6.15)$$

где $\tau$ — средний интервал времени между измерениями расходов воды.

Примеры автокорреляционных функций $r_{\tilde{q}}(\tau)$ и $r_{\delta Q}(\tau)$ приведены на рис. 6.2. Они дают возможность установить параметр

$\tau_0$ — предельное время корреляции, для которого автокорреляционная функция приближается к нулю. Отметим, что при $\tau_0 \to 0$, т. е. при исчезновении корреляции смежных значений элемента, пропускная способность русла однозначно выражается устойчивой кривой расходов.

Вид автокорреляционной функции $r_{\tilde{q}}(\tau)$ мало зависит от водности года. Иначе ведет себя $r_{\delta Q}(\tau)$, которая, по существу, характеризует структуру гидрографа. В многоводный 1966 г. измеренные расходы воды оказались более коррелированными, чем в 1970 г. (его водность была средней).

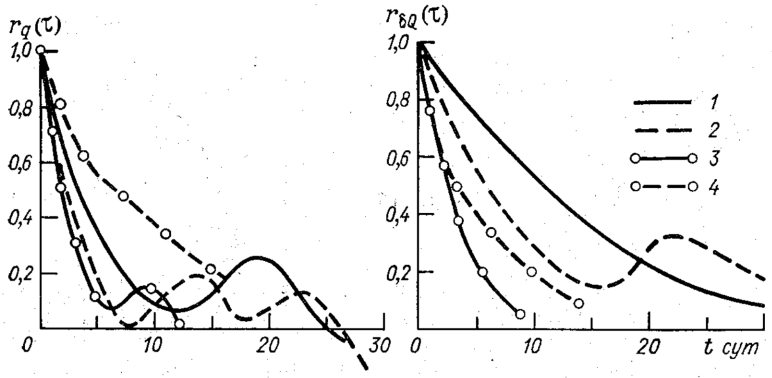



Рис. 6.2. Автокорреляционные функции изменений пропускной способности русла р. Амударьи — г. Керки.
*1* — 1966 г.; *2* — 1970 г.; *3* — 1966 г., межень; *4* — 1970 г., межень.

Пример р. Амударьи достаточно характерен, чтобы сделать некоторые общие выводы:

1) нецелесообразно противопоставлять гидравлические и корреляционно-статистические методы оценки пропускной способности русла. Необходимо стремиться к использованию преимуществ каждого из них в определенных условиях;

2) в тех случаях, когда отклонения расходов $q$ слабо коррелированы (при $\tau_0 \to 0$), кривую расходов можно рассматривать как детерминированную гидравлическую зависимость, однозначно выражающую пропускную способность русла;

3) в условиях русловых деформаций и других факторов, нарушающих однозначность кривой расходов, рациональные методы учета стока должны разрабатываться на основе корреляционно-статистических характеристик пропускной способности русла. Целесообразность их использования в полной мере будет раскрыта в главе 7.

### 6.3. О формах зависимости расхода воды от гидравлических и геометрических элементов потока

Обоснование связи расходов и уровней воды требует достаточно большого количества измерений. Если же их сравнительно мало, вид кривой $Q(H)$ становится неопределенным, особенно за пределами диапазона измеренных расходов. Этим объясняется стремление получить характеристики пропускной способности русла на основе общих гидравлических зависимостей.

Д. Стивенс (1907 г.), объединив трудно определяемые величины $C$ и $I$ в один комплекс

$$A = C\sqrt{I} = \frac{v}{\sqrt{h}},$$

представил расход воды только в функции основных размеров потока — ширины $B$ и средней глубины $h$

$$Q = ABh^{3/2}. \tag{6.16}$$

Коэффициент $A$ по Стивенсу — постоянен для отдельно взятого створа. На самом же деле, как установила Р. А. Шестакова [316], этот коэффициент изменяется с наполнением русла и становится достаточно устойчивым лишь при высоких уровнях[1].

М. П. Сасоров на основе большого количества натурных данных по рекам пришел к выводу, что средняя скорость потока пропорциональна глубине $h$ и, следовательно,

$$Q = ABh^2. \tag{6.17}$$

Предпринимались попытки связать расходы воды с площадью живого сечения. Например, И. И. Первышев в 1938 г. предложил зависимость

$$Q = [a_0 + a_1\omega^{1/2}]^3, \tag{6.18}$$

где $a_0$ и $a_1$ — постоянные, определяемые по данным наблюдений.

Естественно возникает вопрос: а каковы предпосылки динамики русловых потоков для обоснования формы связи расходов воды с гидравлическими элементами?

Некоторые из таких зависимостей находят теоретическое объяснение в закономерностях распространения так называемых «кинематических волн» — одного из видов неустановившегося движения при больших силах трения. Термин «кинематическая волна» введен М. Ляйтхиллом и Дж. Уитемом [86] и

[1] В работах Р. А. Шестаковой коэффициент Стивенса интерпретируется как $M = v/\sqrt{h}$.

относится к длинной волне, при распространении которой сохраняется однозначная связь между расходом и уровнем. К. В. Гришанин, исходя из основных уравнений кинематической волны и предпосылки о квазиравномерности потока, получил зависимость

$$Q=\frac{1}{M_x^2}h^2(gB)^{1/2}, \qquad (6.19)$$

где $M_x$ — безразмерная произвольная функция продольной координаты $x$; по Гришанину, для отдельно взятого створа $M_x=$ $=\text{const}$. Как видим, при $B=\text{const}$ (6.19) приобретает форму (6.17).

График уравнения (6.19) Гришанин называет универсальной кривой расходов. Такая оценка зависимости (6.19) представляется неправомерной, так как величина $\frac{1}{M_x^2}$ не сохраняет постоянства не только для различных рек, но и в отдельно взятых створах, изменяя свои значения в 2—4 раза. Более того, сам же К. В. Гришанин отмечает, что «имеется много гидрометрических створов, где условие $M_x=\text{const}$ хорошо удовлетворяется в средней части амплитуды колебания уровней, но оказывается нарушенным при больших или малых наполнениях русла» [85], т. е. (добавим от себя) как раз в тех зонах, где более всего требуется уточнять положение кривых расходов. По-видимому, нельзя не считаться с тем, что предположение о «квазиравномерности» потока при распространении «кинематической волны» игнорирует одно из наиболее общих свойств рек — изменение шероховатости, размеров и формы русла вдоль потока. Неслучайно предположение о пренебрежимо малых значениях производных по длине русла — членов уравнения движения, принимаемое в теории «кинематической волны», не нашло подтверждения в специальных наблюдениях, выполненных на одной из рек США [346].

В противоположность предпосылкам «кинематической волны», существуют решения уравнений неустановившегося движения, основанные на предположении о пренебрежимо малых силах трения. Одно из таких решений получил Х. Эртель [345] для малых отклонений расходов $Q$ и глубин $h$ от начальных значений $Q_0$ и $h_0$ при $B=\text{const}$

$$Q(H)=Q_0\frac{h}{h_0}+2B\sqrt{g}\,h\left(\sqrt{h}-\sqrt{h_0}\right). \qquad (6.20)$$

В. В. Коваленко и Н. Б. Барышников [145] рассмотрели линеаризованное уравнение движения и получили решение, в котором расход воды представлен в функции гидравлических эле-

ментов и времени. Однако численная реализация этого решения опять-таки потребовала принятия дополнительных предпосылок о постоянстве модуля расхода и других характеристик в определенном диапазоне их изменения.

Предположение о пренебрежимо малых силах трения реально для речных потоков, и в этом смысле предпосылки «кинематической волны» достаточно близки к действительности. В то же время не следует пренебрегать неравномерностью речных потоков. Представим уравнение неустановившегося движения потока в следующем виде:

$$I=\frac{Q}{g\omega}\left(\frac{1}{\omega}\frac{\partial Q}{\partial x}-\frac{Q}{\omega^2}\frac{\partial \omega}{\partial x}\right)+\frac{1}{g}\left(\frac{1}{\omega}\frac{\partial Q}{\partial t}-\frac{Q}{\omega^2}\frac{\partial \omega}{\partial t}\right)+I_f, \quad (6.21)$$

где

$$I_f=\frac{Q^2}{\omega^2C^2R}.$$

В соответствии с предпосылками «кинематической волны» уклон свободной поверхности считается практически совпадающим с гидравлическим уклоном, т. е. $I\approx I_f$. Отсюда вовсе не следует, что инерционные члены в правой части (6.21) пренебрежимо малы, но в общем случае можно считать, что их сумма приближается к нулевому значению. Найдем из этого условия:

$$\frac{\partial Q}{\partial x}=\frac{Q}{\omega}\frac{\partial \omega}{\partial x}-\frac{\omega}{Q}\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial \omega}{\partial t}. \quad (6.22)$$

Обращаясь к уравнению неразрывности потока при отсутствии боковой приточности

$$\frac{\partial Q}{\partial x}+\frac{\partial \omega}{\partial t}=0, \quad (6.23)$$

подставим в него $\partial Q/\partial x$ по (6.22)

$$\frac{Q}{\omega}\frac{\partial \omega}{\partial x}-\frac{\omega}{Q}\frac{\partial Q}{\partial t}+2\frac{\partial \omega}{\partial t}=0. \quad (6.24)$$

Локализуем уравнение (6.24), отбросив первый член, в который входит конвективная производная $\partial\omega/\partial x$. Но чтобы равенство (6.24) оставалось справедливым, компенсируем отброшенный член коррективом $\xi$ к коэффициенту при третьем члене, включающем локальную производную того же элемента $\omega$.

Тогда вместо уравнения (6.24) получим

$$\frac{1}{Q}\frac{\partial Q}{\partial t}-\frac{(2+\xi)}{\omega}\frac{\partial \omega}{\partial t}=0. \quad (6.25)$$

Значения $\xi$ в общем случае непризматического русла изменяются по фазам паводка. Однако в соответствии с общим

характером используемых приближений можно допустить, что в течение ограниченного промежутка времени $\Delta t$ величина $\xi_i$ остается постоянной. Уравнение (6.25) при этом будет относиться лишь к функциям одной переменной — времени, что позволяет легко получить его интеграл

$$Q = F(x)\,\omega^m, \tag{6.26}$$

где $m = 2+\xi$; $F(x)$ — произвольная функция продольной координаты. Если для начальных условий принять $Q(0) = Q_0$ и $\omega(0) = \omega_0$, то для отдельно взятого створа $x = x_0$

$$F(x_0) = \text{const} = \frac{Q_0}{\omega_0^m}. \tag{6.27}$$

Тогда расход воды при любой фазе паводочной волны продолжительностью $\Delta t$ может быть выражен зависимостью

$$Q = Q_0\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^m \tag{6.28}$$

или

$$Q = Q_0\left(\frac{Bh}{B_0h_0}\right)^n. \tag{6.29}$$

Таким образом, общий характер изменения расходов воды при неустановившемся движении выражает степенная зависимость от ширины и средней глубины потока. Что касается характерных значений $m$, то применительно к прямоугольным руслам $B(h) = \text{const}$ могут быть определены следующие значения:

по Стивенсу и Первышеву

$$m = \frac{3}{2} \text{ при } \xi = -0{,}5,$$

по Шези—Маннингу [1]

$$m = \frac{5}{3} \text{ при } \xi = -0{,}33,$$

по Гришанину и Сасорову

$$m = 2 \text{ при } \xi = 0.$$

Зависимость Стивенса (6.16) относится к руслам, наиболее далеким от призматических (для них абсолютная величина $\xi$ больше других приведенных выше значений). Напротив, формулы Сасорова (6.17) и Гришанина (6.19) действительны для вполне призматических русел с исчезающе малыми конвектив-

[1] Формула Шези—Маннинга, собственно, относится к равномерному стационарному потоку. В рассматриваемом случае вытекающие из нее значения $m$ и $\xi$ приведены для общего сравнения возможных реализаций этих характеристик.

ными членами, что соответствует $\xi \to 0$. Выражение для расхода воды, получаемое из формулы Шези—Маннинга, занимает промежуточное положение.

Для оценки пропускной способности русла с учетом сил трения, кроме измерения уклонов, необходимо установить также значение коэффициента Шези $C$. Зависимости для его оценки в большинстве своем относятся к условиям плоского турбулентного потока; согласно им $C$ неограниченно возрастает со средней глубиной. Но уже давно замечены отклонения от этой закономерности. В реальных руслах наблюдается пространственный режим движения потока, который формируется в результате совместного проявления трех основных факторов: 1) тормозящего действия берегов, 2) гидродинамической неустойчивости потока в относительно широком русле и 3) поперечных течений и внутреннего расчленения потока на структурно обособленные фрагменты. В пойменных створах значительное замедление основного транзитного течения вызывается эффектом массообмена между потоками на пойме и в русле.

Закономерности изменения коэффициента Шези на реках исследовал Д. Е. Скородумов [261]. Как оказалось, $C$ увеличивается с ростом $h$ лишь в диапазоне не слишком больших наполнений русла (при $h<3$ м). Затем, несмотря на увеличение средних глубин, наблюдается стабилизация значений $C$. Эта закономерность подтверждена Р. А. Шестаковой [316] по материалам наблюдений на большом количестве равнинных, полугорных и горных рек в широком диапазоне средних глубин. Во многих случаях постоянство $C$ обнаруживалось уже при средних глубинах (1—1,5 м).

Одно из первых объяснений этой закономерности заключается в увеличении коэффициента шероховатости при повышении глубины, когда происходит затопление плохообтекаемых и покрытых растительностью частей русла. Имеет значение также увеличение высоты донных гряд, создающих дополнительные сопротивления формы. Эти морфологические проявления наблюдаются одновременно с гидравлическими факторами пространственного режима движения потока. Нам удалось количественно оценить их результирующий динамический эффект зависимостью, полученной применительно к формуле Шези—Маннинга [130]. Для относительно широких русел $\left(\tilde{\chi} = \frac{\chi}{R} > 30\right)$ выражение, которое приведено в [130], может быть записано в более простом виде:

$$C = \frac{R^{1/6}}{n_0 \sqrt{1 + \frac{66{,}7 \varphi R^{1/3}}{g n_0^2 \tilde{\chi}}}}, \qquad (6.30)$$

где $n_0$ — коэффициент шероховатости дна,

$$\varphi=0{,}0020 \text{ при } n_0=0{,}016 \div 0{,}021,$$
$$\varphi=0{,}0013 \text{ при } n_0>0{,}021.$$

В отличие от известных представлений [79], согласно зависимости (6.30), пространственный режим потока продолжает оказывать влияние на сопротивление его движению при достаточно больших $\tilde{\chi}$. Так, если принять $n_0=0{,}025$ и $R=10$ м, то второй член знаменателя в (6.30) окажется на порядок меньше первого лишь при $\tilde{\chi}>300$.

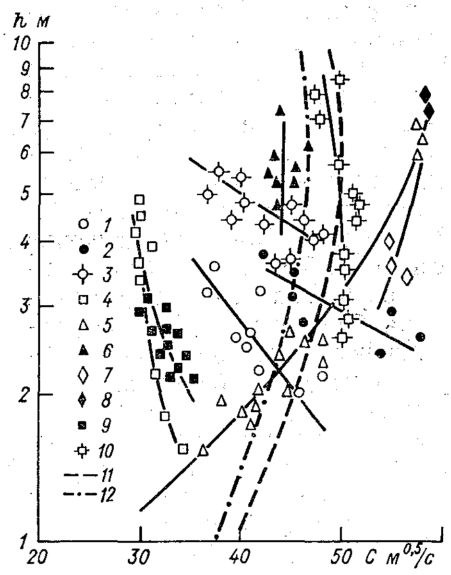



Рис. 6.3. Изменение коэффициента $C$ от средней глубины потока.

*1* — Каракумский канал (песчаные грунты), $n$=0,022÷0,034; *2* — Каракумский канал (супесчаные грунты), $n$=0,023÷0,029; *3* — Каракумский канал (глинистые грунты), $n$=0,024÷0,044; *4* — р. Енисей — с. Чао-Холь, $n$=0,025÷0,068; *5* — р. Варта — г. Познань, $n$=0,023÷0,033; *6* — р. Алдан — г. Томмот, $n$=0,028÷0,033; *7* — р. Волга — створ у г. Чкаловска, $n$=0,018÷0,026; *8* — р. Волга — г. Камышин, $n$=0,023÷0,030; *9* — р. Кафирниган — кишл. Чинар, $n$=0,029÷0,060; *10* — р. Дунай — г. Вена, $n$=0,024÷0,042; *11* — формула (6.30), *12* — формула Н. Н. Павловского [203].

Зависимость коэффициента $C$ от наполнения русла (уровня $H$ или средней глубины потока $h$) имеет сложный вид, особенно на реках. Большое количество кривых $C(H)$ и $C(h)$ рассмотрел Д. Е. Скородумов. Такое же разнообразие кривых $C(h)$ мы видим на рис. 6.3. Тем не менее если принять во внимание достаточно большую совокупность створов, то наиболее типичной и статистически преобладающей окажется зависимость $C(h)$, в которой $C$ стабилизируется или мало изменяется с увеличением $h$. Рассмотрим на этом фоне закономерность изменения $C$ согласно формуле (6.30), конкретизировав некоторые входящие в нее величины.

Относительная ширина естественных, близких к параболическим, русел $\tilde{b}_{пр} = \frac{B}{h}$ практически не отличается от $\tilde{\chi} = \frac{\chi}{R}$ и зависит от устойчивости береговых склонов. Как показали А. В. Серебряков и Л. В. Калинина по данным морфометрической статистики [256], относительная ширина больших и средних равнинных рек при максимальных расходах асимптотически приближается к значению $\tilde{b}_{пр} = 50 \div 60$. Относительная ширина русла при меньших наполнениях (им соответствует средняя глубина $h$) непосредственно устанавливается из геометрических соотношений параболы

$$\tilde{b} = \tilde{b}_{пр}\left(\frac{h_{пр}}{h}\right)^{1/2}, \qquad (6.31)$$

где $h_{пр}$ — глубина, отвечающая величине $\tilde{b}_{пр}$.

На рис. 6.3 приведена кривая, полученная по формуле (6.30) с учетом соотношения (6.31) при $\tilde{b}_{пр} = 50$, $h_{пр} = 10$ м, $n_0 = 0{,}025$ и $\varphi = 0{,}0013$. Как видим, и формула (6.30) приводит к стабилизации $C$ при увеличении наполнения русла, причем глубины, начиная с которых $C \approx \text{const}$, находятся в близком соответствии многочисленным натурным данным [316].

На том же рис. 6.3 приведены кривые, рассчитанные по формуле Н. Н. Павловского. Если отвлечься от обычного для эмпирических связей рассеяния, то полученная Павловским зависимость, несмотря на известное ограничение ($R \leqslant 3 \div 5$ м), не противоречит действительным реализациям связи $C(R)$. Это дает основание утверждать, что и тех эмпирических данных, которыми располагал Павловский, оказалось достаточно, чтобы объективно зафиксировать характер изменения гидравлических сопротивлений в открытых руслах.

При оценке гидравлических сопротивлений русла с поймой необходимо учитывать динамический эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков [5]. Этой задаче посвящено большое количество теоретических, натурных и лабораторных исследований [29]. Предложенные нами расчетные зависимости можно найти в монографии [130].

Исследование сопротивлений движения русловых потоков — основная проблема речной гидравлики. Что касается гидрометрии, то она использует установленные гидравлические закономерности для оценки пропускной способности русел, особенно при экстраполяции расходов воды.

### 6.4. Экстраполяция расходов воды за пределы диапазона измерений

При дискретных измерениях расходов воды не всегда удается зафиксировать их экстремальные величины, особенно максимумы. На горных и полугорных реках максимальные расходы часто наблюдаются в ночное время, когда их трудно измерить. В половодье на равнинных реках измерения осложняются большими глубинами и пойменными разливами потока. Определенные трудности возникают и при измерении минимальных расходов. Поэтому при учете стока неизбежно приходится прибегать к экстраполяции кривых расходов. При более общем подходе, когда для оценки пропускной способности русла используются гидравлические зависимости, вместо экстраполяции кривых $Q(H)$ следует ставить вопрос о вычислении расходов воды непосредственно за пределами диапазона их измеренных значений. Совершенно недопустимо экстраполировать кривые расходов «по тенденции» — этот формальный прием следует считать анахронизмом.

Наиболее надежная экстраполяция расходов воды возможна лишь на гидравлической основе. Соответствующие методы получили развитие в последние десятилетия. Итогом исследований отдела гидрометрии явилось издание методического пособия по экстраполяции кривых расходов [392]. Указания на использование аналитических и гидравлических зависимостей для экстраполяционных вычислений расходов содержатся и в международном стандарте ИСО 1100-73. Однако оба эти руководства отводят большую роль интуитивным соображениям и мало уделяют внимания объективным приемам определения расчетных параметров на основе измерений в освещенной части амплитуды расходов.

В разделе 6.3 установлены два вида гидравлических зависимостей:

— формула (6.29), полученная в результате интегрирования уравнения неустановившегося движения;

— выражение (6.30) для коэффициента Шези.

Выражение (6.29) не включает уклона свободной поверхности, и в этом состоит его достоинство, так как уклоны измеряются не всегда надежно. Применение формулы Шези хотя и требует данных об уклонах, но опирается на характеристики гидравлических сопротивлений, которые более изучены, чем параметры связи (6.29).

Независимо от применяемого варианта результаты экстраполяции непосредственно зависят от параметров, которые определяются по данным выполненных измерений. Поэтому, прежде чем опираться на эти данные, необходимо убедиться в их на-

дежности, что может быть осуществлено известными методами гидрологического анализа [301, 387]. Если точность измерений будет поставлена под сомнение, целесообразно привлечь результаты наблюдений прошлых лет и в качестве исходных данных экстраполяционных расчетов принять некоторые осредненные для рассматриваемого уровня расходы воды и соответствующие им характеристики.

Оценка эффективности гидравлических методов экстраполяции расходов произведена в отделе гидрометрии ГГИ по данным наблюдений на 35 русловых и 6 пойменных створах (расчеты выполнялись О. Л. Морозовой и Т. И. Яковлевой).

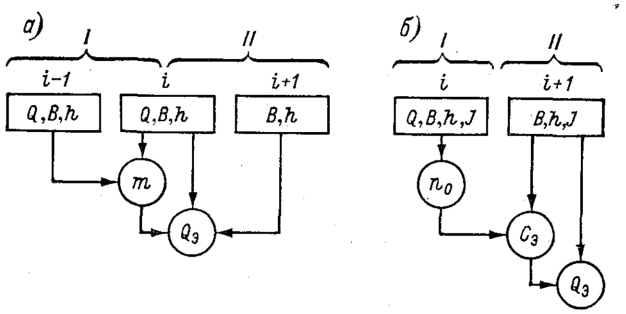



Рис. 6.4. Блок-схема экстраполяции расходов воды.
*а* — на основе уравнения неустановившегося движения, *б* — по формуле Шези.

При этом все многообразие морфологических типов пойм [215] в конечном счете сведено к двум группам, наиболее различающимся по гидравлическим условиям и сопротивлениям движению потока:

I — поймы свободно меандрирующих рек и рек с незавершенным меандрированием (резкое несовпадение динамических осей руслового и пойменного потоков, при котором русло по существу превращается в элемент микрошероховатости дна);

II — поймы немеандрирующих и ограниченно меандрирующих рек, на которых наблюдается близкое к совпадению положение динамических осей руслового и пойменного потоков.

Область экстраполяции максимальных и минимальных расходов принималась равной 15—20 % от полного их диапазона. Минимальные расходы экстраполировались лишь в русловых створах. Все расчеты производились в два этапа (рис. 6.4):

I — определение параметров расчетных зависимостей в исходном интервале на основе выполненных измерений расходов;

II — расчет экстраполированного значения расхода.

Показатель степени $m$ вычислялся по формуле

$$m=\frac{\lg Q_i-\lg Q_{i-1}}{\lg (Bh)_i-\lg (Bh)_{i-1}}. \qquad (6.32)$$

Индексы «$i$» и «$i-1$» соответствуют последнему и предпоследнему измерениям расхода. Для надежного определения $m$ необходимо, чтобы разность расходов $|Q_i-Q_{i-1}|$ была достаточно значимой: она должна по крайней мере в 2 раза превосходить по модулю погрешность измерения расхода $\sigma_Q$, что исключает некорректность оперирования с разностями, входящими в выражение (6.32).

Значения $m$, вычисленные на I этапе, непосредственно используются на II этапе для определения экстраполированного расхода $Q_э$, причем в качестве опорных величин $Q_0$, $B_0$, $h_0$ в формуле (6.29) принимаются результаты последнего из выполненных измерений $Q_i$, $B_i$, $h_i$.

При использовании формулы Шези предварительно определяемой величиной служит коэффициент шероховатости $n_{0_i}$, вычисляемый на основе формулы (6.30) при известном $C_i=v_i/\sqrt{R_iI}$:

$$n_{0i}=R^{1/6}\left(\frac{1}{C_i^2}-\frac{66{,}7\varphi}{g\widetilde{\chi}}\right)^{1/2}.$$

Полученное значение $n_{0_i}$ используется в расчетах II этапа для определения величины $C_э$ по той же формуле (6.30) на основе морфометрических характеристик русла при наивысшем уровне $(h_{i+1}, \widetilde{b}_{i+1})$. Значение $Q_э$ вычисляется по формуле Шези. При этом предполагается, что уклоны $I_{i+1}$ и $I_i$ известны. В том случае, если они при уровнях экстраполяции не определялись, принимаются последние из измеренных значений $I$.

Результаты испытания двух описываемых методов экстраполяции приведены в табл. 6.1. Точность полученных данных оценивалась отклонением рассчитанных величин от измеренных расходов. Из табл. 6.1 можно сделать следующие выводы.

1) Средние квадратические отклонения экстраполированных значений максимальных расходов соизмеримы с погрешностями их измерения, а точность экстраполяции минимальных расходов в несколько раз ниже.

2) Оба метода экстраполяции приводят практически к одному и тому же результату, но применение формулы (6.29) предпочтительней, так как она не требует данных об уклонах водной поверхности.

*Таблица 6.1*

**Экстраполяция расходов воды за пределы диапазона измерений**

| Фаза режима | $Q_{i-1}$, $Q_i$, $Q_{i+1}$ (м³/с) | $B_{i-1}$, $B_i$, $B_{i+1}$ (м) | $h_{i-1}$, $h_i$, $h_{i+1}$ (м) | $\widetilde{b}_{i-1}$, $\widetilde{b}_i$, $\widetilde{b}_{i+1}$ | Вариант I | | Вариант II | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $m$ | $\delta Q$ % | $n_0$ | $\delta Q$ % |
| **А. РАВНИННЫЕ РЕКИ** | | | | | | | | |
| **1. р. Волга — ств. у г. Чкаловска** | | | | | | | | |
| Половодье | 6240 | 925 | 7,2 | 128 | | | | |
| | 7380 | 932 | 7,9 | 118 | | | | |
| | 8520 | 935 | 8,6 | 109 | 1,75 | —0,4 | 0,022 | 0,9 |
| Межень | 4120 | 912 | 5,8 | 157 | | | | |
| | 2650 | 895 | 4,4 | 205 | | | | |
| | 1180 | 862 | 3,0 | 287 | 1,63 | 0,8 | 0,019 | —10,2 |
| По совокупности 35 створов | | | | | | | | |
| Половодье | Средние | | | | 1,70 | 8,6 | 0,024 | 17,9 |
| | | | | | 2,65 | 20,5 | 0,086 | 69,3 |
| | Предельные | | | | 0,36 | —17,1 | 0,0049 | —36,0 |
| Межень | Средние | | | | 1,94 | 37,3 | 0,030 | 36,1 |
| | | | | | 5,63 | 67,7 | 0,086 | 85,1 |
| | Предельные | | | | 0,85 | —87,6 | 0,013 | —62,7 |
| **Б. ПОЛУГОРНЫЕ И ГОРНЫЕ РЕКИ** | | | | | | | | |
| **1. р. Нарын — устье р. Кекирим** | | | | | | | | |
| Паводок | 813 | 83,2 | 3,3 | 25,1 | | | | |
| | 990 | 81,0 | 4,0 | 20,4 | | | | |
| | 1270 | 83,5 | 4,5 | 18,4 | 1,31 | —7,1 | 0,027 | —11,0 |
| Межень | 536 | 80,7 | 2,6 | 30,6 | | | | |
| | 326 | 73,8 | 1,8 | 41,9 | | | | |
| | 77,2 | 68,8 | 0,8 | 80,9 | 1,01 | 87,8 | 0,029 | 16,4 |
| По совокупности 23 створов | | | | | | | | |
| Паводок | Средние | | | | 1,55 | 9,9 | 0,031 | 15,5 |
| | | | | | 4,57 | 68,8 | 0,051 | 53,8 |
| | Предельные | | | | 1,72 | —19,4 | 0,005 | —25,9 |
| Межень | Средние | | | | 1,59 | 47,9 | 0,030 | 38,1 |
| | | | | | 2,81 | 87,8 | 0,072 | 84,3 |
| | Предельные | | | | 1,01 | —58,3 | 0,011 | —23,5 |

| Фаза режима | $Q_{i-1}$, $Q_i$, $Q_{i+1}$ (м³/с) | $B_{i-1}$, $B_i$, $B_{i+1}$ (м) | $h_{i-1}$, $h_i$, $h_{i+1}$ (м) | $\widetilde{b}_{i-1}$, $\widetilde{b}_i$, $\widetilde{b}_{i+1}$ | Вариант I | | Вариант II | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $m$ | $\delta Q$ % | $n_0$ | $\delta Q$ % |
| **В. ПОЙМЫ СВОБОДНО МЕАНДРИРУЮЩИХ РЕК И РЕК С НЕЗАВЕРШЕННЫМ МЕАНДРИРОВАНИЕМ** | | | | | | | | |
| **1. р. Ветлуга — д. Дубинки** | | | | | | | | |
| Половодье | 1260 | 1780 | 2,13 | 836 | | | | |
| | 1760 | 1820 | 2,52 | 722 | | | | |
| | 2250 | 1872 | 2,96 | 632 | 1,76 | 9,7 | 0,049 | 4,4 |
| Половодье | По совокупности: | | | | Вариант I 31 створ | | Вариант II 9 створов | |
| | Средние | | | | 2,08 | 18,6 | 0,052 | 28,8 |
| | Предельные | | | | 8,23 | 63,5 | 0,11 | 60,7 |
| | | | | | 0,54 | —31,6 | 0,021 | —38,1 |
| **Г. ПОЙМЫ ОГРАНИЧЕННО МЕАНДРИРУЮЩИХ РЕК** | | | | | | | | |
| **1. р. Свислочь — д. Теребуты** | | | | | | | | |
| Половодье | 288 | 188 | 2,2 | 84,7 | | | | |
| | 451 | 194 | 2,9 | 67,8 | | | | |
| | 639 | 199 | 3,4 | 58,0 | 1,60 | —1,6 | 0,016 | —22,1 |
| Половодье | По совокупности: | | | | Вариант I 20 створов | | Вариант II 5 створов | |
| | Средние | | | | 1,99 | 18,3 | 0,040 | 16,0 |
| | Предельные | | | | 5,36 | 24,6 | 0,073 | 13,6 |
| | | | | | 0,89 | —38,2 | 0,011 | —22,1 |

3) Неожиданно высокой оказалась точность экстраполяции максимальных расходов в пойменных створах без расчленения потока на части, протекающие в русле и на пойме: этот результат должен быть подвергнут дальнейшей проверке, но она, несомненно, служит бесспорным свидетельством преимуществ кинематической зависимости (6.29).

4) Как и следовало ожидать, показатель степени $m$ не остается постоянным. Его значения колеблются в широком диапазоне (от 0,54 до 3,12). Это указывает, с одной стороны, на возможность реализации в определенных условиях зависимостей Стивенса, Первышева, Шези—Маннинга, Сасорова и Гришанина, а с другой — на неправомерность универсализации какой-либо из них.

Мы видим, что в экстраполяционных расчетах принимаются характеристики потока, полученные в освещенной измерениями части амплитуды колебания расходов. Отсюда вытекает важное требование: изменение гидравлических характеристик русла в исходном и экстраполяционном интервалах должно оставаться монотонным. В беспойменных руслах это условие, как правило, соблюдается. Оно может считаться ненарушенным и в пойменных створах, если пойма затоплена в среднем на достаточно большую глубину, а именно

$$h_{\text{п}} \geqslant 0{,}8h_{\text{рб}}, \tag{6.33}$$

где $h_{\text{рб}}$ — глубина основного русла в пойменных бровках. Критерий (6.33) был установлен на основе полученных нами гидравлических зависимостей для пропускной способности русел с поймой [130], а также большого количества натурных данных, приведенных Н. Б. Барышниковым [29]. Условие (6.32) обеспечивает превышение тех уровней, при которых наблюдаются минимум средней скорости течения в основном русле и другие особенности скоростного поля, вызываемые взаимодействием руслового и пойменного потоков.

При сложной морфологии поймы и больших различиях в глубинах ее затопления образуется система гидравлически мало связанных протоков. В этом случае экстраполяционные расчеты производятся отдельно по фрагментам в русле и на пойме. Выделение фрагментов часто может требоваться и при экстраполяции минимальных расходов в руслах сложной формы, когда поток разбивается на обособленные струи, обтекающие русловые образования.

Предлагаемые методы экстраполяции расходов воды базируются на объективно-аналитической основе и вполне пригодны для реализации на ЭВМ.

Определение экстремальных расходов воды нередко встречает затруднение даже в охваченной измерениями части амплитуды колебания водности. Рассмотрим для примера вопрос о том, как поступить, если расход, измеренный при наивысшем или близком к нему уровне, отклонился от многолетней кривой расходов за пределы огибающей полосы рассеяния точек ($Q$, $H$). В этом случае, если кривая расходов достаточно обоснована, за наибольший расход принимается вычисленный по кривой на основе срочного уровня, так как предполагается, что значительное отклонение измеренного расхода от кривой $Q(H)$ обусловлено погрешностью измерения. Когда же многолетняя кривая расходов в зоне экстраполяции опирается лишь на одно-два измерения, т. е. ее положение не вполне определено, а расход воды измерен с достаточной надежностью, то именно его значение

принимается за максимальное. Аналогичный подход применяется и при определении минимальных расходов.

При статистических исследованиях стока горных рек в створах, для которых время добегания менее 24 ч, возникает необходимость в определении максимального (срочного) расхода паводка по среднесуточному расходу, умноженному на переходный коэффициент $K_Q$. Генетические зависимости для $K_Q$ могут быть получены для каждого гидрологического района отдельно. Так, для горных рек Закарпатья с площадью водосбора до 1360 км$^2$ предложена расчетная формула [115]

$$K_Q = \frac{2{,}57 - 1{,}30\beta}{1 + 0{,}035\left(\frac{L}{\sqrt{I}}\right)^{0{,}67}},$$

где $\beta$ — относительная залесенность бассейна; $L$ — длина реки в км, $I$ — средний уклон в ‰.

С какой бы уверенностью ни экстраполировались расходы воды, они нуждаются в дополнительной критической проверке. Наилучшим средством для ее осуществления служат статистические методы. При генетической однородности условий формирования стока рек одного гидрологического района экстремальные расходы характеризует близкая повторяемость. Следовательно, вероятность непревышения (обеспеченность) экстремумов в створах, где их удалось измерить, может быть распространена на экстраполированные величины с применением соответствующих коэффициентов перехода. Другими словами, для проверки экстраполированных максимумов можно воспользоваться соотношением максимальных расходов с различной вероятностью непревышения $P$ и $q$ $(q<P)$:

$$Q_{q\,\%}^{\text{макс}} = K_{q\,\%} Q_{P\,\%}^{\text{макс}}.$$

Например, по многочисленным статистическим данным, ориентировочно при $P = 1$ % можно принимать:

для зоны достаточного увлажнения —

$$K_{0{,}01\,\%} = 1{,}4; \quad K_{0{,}1\,\%} = 1{,}2;$$

для аридной зоны —

$$K_{0{,}01\,\%} = 2{,}0; \quad K_{0{,}1\,\%} = 1{,}5.$$

Независимо от статистической проверки, вычисленные максимальные расходы должны быть сопоставлены со значениями $Q_{\text{макс}}$ в других створах. При сопоставлении должны учитываться закономерности изменения расходов по длине водотока или с увеличением площади водосбора [225]. В верхних частях бесприточного участка обычно происходит увеличение расхода вниз

по течению, в нижних — нередко наблюдается его уменьшение из-за распластывания паводка, особенно в створах, расположенных в пойменных расширениях долины. На участках, где река принимает притоки, при правильно определенных максимальных расходах сумма объемов паводочного стока в устьевых створах притоков должна быть приблизительно равна объему в замыкающем створе. Для проверки особо выдающихся величин $Q_{макс}$ полезно привлечь исторические сведения о высоких наводнениях и физические предпосылки о возможных «максимумах максиморумах».

При контроле экстраполированных минимальных значений $Q_{мин}$ должны прежде всего приниматься во внимание уровни $H_0$, при которых расходы воды становятся ничтожно малыми или близкими к нулю. Такие уровни определяются подпором со стороны расположенных ниже по течению перекатов и притоков. Величина $H_0$ может оказаться особенно значительной выше впадения каналов переброски стока в маловодные или пересыхающие реки. Для проверки экстраполированных минимумов следует также использовать характеристики минимального стока и, в частности, данные о минимальном 30-дневном расходе 80 %-ной обеспеченности $Q^{мес}_{80\,\%}$. От него можно перейти к расходам других обеспеченностей $q$:

$$Q^{мес}_{q\,\%} = \lambda_q Q^{мес}_{80\,\%}.$$

Значения $\lambda$ районированы по территории Советского Союза [62]. Собственно для сравнения используется минимальный суточный расход $Q^{с}_{q\,\%}$, который связан с $Q^{мес}_{q\,\%}$ соотношением

$$Q^{с}_{q\,\%} = \alpha_q Q^{мес}_{q\,\%}.$$

По данным А. М. Владимирова [62], коэффициенты $\alpha_q$ изменяются в пределах 0,42—0,95; они могут быть всегда уточнены по справочникам о водных ресурсах.

Экстраполяция может считаться надежной, если разность обеспеченных $Q_q$ и вычисленных значений экстремумов $Q_э$ не превысит доверительного интервала предельной погрешности экстраполяционных расчетов и статистических определений.

## 6.5. Определение расходов воды объемно-гидравлическим методом

Наблюдения в период половодья и паводков — ответственная гидрометрическая кампания. Динамизм многоводной фазы речного режима требует соответственно ускоренных и учащенных измерений расходов. Во многих случаях они должны выполняться

не только в стационарных гидростворах, но и в дополнительных пунктах зоны формирования стока. Система наблюдений в половодье и паводки должна быть мобильной и достаточно распространенной по площади речных бассейнов. Этим требованиям отвечает аэрогидрометрический комплекс, но ему свойствен один существенный недостаток: измерения скоростей течения с самолета достаточно сложны и не всегда могут быть выполнены по метеорологическим условиям.

Рассмотрим возможность определения паводочных расходов воды без измерения скоростей течения объемно-гидравлическим методом. Известна одна из таких попыток [376], однако предложенная методика отличается схематичностью и не обеспечивает необходимой точности определения расхода воды.

Преобразуем уравнение неразрывности (6.23) и запишем его в конечных разностях для промежутка времени $\Delta t$ и участка длиной $l$:

$$\Delta\omega l/\Delta t+\Delta Q=0, \tag{6.34}$$

где $\Delta Q$ и $\Delta\omega$ — приращения расходов и площадей поперечного сечения потока. Величина $\Delta\omega l$ — не что иное как изменение емкости русла

$$\Delta W=B_{ср}l\Delta H_{ср}=F\Delta H_{ср}.$$

Здесь $F$ — площадь зеркала воды, $\Delta H_{ср}$ — среднее изменение уровня на участке, осредненное за интервал $\Delta t$.

Приращение $\Delta Q$ выражается разностью осредненных в течение промежутка $\Delta t$ расходов в ограничивающих створах — верхнем $Q_в$ и нижнем $Q_н$:

$$\Delta Q=Q_н-Q_в.$$

Подставляя выражение для $\Delta W$ и $\Delta Q$ в уравнение (6.34), решаем его относительно расхода в верхнем створе

$$Q_в=\frac{\Delta H_{ср}}{\Delta t}F+Q_н. \tag{6.35}$$

Таким образом, если для каждого интервала $\Delta t$ измерять расходы в нижнем створе $Q_н$, изменение объема призмы наполнения или опорожнения русла $\Delta W$, то можно определить расход воды в верхнем створе. При таком подходе мы получаем общеизвестную расчетную схему, применяемую при составлении русловых водных балансов. Однако уравнение (6.34) допускает метрологическую интерпретацию, при которой оно может быть использовано для определения расходов воды без измерения его элементов — скоростей течения и глубин потока. Для решения

этой задачи оказывается необходимым принять постулат об инвариантности зависимости расхода воды от основных размеров потока (6.28) по длине бесприточных морфологически однородных участков.

Для определения расходов в каком-либо створе (например, верхнем) выбирается бесприточный участок реки длиной $l$ так, чтобы замыкающий его нижний створ находился приблизительно в тех же гидравлико-морфологических условиях, что и верхний (рис. 6.5). Это требование не распространяется на основное протяжение участка наблюдений. В качестве измеряемых элементов используются данные об уровнях воды в ограничивающих створах и площадях водной поверхности, полученных на основе последовательных фотосъемок аэрокосмическими средствами через интервалы времени $\Delta t$. Длительность $\Delta t$ назначается в зависимости от продолжительности фаз подъема или спада половодья (паводка) $T_ф$:

$$\Delta t \leqslant 0{,}2T_ф.$$

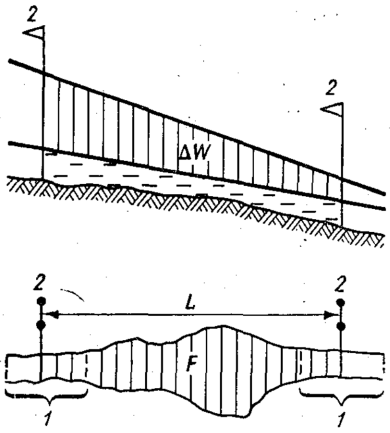



Рис. 6.5. Измерительная схема для определения расхода воды по уравнению неразрывности движения.

*1* — морфологически однородные участки, *2* — гидростворы.

Предполагается, что в начальный момент непосредственно перед подъемом уровня в ограничивающих створах известен расход стационарного потока $Q_0$ и площадь живого сечения $\omega_0$. Тогда в случае подъема паводка расход воды в конце первого интервала времени $\Delta t_1$ будет равен

$$Q_{в_1} = \frac{(H_{в_1} - H_{в_0} + H_{н_1} - H_{н_0})}{\Delta t_1} F_1 + Q_{н_0} + Q_{н_1} - Q_{в_0},$$

где $H_в$ и $H_н$ — уровни в ограничивающих створах; $F_1$ — осредненная за интервал $\Delta t_1$ площадь зеркала воды на измерительном участке. Хотя расход в нижнем створе $Q_{н_1}$ в конце интервала $\Delta t_1$ не измеряется, он может быть определен по соотношению (6.28) при значении $m = 5/3$, вытекающем из формулы Шези—Маннинга:

$$Q_{н_1} = Q_{н_0} \left( \frac{\omega_{н_1}}{\omega_{н_0}} \right)^{5/3}.$$

Полученное значение расхода в верхнем створе $Q_{в_1}$ дает возможность уточнить показатель степени $m$ по формуле

$$m_1 = \frac{\lg (Q_{в_1}/Q_{в_0})}{\lg (\omega_{в_1}/\omega_{в_0})}.$$

В соответствии с постулатом об инвариантности связи (6.28) величина $m_1$ принимается при определении расхода в нижнем створе. Тогда в конце расчетного интервала получим

$$Q_{в_2} = \frac{(H_{в_2} - H_{в_1} + H_{н_2} - H_{н_1})}{\Delta t_2} F_2 + Q_{н_1}\left[1 + \left(\frac{\omega_{н_2}}{\omega_{н_1}}\right)^{m_1}\right] - Q_{в_1}.$$

Таким образом, при определении расхода в верхнем створе $Q_{в_i}$ в конце очередного интервала $\Delta t$ используется значение $m_{i-1}$ для вычисления расхода $Q_{н_i}$. Физически это оправдывается тем, что подъем уровня в нижнем створе всегда запаздывает по сравнению с верхним. Так, шаг за шагом на основе метрологического «диалога» сопряженных створов строится кривая расходов в каждом из них, но в качестве результата измерений принимается зависимость $Q(H)$ в верхнем створе, так как измерительная информация об изменениях объема аккумуляции воды на участке $\Delta W$ используется при определении именно расходов $Q_в$.

Применительно к фазе спада паводка все необходимые вычисления выполняются в ретроспективном порядке, т. е. начинаются с момента, когда после прохождения паводка на реке будет наблюдаться меженный расход $Q_0$. В этом случае определяемой величиной уже является расход $Q_н$, а $Q_в$ устанавливается по соотношению (6.28) с показателем степени $m$, уточняемым по данным нижнего створа.

Если наблюдениями охватывается полная волна половодья (паводка), целесообразно осуществить оба варианта измерений — с прямым и ретроспективным отсчетом времени. В этом случае появляется возможность оценить надежность данных наблюдений по степени совпадения значений $Q_{макс}$, полученных двумя вариантами измерений. Результаты применения объемно-гидравлического способа оказываются существенно точнее, если при определении величины $m$ в «подошве» волны половодья (паводка) использовать не формулу Шези, а опираться на два базисных вертушечных измерения $Q_0$ и $Q_1$, произведенных в гидростворе, где выполняются регулярные меженные наблюдения за уровнями и стоком воды.

Большое значение имеет правильный выбор длины участка наблюдений $L$: она должна быть такой, чтобы расходы воды на аккумуляцию или от сработки призмы $\Delta W/\Delta t$ были не слишком

малы по сравнению с определяемыми расходами воды. Если исходить из условия, что величина $\Delta W/\Delta t$ не должна уступать значению осредненного за фазу подъема или спада паводка расхода $Q_ф$ более чем на порядок, то из соотношения (6.43) получим

$$L \geqslant 0{,}05 \frac{Q_ф T_ф}{z_ф B_{ср}},$$

где $z_ф$ — изменение уровня в продолжение фазы $T_ф$, $B_{ср}$ — средняя ширина зеркала воды. Таким образом, величина $L$ зависит от параметров формы гидрографа половодья.

Вместе с тем, чтобы исключить неопределенность промежуточных положений уровня, наибольшая длина участка $L_{макс}$ не должна превосходить расстояние, которое пробегает волна паводка за расчетный интервал времени $\Delta t$.

Хотя описанный комплекс включает расчетные операции, он не является вычислительным, так как его основу составляют результаты прямых измерений уровней воды и площадей зеркала водной поверхности на участке между ограничивающими створами.

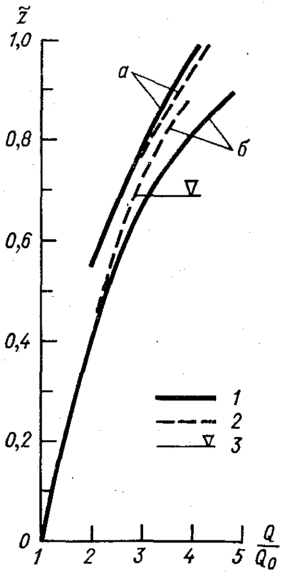



Рис. 6.6. Сопоставление кривых расходов, полученных на основе уравнений неразрывности (расчеты О. Л. Морозовой).

*а* — р. Мста, 1979 г.; *б* — р. Северский Донец, 1978 г. *1* — кривая расходов, полученная объемно-гидравлическим методом; *2* — кривая расходов по данным вертушечных измерений; *3* — уровень выхода воды на пойму р. Северского Донца.

Проверка объемно-гидравлического способа выполнялась в период половодья 1979 г. на участке р. Мсты от д. Девкино до д. Полосы (25 км). Комплекс наблюдений включал аэрофотосъемку площадей зеркала воды и наземные измерения расходов, выполнявшиеся на спаде волны половодья. Полученные результаты представлены на рис. 6.6 в виде совмещенных кривых расходов по данным вертушечных измерений и объемно-гидравлического способа. По оси абсцисс отложены относительные значения расходов $Q/Q_0$, где $Q_0$ — расход воды, наблюдавшийся в конце спада половодья, ординатой служит высота уровня над начальным, отнесенная к амплитуде его изменения в процессе определения расходов. Как видим, на участке р. Мсты (рис. 6.6 *а*) расхождение кривых вполне допустимо: оно не

превысило 5 %. Подчеркнем, что при этом выхода воды на пойму не наблюдалось.

Рис. 6.6 *б* отражает результаты определения расходов объемно-гидравлическим и вертушечным способами на р. Северский Донец между гидростворами Красный Шахтер—Каменка (37 км). Непосредственно перед выходом потока на пойму расхождение данных объемно-гидравлического способа и вертушечных составило всего 4—6 %. При затоплении поймы эта разность увеличилась до 25 %, что объясняется нарушением морфологической однородности участков в окрестности ограничивающих створов: площадь живого сечения в верхнем створе оказалась в 1,5—1,8 раза больше, чем в нижнем.

Предлагаемый способ определения расходов воды нуждается в дальнейшей разработке, но и предварительные данные позволяют заключить о его вполне достаточных метрологических возможностях. Во всяком случае рассмотренный объемно-гидравлический вариант невертушечных измерений более эффективен, чем измерительная схема Фогля [376], которая даже в условиях относительно правильного русла канала характеризовалась значительными отклонениями от результатов измерения объема стока вертушкой (до 30 %).

## 6.6. Определение максимальных расходов по меткам уровней высоких вод

Расходы особо выдающихся паводков и половодий часто приходится определять не только в оборудованных гидростворах, но и на реках и временных водотоках, где отсутствуют гидрологические посты. При этом используются метки уровня, остающиеся на берегах и прибрежных сооружениях [385].

Если полевой комплекс проведен своевременно, то результаты геодезических измерений оказываются достаточно надежными. Наибольшую неопределенность заключает коэффициент шероховатости $n$, необходимый для вычисления расхода воды по формуле Шези. Существует ряд детально разработанных шкал для $n$. В Советском Союзе наиболее известный вариант таблицы значений $n$ разработан М. Ф. Срибным [276]. Зарубежные данные о коэффициентах $n$ приведены В. Т. Чоу [312], Дж. Бредли [330] и др. Характеристики шероховатости пойм в недавнее время обобщены Н. Б. Барышниковым [29] и Ю. Н. Соколовым [269].

Хотя в опубликованных таблицах коэффициенты $n$ дифференцированы для различных состояний русла, выбор того или иного значения $n$ все же остается достаточно субъективным. В гидравлике разрабатываются формулы для $C$, не включающие коэффициентов $n$, а основанные на количественных характеристиках сопротивлений — линейных размерах элементов шерохо-

ватости $\Delta$ и расстояниях между ними $l$ [146]. Ясно, что подобная схематизация физической шероховатости возможна для искусственных покрытий и труб и очень затруднена в условиях естественных русел. Нередко высота выступов шероховатости остается физически неизменной, а гидравлическая шероховатость изменяется в значительном диапазоне. В связи с этим еще в 30-тые годы Б. В. Поляков [212] рекомендовал при расчетах исходить из широких пределов изменения коэффициентов шероховатости. Но согласиться с таким предложением значило бы впасть в другую крайность — фактического отрицания каких-либо шкал для $n$. Между тем их применение столь же правомерно, как и других натуральных шкал, например, для оценки твердости материалов, силы ветра или волнения в баллах. Но при этом необходимо с достаточной определенностью фиксировать опорные (реперные) значения $n$ и не допускать перекрытия интервалов шкалы. Во всяком случае эти интервалы должны превосходить доверительные пределы погрешностей определения $n$. Современные шкалы шероховатости естественных русел этим требованиям не вполне удовлетворяют: в некоторых своих частях они излишне дробны и содержат перекрывающиеся признаки.

Один из возможных вариантов натуральной шкалы шероховатости, свободный от указанных недостатков, представлен в табл. 6.2. Значения коэффициентов $n$ в ней принимались по данным Срибного, Чоу и Бредли; использованы также результаты полевых наблюдений отдела гидрометрии ГГИ на участках речных пойм. При оценке шероховатости рек в качестве ориентировки служили расчетные данные А. Л. Радюка [223] и А. К. Рябова [242]. Шаг опорных значений $n$ принят равным 20—30 % от среднего в каждом интервале, что приблизительно соответствует удвоенной средней квадратической погрешности определения на основе измеренных расходов воды и уклонов водной поверхности. Всего установлено 10 опорных (реперных) значений $n$.

Шероховатость естественных русел редко бывает однородной. Обычно части смоченного периметра $\chi_1, \chi_2, \ldots, \chi_m$ характеризуются различными коэффициентами шероховатости $n_1, n_2, \ldots, n_m$. Величина $n_0$ для всего потока, называемая в этом случае приведенным коэффициентом шероховатости, очевидно, должна рассматриваться как взвешенное среднее из частных величин $n_i$. Такая зависимость для $n_0$, вытекающая из формулы Шези, получена Н. Н. Павловским [203]; запишем ее для $m$ частей смоченного периметра:

$$n_0 = \left( \frac{\chi_1 n_1^2 + \chi_2 n_2^2 + \ldots + \chi_m n_m^2}{\chi} \right)^{1/2}. \qquad (6.36)$$

*Таблица 6.2*

**Шкала шероховатости речных русел и пойм**

| $n$ | Характеристика русел и пойм | | |
|---|---|---|---|
| | А. Равнинные реки | Б. Полугорные и горные реки | В. Поймы |
| 0,020 | Прямолинейные русла канализированных рек в плотных грунтах с тонким слоем илистых отложений | — | — |
| 0,025 | Естественные земляные русла в благоприятных условиях, чистые, прямые, со спокойным течением | Искусственные отводы русел, высеченные в скале | Ровная чистая пойма с низкой травой без сельскохозяйственного использования |
| 0,030 | Гравийно-галечные русла в тех же условиях | Гравийно-галечные русла в благоприятных условиях (чистые, прямые), $I=0{,}8\div1{,}0$ ‰ | Ровная пойма под пашней без посевов и пастбищем с низкой травой |
| 0,040 | Сравнительно чистые русла постоянных водотоков с некоторыми неправильностями в направлениях струй, неровностями дна и берегов и влечением донных наносов | Земляные русла периодических водотоков (сухих логов) в благоприятных условиях. Правильные хорошо разработанные галечные русла в нижнем течении. $I=3\div7$ ‰ | Ровная пойма, занятая зрелыми полевыми культурами, пастбищем с высокой травой и вырубками без побегов, небольшое количество староречий и мелких проток |
| 0,050 | Значительно засоренные русла больших и средних рек, частично заросшие или каменистые, с неспокойным течением. Чистые русла периодических водотоков | Значительно засоренные каменистые русла с бурным течением. Периодические водотоки с крупногалечным покрытием ложа. $I=7\div15$ ‰ | Пойма, поросшая редким кустарником и деревьями (весной без листвы), изрезанная староречьями |

| $n$ | Характеристика русел и пойм | | |
|---|---|---|---|
| | А. Равнинные реки | Б. Полугорные и горные реки | В. Поймы |
| 0,065 | Скалистые русла больших и средних рек. Русла периодических водотоков, засоренные и заросшие | Галечно-валунные русла с бурным течением. Засоренные периодические водотоки. $I=15\div20$ ‰ | Пойма под редким кустарником и деревьями с листвой или вырубками с развивающейся порослью |
| 0,080 | Речные русла, значительно заросшие, с промоинами и неровностями дна и берегов | Валунные русла в средней и верхней частях бассейна и периодические водотоки с бурным течением и взволнованной водной поверхностью. $I=50\div90$ ‰ | Поймы, покрытые кустарником средней и большой густоты (весной без листвы) |
| 0,100 | Русла рек, сильно заросшие, загроможденные стволами деревьев и валунами | Русла водопадного типа преимущественно в верховьях с крупно-валунным ложем и бурным течением. $I=90\div200$ ‰ | Поймы, занятые лесом при уровне ниже ветвей и кустарником средней и большой густоты с листвой |
| 0,140 | Реки болотного типа (заросли, кочки, во многих местах почти стоячая вода) | Русла водопадного типа, загроможденные обломками скал и валунами. $I=90\div200$ ‰ | Поймы, покрытые лесом при затоплении ветвей и густым ивняком |
| 0,200 | — | Русла с завалами из валунов и обломков скал | Глухие, сплошь заросшие, трудно проходимые поймы таежного типа |

Приведенная шкала шероховатости соответствует относительно широким и прямолинейным руслам. Отклонение от этих условий вызывает увеличение гидравлических сопротивлений и, соответственно, общих (приведенных) коэффициентов шероховатости. Имея в виду, что эффект препятствий, находящихся в самом потоке, учтен табличными значениями $n$, к дополнительным сопротивлениям остается отнести лишь влияние формы поперечного профиля и плановых очертаний русла.

В качестве параметра формы русла выше была принята относительная ширина $\widetilde{b}=B/h$. Параметр $\widetilde{b}$ учитывает влияние берегов и пространственного режима течения на гидравлические сопротивления. Применительно к логам и временным водотокам при $\widetilde{b}<30$ и $n_0>0{,}025$ приведенная в [130] сложная зависимость может быть сведена к следующей простой формуле:

$$n=n_0\left(1+\frac{0{,}0026R^{1/3}}{g\widetilde{\chi}n_0^2}\right)^{1/2}. \qquad (6.37)$$

Влияние изгибов потока и меандрирования русла может быть учтено, по Ковану [312], умножением $n$ на коэффициент $K_м>1$:

$$n_{изг}=K_м n.$$

Для $K_м$ рекомендованы значения: 1,15 — ощутимая степень меандрирования, 1,30 — значительное меандрирование. Например, на канале Северский Донец—Донбасс увеличение коэффициента шероховатости составляло $\Delta n=0{,}010\div0{,}015$ в среднем на каждые 30°/км поворотов при основном значении $n=0{,}027$.

Наряду с оценкой гидравлических сопротивлений русла, при вычислении расходов по меткам высоких уровней важно правильно определить площадь водного сечения.

Как указывалось в главе 2, метки высоких вод — это не что иное как след гребней наиболее высоких волн, которые образуются на поверхности достаточно стремительных потоков. Поэтому, прежде чем определять площади водного сечения и глубины (гидравлические радиусы) по результатам геодезических съемок русла, необходимо произвести срезку уровня на величину $(h_г)_{макс}$ согласно формуле (2.2).

С учетом всей совокупности условий движения временных водотоков при маловодьях и паводках формула для определения расхода воды по меткам высоких уровней приобретает следующую структуру:

$$Q=\frac{\omega-0{,}356h^{1,65}I^{0,4}B}{K_м}\left(R-0{,}356h^{1,65}I^{0,4}\right)^{2/3}\times$$

$$\times\left[\frac{g\varkappa I}{g\chi n_0^2+0{,}0026\,(R-0{,}356h^{1{,}65}I^{0{,}4})^{4/3}}\right]^{1/2}. \qquad (6.38)$$

До последнего времени расходы воды по меткам высоких уровней определялись без учета тормозящего действия берегов и динамических колебаний свободной поверхности потока. В связи с этим вполне возможно преувеличение вычисленных расходов, особенно в относительно узких порожистых руслах (в некоторых случаях в 1,5 раза и более). Во вновь изданных методических указаниях ГГИ [385] оба указанных фактора учтены.

# Глава 7

# Методы гидрометрического учета речного стока

## 7.1. Режимный и оперативный учет стока как задача представления гидрографа по данным дискретных измерений расходов воды

Учет речного стока осуществляется в двух вариантах:

1) р е ж и м н ы й — для изучения водных ресурсов и гидрологического режима рек;

2) о п е р а т и в н ы й — для текущего контроля водности рек при гидролого-прогностическом обслуживании народного хозяйства.

В том и другом случаях сток учитывается по гидрометрическим данным, но их интерпретация принимает разные формы. Режимные характеристики стока вычисляют по истечении годового цикла, так сказать, «задним числом», имея в распоряжении всю совокупность выполненных измерений и сведений о характере совершившихся гидрологических процессов. Оперативный же учет стока ведется в условиях изменяющейся гидрологической обстановки и пропускной способности русла, что приводит к необходимости прогнозировать (экстраполировать) эти изменения на интервал времени от состоявшегося до очередного измерения расходов воды. Существует разрыв между режимным и оперативным учетом стока, да и ведутся они в разных организациях: режимный — в центрах обработки и хранения гидрологических данных, оперативный — в гидрометбюро и отделах прогнозов. Оперативные данные о расходах воды, как выясняется по истечении года, нередко на 30—50 % отличаются от величин, публикуемых в гидрологических ежегодниках и отчетах.

В общей постановке задача учета стока состоит в том, чтобы воспроизвести гидрограф в виде хронологической последовательности ежедневных расходов воды (ЕРВ). В случае устойчивой связи $Q(H)$ ЕРВ определяются по среднесуточным значениям уровня $H$ непосредственно на основе КР или уравнения регрессии (6.1). Однако однозначная зависимость $Q(H)$ наблюдается лишь в четвертой части гидростворов основной гидрологической сети. Для рек более характерны изменяющиеся связи расходов и уровней воды. Этим объясняется многообразие существующих методов учета стока (более 20). Оно проистекает

из различия водного режима рек и гидравлических условий движения потока. Вместе с тем пестрота и недостаточная преемственность этих методов сложилась исторически, поскольку они разрабатывались в разное время многими специалистами. В тех случаях, когда наряду с закономерными наблюдается действие случайных факторов, которые можно учесть только статистически и особенно при недостаточной частоте измерений, становится очевидной искусственность и схематичность некоторых из традиционных методов, в частности, Стаута и Больстера. Было бы неправомерно реализовать на ЭВМ подобные схематичные построения, обедненные физическим содержанием.

Множественность методов вычисления ЕРВ обусловлена прежде всего неоднозначностью зависимостей расходов от уровней воды. В связи с этим получили развитие две основные разновидности учета стока:

— методы временных кривых расходов (ВКР), позволяющие учесть изменения пропускной способности русла в отдельные фазы гидрологического режима;

— интерполяционные методы.

При ограниченной частоте наблюдений временные кривые проводятся по точкам измеренных расходов, что практически дает те же результаты вычисления стока, что и при использовании метода линейной интерполяции характеристик пропускной способности.

Совершенство и физическая обоснованность моделей учета стока должны определяться возможностью их использования как для режимных, так и оперативных целей. Такие модели созданы в отделе гидрометрии ГГИ. Они основаны на корреляционно-гидравлических характеристиках пропускной способности русла, зафиксированных измерениями расходов воды. Аналитическая форма этих моделей зависит от состава учитываемых факторов и представляется в виде уравнения множественной линейной регрессии, независимо от характера и сложности исходных гидравлических зависимостей. Теоретически показано [236], что включение в линейные уравнения нелинейных членов в преобразованном виде существенно расширяет возможности регрессионного анализа.

Аналитическая структура моделей учета стока усложняется по мере увеличения числа учитываемых факторов. В этом случае целесообразно применять уравнение множественной линейной регрессии общего вида, в которое, кроме уровней, должны включаться и другие данные наблюдений, характеризующие факторы, от которых зависит пропускная способность русла:

$$Y = a_0 + \sum_{i=1}^{i=N} X_i, \qquad (7.1)$$

где $X_i$ представляет как непосредственно измеренные величины, так и различные нелинейные функции от них.

Рассмотрим математические модели гидрометрического учета стока применительно к факторам, создающим неоднозначность связи расходов и уровней воды, таким как изменение гидравлических условий (переменный подпор и неустановившееся движение), деформации русла и появление в нем сезонных препятствий (ледообразование и зарастание).

## 7.2. Модели гидрометрического учета стока при изменяющихся гидравлических условиях

Одна из наиболее распространенных причин неоднозначности расходов и уровней — переменный подпор, который наблюдается в хвостовых зонах водохранилищ и выше впадения крупных притоков в главную реку [255]. Пропускная способность русла, отнесенная к одному и тому же фиксированному уровню $H$, при подпоре снижается, а при спаде увеличивается на величину $\Delta Q$, которая связана сложной зависимостью с гидравлическими факторами. В их число входят такие трудноопределяемые элементы, как уклон трения и коэффициент шероховатости русла. В то же время все характеристики пропускной способности определяются положением уровня в двух смежных створах — верхнем ($H_в$) и нижнем ($H_н$). Уровни $H_в$ и $H_н$ принимаются в качестве аргументов зависимости для расхода воды, которая может быть представлена в виде семейства кривых $Q(H_в, H_н)$, как это было предложено А. В. Огиевским [7], или в аналитической форме уравнения (7.1) при $Y = Q$, $X_1 = H_в$, $X_2 = H^2_в$ и $X_3 = H_н$.

Если верхний гидроствор — входной для водохранилища, то скорости потока в нем должны по крайней мере в два раза превышать начальную скорость гидрометрических вертушек, т. е. составлять не менее 8—10 см/с. Что касается нижнего (сопряженного) створа, то он по возможности должен находиться вне зоны значительных денивеляций уровня при сгонах-нагонах и прохождении волн перемещения водных масс, связанных с изменением расходов в створах ГЭС.

Приведем для примера некоторые характеристики одного из входных створов Куйбышевского водохранилища: р. Волга — г. Чебоксары. Расчеты УР для летнего периода в годы различной водности по вариантам расположения нижнего створа позволили установить, что погрешность $\sigma_р$ растет по мере снижения водности расчетного года. Наиболее репрезентативным уровенным постом, сопряженным с гидростворами Чебоксары, оказался Верхний Услон. Соседний пункт Кирельское в двух случаях дал более высокие погрешности, чем при использовании нижераспо-

ложенных пунктов (рис. 7.1). Этот факт объясняется расположением Кирельского против устья р. Камы, где наблюдается значительное волнение при ветрах всех направлений.

К числу гидростворов, типичных для устьевого участка, относится створ у г. Тарту (в 47,6 км от устья) на р. Суур-

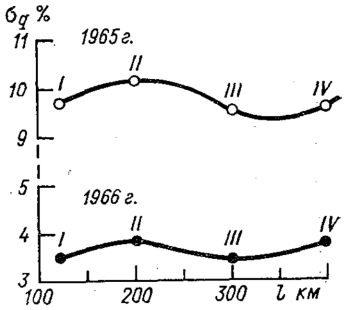



Рис. 7.1. Изменение тесноты связи расходов и уровней в сопряженных створах в зависимости от расстояний между ними в зоне подпора Куйбышевского водохранилища ниже г. Чебоксары.

Уровенные посты: *I* — Верхний Услон, *II* — Кирельское, *III* — Городище, *IV* — Дмитровград.

Эмайыги. Здесь проявляется переменный подпор со стороны Чудского озера. Ближайший пункт уровенных наблюдений — Праага расположен в устье реки. На озере наблюдаются периодические сгонно-нагонные и сейшевые колебания уровня с амплитудой до 0,5 м.

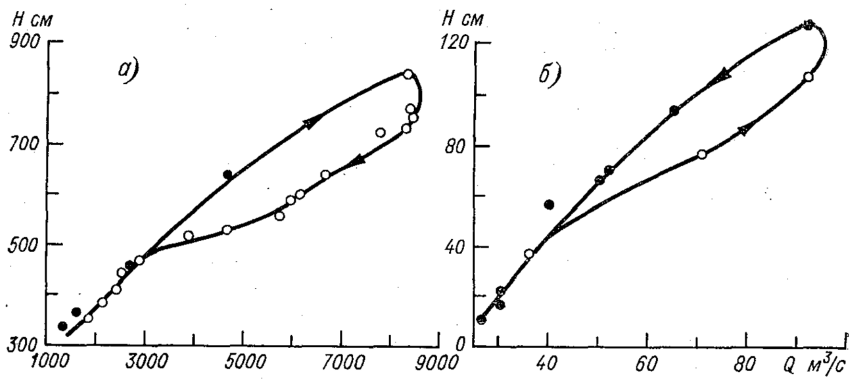



Рис. 7.2. Типичные кривые расходов в зонах переменного подпора.

*а* — р. Кама — г. Набережные Челны, 1969 г.; *б* — р. Суур-Эмайыги — г. Тарту, 1965 г.

Общее представление о характере связи $Q(H)$ в зонах переменного подпора дает рис. 7.2.

Особую задачу представляет учет инерционных эффектов неустановившегося движения потока. Международный стандарт ИСО-1100-73 рекомендует в этих случаях

пользоваться формулой Джонса, которая применительно к уравнению (7.1) образует переменные:

$$Y=\frac{Q_р}{Q_0};\quad X_i=\sqrt{1+\frac{B}{I_0\left(\frac{\Delta Q}{\Delta Z}\right)}\frac{\Delta z}{\Delta t}},\qquad (7.2)$$

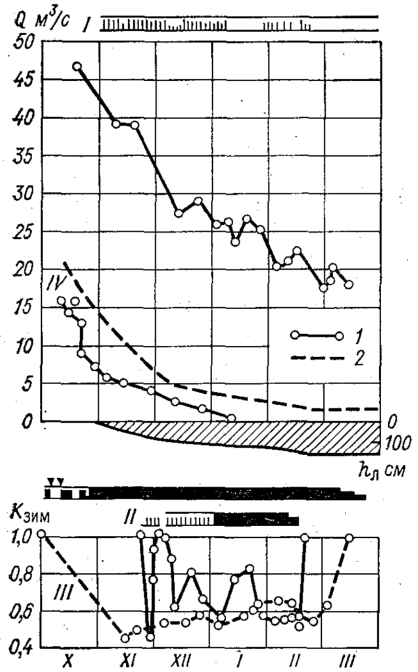



Рис. 7.3. Хронологический график изменения расходов воды и характеристик пропускной способности русла для рек с различными типами режима.

*I* — р. Нарын — г. Нарын, 1969-70 г.; *II* — р. Миния — с. Картяна, 1964-65 г.; *III* — р. Ока — г. Горбатов, 1975-76 г.; *IV* — р. Ток — пр. Николаевский, 1968-69 г. *1* — измеренные расходы и $K_{зим}$ в дни измерений, *2* — кривая истощения (спада расхода воды).

где $Q_0$ и $I_0$ — соответственно расход воды и уклон свободной поверхности при установившемся движении; $B$ — ширина русла; $\Delta Q$ и $\Delta Z$ — приращение расхода и уровня за интервал времени $\Delta t$.

## 7.3. Учет стока при ледообразованиях и зарастании русла

Учет стока становится особенно сложным при наличии препятствий для движения потока — ледообразования и зарастания русла.

Применительно к особенностям учета стока в зимний и переходный периоды следует различать четыре типа режима рек: I — ледообразование без ледостава (шуга); II — неустойчивый ледостав; III — длительный устойчивый ледостав; IV — перемерзание и наледи (рис. 7.3).

Один из наиболее распространенных способов учета стока при устойчивом ледоставе основан на относительной характеристике пропускной способности русла

$$K_{зим}=\frac{Q_{зим}}{Q_0},$$

где $Q_{зим}$ — измеренный зимний расход воды при уровне $H$; $Q_0$ — соответствующий этому уровню расход воды в открытом русле.

Гидравлическая зависимость для $K_{зим}$ представляется формулой Шези—Маннинга [14, 213]

$$K_{зим}=m_1\left(1-\frac{\omega_л}{\omega_0}\right)^{2/3}\frac{n_0}{n_{зим}}\left(\frac{I_{зим}}{I_0}\right)^{1/2}, \qquad (7.3)$$

где $\omega_л$ — площадь погруженного льда; $\omega_0$ и $n_0$ — соответственно площадь живого сечения и коэффициент шероховатости открытого русла; $n_{зим}$ — обобщенный коэффициент шероховатости; $I_0$ и $I_{зим}$ — соответственно уклоны открытого и закрытого льдом потока; $m$ — коэффициент, учитывающий соотношение геометрических характеристик живого сечения при наличии ледяных образований.

При отсутствии заторно-зажорных явлений допустимо принять $I_0=I_{зим}$. Если такое равенство не гарантировано, например, во входных створах водохранилищ, в качестве опорной зависимости для определения $K_{зим}$ используется уравнение регрессии, в котором расход воды ставится в соответствие двум уровням в сопряженных створах $H_в$ и $H_н$.

Сложнее оценить динамику изменений шероховатости русла подо льдом: коэффициент шероховатости $n_{зим}$ изменяется от максимальных значений в начальный период ледостава до минимальных — в конце ледостава [192]. При свободном русле, как непосредственно перед наступлением ледовых явлений, так и после вскрытия реки, $n_0/n_{зим}=1$. Эти закономерности изменения $n_0/n_{зим}$ описывает следующая эмпирическая функция времени:

$$n_0/n_{зим}=1-m_2\beta_л e^{-5\beta_л}, \qquad (7.4)$$

где $\beta_л=T/T_л$ ($T$ — время от начала ледообразования, $T_л$ — продолжительность ледостава).

Если разложить функцию (7.3) в ряд Маклорена, ограничившись двумя первыми членами, и воспользоваться представлением (7.4), то применительно к уравнению (7.1) получим следующий набор переменных $X_i$, от которых зависит $Y=K_{зим}$:

— фактор шероховатости, представленный как фактор времени

$$X_1=\beta_л e^{-5\beta_л};$$

— фактор стеснения русла льдом

$$X_2=\omega_л/\omega_0;\quad X_4=\omega_л^2/\omega_0^2;$$

— смешанные факторы

$$X_3=\frac{\omega_л}{\omega_0}\beta_л e^{-5\beta_л};\quad X_5=\frac{\omega_л^2}{\omega_0^2}\beta_л e^{-5\beta_л}.$$

Толщина льда, как известно, не измеряется ежедневно, но она зависит от суммы модулей отрицательных температур воздуха $t^{\circ}_{в}$ [47], что позволяет в каждый из сложных аргументов $X_2, \ldots, X_5$ вместо $\omega_л$ ввести $B_0\sqrt{|\sum t_в|}$. Так определилась структура гидравлико-метеорологической модели учета зимнего стока. Ее идея впервые была предложена А. В. Огиевским [7].

При неустойчивом ледоставе и заторно-зажорных явлениях, когда зимние уровни нередко бывают выше весенне-летних, коэффициент $K_{зим}$ теряет свою определенность. В этих случаях целесообразно опираться непосредственно на формулу Шези—Маннинга, которая после логарифмирования позволяет получить следующий состав переменных уравнения (7.1):

$$Y=\lg Q;\quad X_1=\lg \omega_{зим};\quad X_2=\lg h_{зим};\quad X_3=\sqrt{|\sum t_в|}. \qquad (7.5)$$

Уравнения регрессии рассчитываются для каждого периода ледостава в отдельности.

Кроме гидравлических зависимостей при создании моделей гидрометрического учета стока могут быть также использованы общефизические закономерности водного режима рек в зимний период. Одна из особенностей гидрографа в устойчивые зимы без оттепелей — спад расходов воды по мере убывания запасов влаги в бассейне. Кривая истощения — спада гидрографа эффективно описывается формулой Буссинеска [49, 268]:

$$Q=\frac{Q_п}{(1+\alpha_0 T)^2}, \qquad (7.6)$$

где $\alpha_0$ — константа истощения грунтового питания, $T$ — время. Уравнение (7.6), вообще говоря, относится к отдельному водоносному горизонту, при этом в качестве $Q_п$ принимается расход, при котором река переходит на подземное питание. Для его определения разработана специальная методика [214]. На основе (7.6) получаем

$$\frac{Q_o}{Q}=a_0+a_1T+a_2T^2; \qquad (7.7)$$

здесь $Q_o$ — последний расход, измеренный при открытом русле; $a_1$ и $a_2$ — коэффициенты регрессии, выражающие закономерности спада водности, в частности — истощения грунтового питания.

Модель, основанная на закономерностях убывания зимнего стока, оказалась особенно эффективной для шугоносных водотоков и перемерзающих рек с наледями. В последнем случае, кроме зависимости для убывания расходов воды, потребовалось

ввести функцию времени, выражающую потери стока на ледообразование и наледи. Модель учета стока усложнилась и приняла вид

$$Q=\frac{Q_0}{(1+\alpha_0 T)^2}-\left[a_0+a_1\frac{T}{T_c}+a_2\left(\frac{T}{T_c}\right)^2+\ldots+a_m\left(\frac{T}{T_c}\right)^m\right], \tag{7.8}$$

где $T_c$ — продолжительность периода ветви спада гидрографа.

Первый член правой части представляет собой аналитическую аппроксимацию огибающей поля измеренных расходов за многолетие, а параметры второго члена, учитывающего потери стока на ледообразование, определяются методом наименьших квадратов по совокупности измерений отдельно взятого года.

Подчеркнем важное достоинство моделей (7.7) и (7.8): они опираются на расходы $Q_0$, измеренные еще при открытом русле, которые более точны, чем результаты последующих измерений, особенно при шуге, наледях и перемерзании русла.

После возобновления стока в предвесенний период ЕРВ вычисляются на основе экспоненциальной аппроксимации восходящей ветви гидрографа

$$Q=Q_{\text{мин}}e^{Y}, \tag{7.9}$$

где $Y$ выражает закономерность изменения расходов по времени $T$, отсчитываемого от начала подъема водности:

$$Y=\ln\frac{Q}{Q_{\text{мин}}}=a_0+a_1T.$$

Для службы контроля качества воды в зимний период особенно эффективна гидрохимическая модель учета стока. В ней используется обратная связь минерализации $S$ с расходами воды $Q$ при уровнях $H$ в русле, закрытом льдом [190]. Из условий баланса растворенных веществ можно получить

$$Q=a_0+\frac{a_1}{H}+a_2\frac{H}{S}. \tag{7.10}$$

Модель (7.10) было бы нерационально использовать при вычислении ЕРВ: для этого потребовались бы трудоемкие анализы ежедневных проб воды. Но если уравнение (7.10) получено по данным предшествующих измерений, его достоинство заключается в том, что оно позволяет определять расходы при каждом отборе проб для контроля качества воды в створах, где регулярные наблюдения за стоком не выполняются.

В теплое время года дополнительные сопротивления движению потока создает водолюбивая растительность.

Как известно, для оценки пропускной способности русла при его зарастании применяется коэффициент

$$K_{зар}=Q_{зар}/Q_0,$$

где $Q_{зар}$ и $Q_0$ — соответственно расходы в зарастающем и свободном русле при одном и том же уровне $H$.

И в этом случае аналитическая структура модели учета стока вытекает из формулы Шези—Маннинга с учетом изменяющихся сопротивлений русла, по мере развития биомассы. Ее рост пропорционален корню из суммы среднесуточных температур воды $t$ и начинается после их перехода через некоторое пороговое значение: 10 °С для средней полосы ЕТС [166, 216]. Наряду с этим происходит старение и отмирание сначала части, а затем и всей массы водолюбивых растений. Поэтому, кроме учета термического фактора стеснения потока, необходимо ввести некоторую эмпирическую функцию времени, чтобы описать влияние «развития—старения» биомассы на коэффициент шероховатости $n_{зар}$:

$$n_{зар}=n_0\left(1-\beta+\beta^{4/3}\right),$$

где $\beta=T/T_{зар}$ ($T$ — время от начала зарастания, $T_{зар}$ — полный период существования растительности в потоке).

Комплекс переменных, устанавливаемых из формулы Шези—Маннинга, применительно к уравнению (7.1) таков:

$$Y=K_{зар};\quad X_1=\beta;\quad X_2=\beta^{4/3};\quad X_3=\frac{B_0\sqrt{\sum t}}{\omega_0};$$

$$X_4=\frac{\beta B_0\sqrt{\sum t}}{\omega_0};\quad X_5=\frac{\beta^{4/3}B_0\sqrt{\sum t}}{\omega_0}. \qquad (7.11)$$

Ситуация становится особенно сложной при зарастании русла в зоне влияния переменного подпора, что часто наблюдается в устьевых участках средних и малых равнинных рек, впадающих в моря и озера. В этом случае основу учетной модели составляет непосредственно формула Шези—Маннинга в логарифмической форме

$$\lg Q=\lg\left(\omega_0-m_1B_0\sqrt{\sum t}\right)+\frac{2}{3}\lg h+\frac{1}{2}\lg\left(\frac{H_в-H_н}{L}\right)-$$

$$-\lg n_0+\lg\left(1-\beta+\beta^{4/3}\right). \qquad (7.12)$$

Если все логарифмические функции в правой части принять в виде сложных аргументов, то (7.12) получит форму уравнения линейной регрессии $\lg Q$ по четырем переменным $X_1, \ldots, X_4$.

Общее уравнение регрессии (7.1) при рассмотренных комплексах определяющих факторов дает лишь первое приближение к величинам ЕРВ. Они могут быть существенно уточнены, если дополнительно учесть так называемые «остатки регрессии», которые характеризуются относительными отклонениями измеренных расходов $Q_и$ от величин $Q_р$, получаемых по уравнению (7.1) на дату измерения:

$$\tilde{q}_j = \frac{Q_{и_j} - Q_{р_j}}{Q_{р_j}}. \qquad (7.13)$$

Эффективность подобных уточнений при вычислении стока зарастающих рек оказалась достаточно высокой [216]. Ниже рассматривается пример использования отклонений $\tilde{q}_j$ применительно к учету стока в легко деформирующихся руслах.

## 7.4. Вычисление стока в деформирующихся руслах

С точки зрения влияния на пропускную способность следует различать:

— периодические деформации по глубине и ширине русла, когда отклонения измеренных расходов от осредненной КР или зависимости $Q(H)$ сбалансированы по знакам и величинам;

— переформирования русла, которые происходят после высоких паводков и ведут к полному изменению зависимостей $Q(H)$, а отклонения измеренных расходов от ранее существовавших КР принимают устойчиво-однозначный характер.

Для каждого конкретного створа в зависимости от гранулометрического состава донных наносов могут быть установлены диапазоны скоростей и других гидравлических элементов потока, при которых наблюдается тот или иной вид русловых деформаций. Во многих случаях такие критериальные соотношения удается определить [65]. Вместе с тем при одновременных деформациях дна и блужданиях потока по ширине русла зависимости для ЕРВ могут быть получены лишь на корреляционно-гидравлической основе.

Пример реки с исключительно подвижным руслом представляет Амударья. Рассеяние связи $Q(H)$ в расположенных на ней гидростворах достигает 25—30 %.

Если рассматривать хронологическую последовательность отклонений расходов $\bar{q}_j$ в пределах отдельно взятой фазы гидрологического режима, то ее можно считать реализацией квазистационарного случайного процесса $\tilde{q}(t)$. Его статистическими характеристиками служат: математическое ожидание $m_q = 0$,

дисперсия $D_{\tilde{q}} = \overline{\tilde{q}^2}$ (черта сверху — знак осреднения совокупности $\tilde{q}_j$) и автокорреляционная функция $r_q(t)$. Эти характеристики получают на основе учащенных измерений расходов воды, выполняемых в течение фазово-однородных (паводочного и меженного) периодов.

Значения $\tilde{q}_j$ должны тем или иным способом интерполироваться на интервал между измерениями $\tau_и$. Наиболее целесообразна так называемая оптимальная интерполяция элементов, развитая Л. С. Гандиным применительно к метеорологическим полям и процессам [69]. Значение $\tilde{q}_k$ на любую дату в интервале между измерениями представляется в виде суммы взвешенных результатов измерений $\tilde{q}_j$:

$$\tilde{q}_k = \sum_{j=2}^{j=N} P_j \tilde{q}_j. \qquad (7.14)$$

Весовые коэффициенты $P_j$ зависят от интервала дискретности $\tau_и$ и момента времени, на который производится интерполяция. Формулы для определения $P_j$ включают также приведенные выше статистические характеристики [69, 134]. Количество членов суммы (7.14) ограничивается двумя смежными значениями $\tilde{q}_j$ и $\tilde{q}_{j+1}$.

Таким образом, уточненная модель гидрометрического учета стока приобретает вид

$$Q = \left(a_0 + \sum_{i=1}^{i=N} X_i\right)\left(1 + \tilde{q}_k\right). \qquad (7.15)$$

Эта модель наиболее просто реализуется на основе линейной интерполяции отклонений $\tilde{q}_j$.

### 7.5. Оперативный учет стока по гидрометрическим данным

Пожалуй, ни в какой другой области гидрологических расчетов не встречается такого преобладания интуитивных подходов, как при оперативном учете стока. Так, при вычислении текущих ЕРВ в деформируемых руслах используются временные кривые расходов, которые проводятся наугад, впредь до очередного измерения, когда оказывается возможным произвести их корректировку. Погрешность вычисления ЕРВ по таким кривым часто приобретает систематический характер и достигает 20—25 %. Систематические погрешности вычисления ЕРВ возникают

на субъективной основе и неодинаковы у различных исполнителей [114].

Особенность оперативного учета стока заключается в том, что вычисление ЕРВ производится при отсутствии полной совокупности измерений данного года. В этих условиях, кроме текущих измерений, естественно базировать расчеты на многолетних характеристиках пропускной способности русла, т. е. уравнениях регрессии вида (7.1) для совокупности расходов, измеренных за ряд характерных лет.

Наиболее проста модель оперативного учета стока, основанная на уточнении уравнения (7.1), за многолетние по данным текущих измерений

$$Q=a_{0j}+\sum_{i=1}^{i=N} X_i, \tag{7.16}$$

где $a_{0\,j}$ определяется на основе последнего из измеренных расходов

$$a_{0j}=Q_j-\sum_{i=1}^{i=N} X_i.$$

Значения $a_{0_j}$ принимаются для определения ЕРВ на весь интервал времени впредь до очередного измерения расходов воды. Что касается переменных $X_i$ (уровней воды, среднесуточной температуры воды или воздуха), то они, как известно, измеряются ежедневно.

Значительно сложней модель оперативного учета стока, основанная на оптимальной экстраполяции отклонений $\widetilde{q}_j$ [134]. Ее особенность заключается в уменьшении весового коэффициента $P_j$ по мере увеличения интервала экстраполяции $\tau_э$, так что $P_j \to 0$ при $\tau_э \to \infty$.

## 7.6. Общие данные о точности гидрометрического учета стока и принципы реализации его моделей на ЭВМ

Рассмотренные модели учета стока реализованы отделом гидрометрии ГГИ в экспериментальных расчетах на ЭВМ «Минск-32» (более 50 гидрологических постов в различных зонах Советского Союза). Особенно широкой проверке подвергались модели зимнего и переходного периодов. Часть из них под руководством В. С. Рязанова (ВВ УГКС) в опытном порядке использовалась для оперативного учета стока рек Волжского бассейна. В табл. 7.1 приведены выборочные данные для характерных гидростворов, а именно, параметры уравнений регрессии

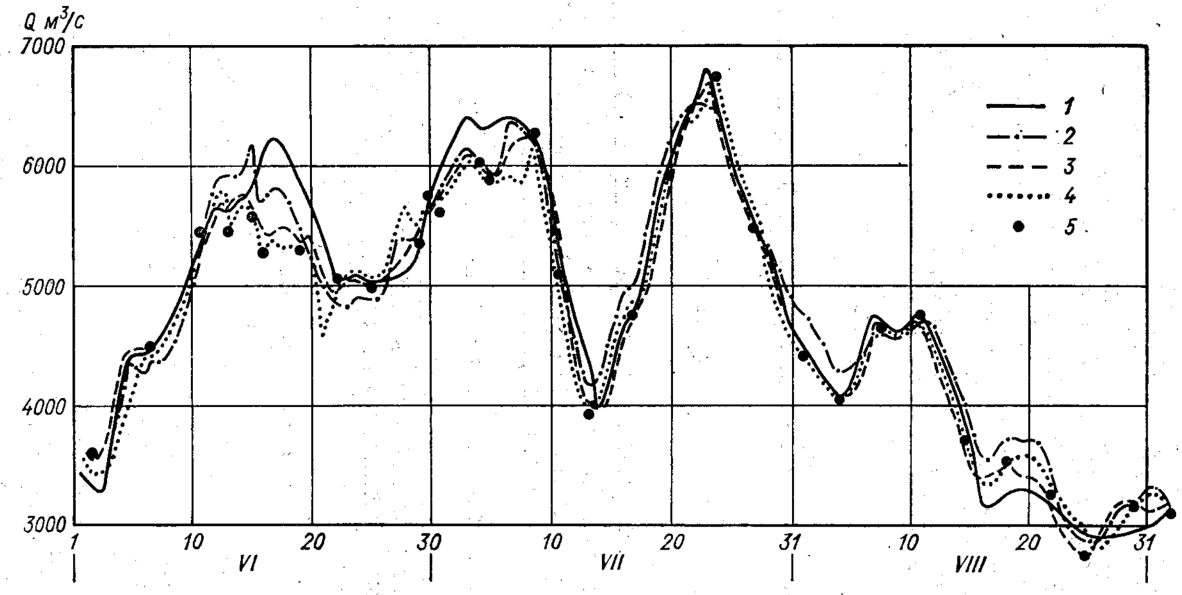



Рис. 7.4. Сопоставление гидрографов р. Амударьи в створе г. Керки за паводочный период 1973 г.

*Таблица 7.1*

**Параметры уравнений регрессии и погрешности гидрометрического учета стока**

| Режимные условия и характеристика связи | $Y$ | Расчетные периоды и параметры уравнения регрессии $a_0 \dots a_n$ | Характеристика связи $\frac{r}{\sigma_p}$ % | $\tilde{\sigma}_{k_{оп}}$, % |
|---|---|---|---|---|
| | | **р. Обь — с. Белогорье,** 1971—73 гг. | | |
| Однозначная связь $Q(H)$ | $Q$ | 1791; 28, 46; 0,00065 | $\frac{0,98}{6,6}$ | 14,0 |
| | | **р. Волга — г. Чебоксары,** 1969 г. | | |
| | | ($H_в$ — по гп Чебоксары, $H_н$ — по гп В. Услон) | | |
| Переменный подпор | $Q$ | 10 034; 16,07; 0,0096; —19,96 | $\frac{0,99}{5,7}$ | 12,0 |
| | | **р. Суур-Эмайыги — г. Тарту,** 1962 г. | | |
| | | ($H_в$ — по гп Тарту, $H_н$ — по гп Праага) | | |
| | $Q$ | 47,106; 0,250; 0,0016; —0,276 | $\frac{0,99}{4,0}$ | 10,0 |
| | | **р. Обь — с. Белогорье** | | |
| | | 1971 г. | | |
| Неустановившееся движение | $Q$ | 184; 0,989 | $\frac{0,97}{5,2}$ | |
| | | 1971—73 гг. | | |
| | | —265,34; 1,0096 | $\frac{0,97}{7,3}$ | 12,0 |
| | | **р. Нарын — г. Нарын,** 1966-67 г. | | |
| Ледообразование без ледостава (шуга) | $\frac{Q_o}{Q_T}$ | спад водности: 0,706; 0,026, —0,00013 | $\frac{0,91}{6,4}$ | 13,3 |
| | | подъем водности: —0,014; 0,004 | $\frac{0,98}{1,7}$ | 8,3 |
| | | **р. Вента — Кулдига,** 1965-66 г. | | |
| Неустойчивый ледостав | $\lg Q$ | —1,155; 1,441; —0,317; 0,0078; 0,194 | $\frac{0,98}{17,4}$ | 32,0 |
| | | **р. Ока — г. Горбатов,** 1973-74 г. | | |
| Устойчивый ледостав | $K_{зим}$ | 1,007; 13,97; 0,065; 8,431; —0,014; 0,793 | $\frac{0,97}{6,6}$ | 8,1 |

| Режимные условия и характеристика связи | $Y$ | Расчетные периоды и параметры уравнения регрессии $a_0 \ldots a_n$ | Характеристика связи $\frac{r}{\sigma_p}$ % | $\tilde{\sigma}_{k_{оп}}$, % |
|---|---|---|---|---|
| | | **р. Ветлуга — п. Ветлужский**, 1965—1975 гг. | | |
| | $Q$ | 60,87; —20 132; 119,55 | $\frac{0,95}{37,5}$ | — |
| | | **р. Ока — г. Муром** | | |
| | | (гидрохимическая модель) | | |
| | $Q$ | —1040; 729 754; —209,7 | $\frac{0,86}{11,2}$ | 22,5 |
| | | **р. Ток — пр. Николаевский**, 1968-69 г. | | |
| Перемерзание и наледи | $Q$ | 38,1; 0,034 16,371; —84,617; 160,87; —99,79 | $\frac{0,95}{19,9}$ | 32,0 |
| | | **р. Исса — д. Визги**, 1958 г. | | |
| Зарастающие русла | $K_{зар}$ | 1,173; —3,748; 3,17; —0,019; 0,065; —0,044 | $\frac{0,98}{4,5}$ | 24,1 |
| | | **р. Амударья — г. Керки**, 1966 г. | | |
| Деформирующиеся русла | $Q$ | Оптим. интер. $\tilde{q}_j$ в сочетании с уравнением (2) | | |
| | | паводок: | | |
| | | 4604,7; —6,47; 0,303 | $\frac{0,94}{16,2}$ | 25,0 |
| | | межень: | | |
| | | 409,3; —3,77; 0,106 | $\frac{0,95}{9,2}$ | 15,0 |

и характеристики тесноты связи — рассеяние $\sigma_p$ и коэффициенты корреляции $r$.

Погрешность режимного учета стока $\sigma_k$, характеризующая точность определения ЕРВ, оценивается непосредственно средним квадратическим рассеянием уравнения регрессии $\sigma_p$ для отдельно взятого года. В строгом смысле эта оценка относится к случаям, когда рассеяние связи (7.1) вызывается преимущественно гидравлическими факторами. Малое отличие $\sigma_p$ от погрешности измерения $\sigma_и$ существенно повышает точность вычисления ЕРВ: при большом количестве измерений в результате

статистического сглаживания их случайных погрешностей значение $\sigma_k$ становится исчезающе малым. При достаточно малой частоте измерений (не более 2—3 в месяц) погрешности $\sigma_р$ приобретают систематический характер. Поэтому и в случае связи (7.1), близкой к однозначной зависимости, рекомендуется принимать $\sigma_k \approx \sigma_р$.

Сложнее оценивается точность оперативного учета стока. В основу этой оценки может быть положено рассеяние $\sigma_р$, характеризующее тесноту связи (7.1) за многолетие. В наших численных экспериментах погрешности оперативных данных непосредственно оценивались разностью измеренных и вычисленных на дату измерения расходов воды. С учетом всей совокупности исследованных гидростворов погрешность оперативного учета стока в 1,5—2 раза выше, чем в режимном варианте, т. е. $\sigma_{k\,оп} = (1{,}5 \div 2)\sigma_{k\,р}$.

Использование дополнительных характеристик пропускной способности $\tilde{q}_j$ применительно к уравнению (7.1) позволяет извлечь полезную информацию из «остатка регрессии». На рис. 7.4 сопоставлены гидрографы р. Амударьи в гидростворе Керки за паводочный период 1973 г.: по данным гидрологического ежегодника (*1*), по оперативным данным УГКС с использованием временных кривых расходов (*2*), на основе моделей режимного (*3*) и оперативного (*4*) учета стока. Обнаруживается ненадежность режимных и оперативных данных УГКС в отдельные периоды: расчетный гидрограф отклоняется от измеренных расходов (*5*), в то время как он должен сглаживать их хронологическую последовательность. Расчет ЕРВ по схеме (7.15) обеспечивает близкое соответствие гидрографа измеренным расходам и практическое совпадение режимных и оперативных данных.

Применение предлагаемых моделей существенно (на 30—50 %) уменьшает погрешности режимного и оперативного учета стока по сравнению с используемыми в настоящее время методами. Исключение составляет модель, основанная на уравнении Джонса (7.2). Она применима лишь для рек с незначительным уклоном, но учет инерционного члена практически не сокращает обычного рассеяния связи $Q(H)$.

Несмотря на многообразие рассмотренных выше моделей гидрометрического учета стока, их общую основу составляет интерполяция данных измерений с использованием гидравлических зависимостей для пропускной способности русла и определяющих ее дополнительных факторов. Набор последних практически всегда может быть ограничен наиболее информативной частью с учетом того, насколько значимо различие дисперсий

$\sigma_p^2$ при полном и сокращенном наборе переменных $X_i$ (для этой цели может быть применен критерий Фишера).

Оценки точности вычисления ЕРВ по совокупности рассмотренных моделей близки к значениям, приведенным в официальном издании [386]. Что касается расходов, осредненных за декаду, месяц и сезон, то их точность зависит от частоты измерения расходов и статистических свойств погрешностей вычисления ЕРВ. По нашим данным погрешности определения среднедекадных и среднемесячных расходов соответственно в 1,5 и 2—3 раза меньше, чем ЕРВ и, во всяком случае, почти на порядок ниже значений, которые можно найти в [17]. Последнее объясняется неравномерным использованием в [17] автокорреляционных функций последовательности ЕРВ, взятых из гидрологических ежегодников, в то время как следовало бы в основу анализа положить автокорреляционные функции пропускной способности русла. Недопустимо также распространять на осредненные характеристики стока оценки точности средних из измеренных расходов, как это сделано в работе [238].

Приведенные примеры достаточно характерны: не так уж редко различные методические исследования по разработке алгоритмов и оценке точности вычисления стока на ЭВМ выполняются на базе данных гидрологических ежегодников, хотя эта опосредствованная информация не отражает вариаций пропускной способности русла, отфильтрованных при вычислении ЕРВ. Весь опыт экспериментальных расчетов показывает, что применение ЭВМ не только не снижает, а, напротив, повышает точность учета стока. Однако этот результат достигается лишь в том случае, если поиск наилучшей модели проводится на базе достаточного количества и высокого качества натурных данных. После разработки рациональной методики количество измерений может быть сокращено в зависимости от требуемой точности вычисленных характеристик.

Остановимся на некоторых методических положениях оценки точности осредненных характеристик стока в зависимости от погрешностей и частоты измерения расходов воды.

При устойчивой кривой расходов ЕРВ определяются наиболее просто: они снимаются с КР или вычисляются по формуле аппроксимации (6.1). Поскольку КР осредняет поле точек $Q(H)$, случайная погрешность ЕРВ, вообще говоря, оказывается значительно меньше, чем рассеяние $\sigma_p$. Так, по У. Херши [350],

$$\tilde{\sigma}_k = \frac{\tilde{\sigma}_p}{\sqrt{N}}, \qquad (7.17)$$

где $\tilde{\sigma}_k$ и $\tilde{\sigma}_p$ — соответственно погрешности ЕРВ и уравнения регрессии (6.1). При обычном количестве измерений расходов

$N = 40 \div 50$ в год $\tilde{\sigma}_k$ на порядок меньше $\sigma_р$ и точность определения ЕРВ формально оказывается весьма высокой. Но Херши не учитывает того, что этот эффект достигается лишь при сравнительно большом количестве измерений, равномерно распределенных по амплитуде колебания уровня, так что в каждом их интервале оказывается достаточно данных для надежного определения среднего положения КР. Практически это требование трудно соблюсти, особенно в области максимума непродолжительных паводков, в переходные периоды и т. п. Поэтому построенные или аппроксимированные КР так или иначе отклоняются от действительного положения, которое можно было бы установить по большому числу измерений. Отсюда возникают квазисистематические погрешности учета стока, т. е. такие, что их статистическое сглаживание происходит менее интенсивно, чем случайных. Строгая оценка квазисистематических погрешностей учета стока в этих условиях возможна лишь в каждом конкретном случае с учетом количества измерений расходов воды $N$. Если они достаточно равномерно распределяются по фазам режима ($N_ф$), то вместо (7.17) можно рекомендовать

$$\tilde{\sigma}_k = \tilde{\sigma}_р \sqrt{\frac{N_ф}{N}}. \qquad (7.18)$$

При устойчивых КР обычно в среднем производится 2—3 измерения в месяц (20—25 за период открытого русла). Считается, что для достаточного освещения фазы водного режима необходимо по крайней мере 5 измерений [341]. Таким образом, вся совокупность измерений на равнинных реках с устойчивыми кривыми расходов, как правило, должна распределяться по четырем гидрологическим фазам.

При неоднозначной связи $Q(H)$ вычисление ЕРВ производится на основе тех или иных моделей, а сток за расчетный период $T$ (суток) определяется как среднее арифметическое из ЕРВ

$$Q_T = \frac{1}{T} \sum_{k=1}^{k=T} Q_k.$$

Если бы погрешности вычисления ЕРВ $\tilde{\sigma}_k$ были не коррелированы, то, очевидно, точность осредненной величины $Q_T$ характеризовалась бы зависимостью

$$\tilde{\sigma}_T = \frac{\tilde{\sigma}_k}{\sqrt{T}}. \qquad (7.19)$$

Фактически при обычных интервалах между измерениями $\tau_и$, не превышающих 15—20 суток, погрешности $\tilde{\sigma}_k$ сохраняют знак, т. е. обладают значительной корреляцией. Более или менее независимыми можно считать лишь погрешности $\tilde{\sigma}_k$, относящиеся к соседним интервалам между измерениями. В связи с этим допустимо принять

$$\tilde{\sigma}_T = \tilde{\sigma}_k \sqrt{\frac{\tau_и}{T}}; \quad T \geqslant \tau_и. \tag{7.20}$$

Во всех случаях $\tilde{\sigma}_k$ вычисляется в зависимости от способа интерполяции по формулам (1.36) и (1.37).

Допустимо также определять случайную погрешность $\tilde{\sigma}_T$ по формуле (7.19). Но тогда суммарная погрешность должна включать систематическую составляющую $\Delta$:

$$\tilde{\sigma}_{T_c} = \sqrt{\tilde{\sigma}_T^2 + \Delta^2},$$

причем $\Delta$ устанавливается по данным учащенных измерений расходов воды.

Общие характеристики точности вычисления осредненных значений стока приведены на рис. 7.5. Погрешности рассчитаны по формулам (7.19) и (7.20) с учетом степени рассеяния связи $Q(H)$:

1) при устойчивых (однозначных) кривых расходов;

2) при неоднозначных зависимостях $Q(H)$ в створах равнинных рек, где наблюдаются сезонные деформации русла и переменный подпор;

3) при неоднозначных КР в неустойчивых руслах полугорных и горных рек.

Погрешность $\sigma_k$ вычисления ЕРВ в последних двух случаях определялась по формуле (1.36), относящейся к линейной интерполяции поправок $\tilde{q}$. Полученные оценки, как уже указывалось выше, могут быть распространены и на случай использования временных КР. Оценки точности приведены отдельно для двух фаз режима — половодий (паводков) и межени. При использовании формулы (7.18) для каждой фазы принималось $N_ф = 4$, а наибольшее количество измерений расходов $N = 60$.

Из рис. 7.5 можно усмотреть, что на реках первой и второй группы точность определения осредненных характеристик стока в межень ниже, чем в половодье. Это объясняется увеличением относительного рассеяния точек измеренных расходов в поле

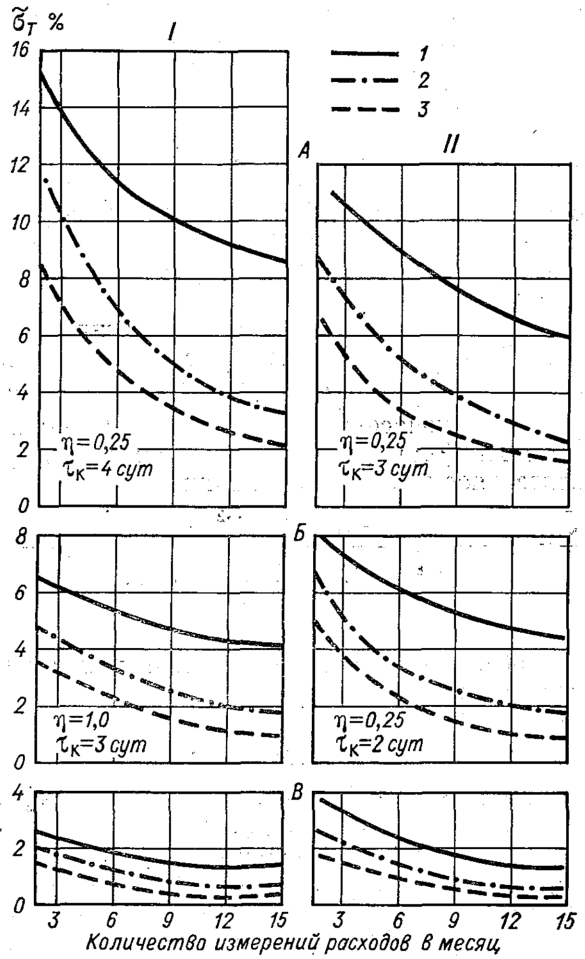



Рис. 7.5. Зависимость средних квадратических погрешностей вычисления ежедневных (*1*), среднедекадных (*2*) и среднемесячных (*3*) расходов воды на реках и каналах.

*А* — легко деформирующиеся русла; *Б* — русла, претерпевающие сезонные деформации; *В* — устойчивые русла. Фазы режима: *I* — половодье (паводки), *II* — межень.

($Q$, $H$) по мере снижения водности. На реках третьей группы наблюдается обратное: точность вычисления стока растет с уменьшением расходов воды.

Кривые рис. 7.5 характеризуют точность режимного учета стока в открытых свободных руслах. При появлении в русле препятствий для движения потока (ледообразование, зарастание)

погрешность вычисления ЕРВ и осредненных значений стока повышается на 40—60 %.

Что касается оперативных значений, то для оценки их точности можно принять соотношение

$$\left(\tilde{\sigma}_k\right)_{\text{оп}} = 2\left(\tilde{\sigma}_k\right)_{\text{р}}.$$

Зависимости для погрешностей учета стока должны вытекать из аналитической основы его моделей. Во всех случаях, когда нарушается этот принцип, оценки точности теряют свою достоверность [17].

Укажем на одну из характерных систематических погрешностей — занижение стока, которое возникает из-за нелинейности связи $Q(H)$ в условиях суточного хода уровней. Если вместо среднего из почасовых расходов $\overline{Q}$ ЕРВ вычисляются на основе уравнения (6.1) по среднесуточному значению уровня $H_{\text{с}}$, то относительное занижение величин $Q_{\text{с}}$ составит

$$\delta Q = \frac{Q_{\text{с}} - \overline{Q}}{\overline{Q}} = \frac{a_0 + a_1 H_{\text{с}} + a_2 H_{\text{с}}^2 + \ldots + a_n H_{\text{с}}^n}{a_0 + a_1 H_{\text{с}} + \frac{(m+1)^2}{2m+1} a_2 H_{\text{с}}^2 + \ldots + \frac{(m+1)^n}{mn+1} a_n H_{\text{с}}^n} - 1, \tag{7.21}$$

где $m$ — показатель степени, получаемый при аппроксимации суточного хода уровня в форме (1.11):

$$m = \frac{H_{\text{макс}}}{H_{\text{с}}} - 1.$$

Так, для поста р. Джыргалан—с. Советское за 1969 г. получены следующие параметры уравнения (6.1): $a_0 = 0{,}586$; $a_1 = 0{,}123$; $a_2 = -0{,}0018$; $a_3 = 0{,}000054$. График колебания уровней 5/V (см. табл. 2.1) аппроксимируется функцией (1.11) при $m = 0{,}25$. Соответствующее занижение $Q_{\text{с}}$, согласно формуле (7.21), составило 4,4 %. При $m = 0{,}5$, что может наблюдаться в натуре, расход воды был бы занижен более чем на 20 %.

Рассмотренный пример типичен для горных и предгорных рек. При оценке их водных ресурсов всегда следует иметь в виду возможность занижения стока из-за неучета суточного хода уровня.

Типовая блок-схема вычисления ЕРВ изображена на рис. 7.6 (составлена А. В. Савельевой). Обратим внимание прежде всего на подготовительный этап — предварительный анализ исходной информации для выбора технологических схем и моделей учета стока. Необходимость выполнения этих операций не нуждается в особом разъяснении: прежде чем воспользоваться арсеналом современных средств механизированной обработки

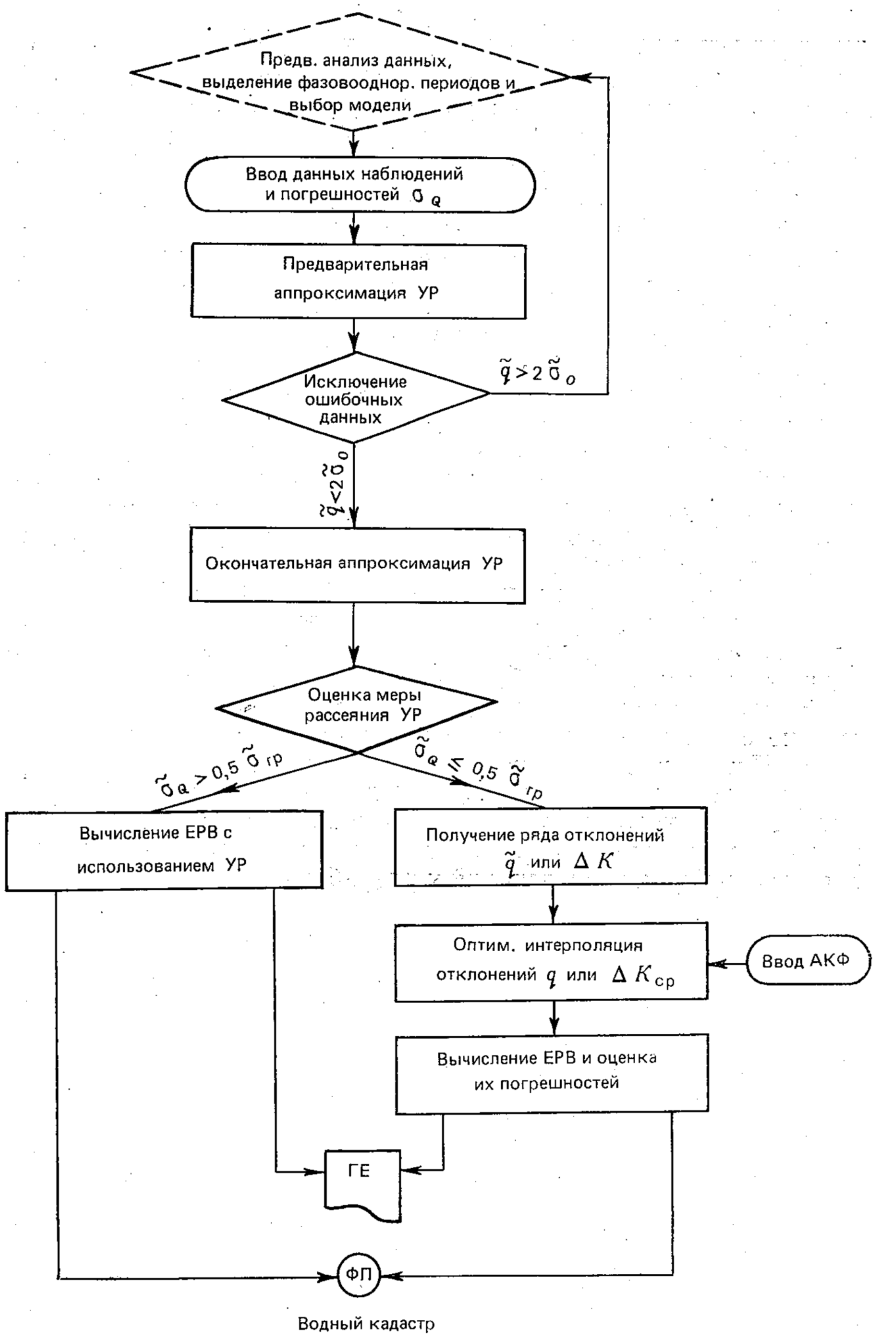



Рис. 7.6. Блок-схема вычисления ЕРВ на ЭВМ.

данных наблюдений, необходимо подвергнуть их тщательному анализу во взаимосвязи элементов гидрологического и гидравлического режима, а иногда и метеорологических характеристик. Первостепенной задачей является выделение фазово-однородных периодов применительно к изменениям пропускной способности русла — каждому из таких периодов должен соответствовать свой пакет программ вычисления стока на ЭВМ [240].

Методика гидрологического анализа результатов наблюдений тщательно разработана [301]. Она нисколько не утратила своего значения и в условиях машинной обработки данных, хотя не все выполняемые при этом операции поддаются математическому описанию. В дальнейшем потребуется разработать объективные критерии выделения фаз гидрологического режима и контроля результатов наблюдений. Некоторые авторы, стремясь получить «универсальные» методы учета стока, вообще не выделяют фаз режима и ограничиваются формальной аналитической аппроксимацией хронологического хода характеристик, полученных по данным измерений за год [82, 322]. Если для режимных целей такой подход еще возможен, хотя и порождает дополнительные погрешности расчета, то он оказывается непригодным для разработки методов оперативного учета стока.

В заключение подчеркнем, что описанные модели учета стока еще не составляют законченного программного комплекса для ЭВМ. Потребуется разработать пакеты прикладных программ, которые, как известно, не сводятся к простому набору алгоритмов, а допускают возможность необходимой детализации и уточнения расчетов [137]. Создание таких пакетов — очередной этап дальнейших исследований и разработок.

# Глава 8

# Учет стока и определение расходов воды на гидроэлектростанциях, водопропускных сооружениях и в системах водоснабжения

## 8.1. Учет речного стока в створах гидроэлектростанций и гидроузлов

Створы гидроэлектростанций (ГЭС) и гидроузлов занимают ключевое положение в системе гидрологических наблюдений на реках. На ГЭС и гидроузлах существуют все необходимые технические предпосылки для непрерывных и высокоточных измерений расходов воды. Применяемые при этом методы и средства зависят от компановки и конструктивных особенностей сооружений.

Гидроузлы представляют собой комплекс сооружений, образующих напорный фронт (плотины, сопрягающие дамбы), водосборов, ГЭС, судоходных шлюзов, водозаборов в каналы, бревноспусков и рыбоходов.

В последнее время строятся гидроаккумулирующие электростанции (ГАЭС). В часы избытка электроэнергии их агрегаты работают как насосы, а для покрытия пика нагрузок они срабатывают аккумулированную воду и восстанавливают в несколько меньшем количестве ранее затраченную энергию.

Каждый гидроагрегат ГЭС состоит из расположенных на одном валу турбины и генератора. Вспомогательное оборудование включает приборы и приспособления для управления работой турбин, электроаппаратуру и водомерные устройства.

На высоконапорных ГЭС ($H \geqslant 100$ м), как правило, устанавливаются радиально-осевые турбины, отличающиеся высоким коэффициентом полезного действия (к. п. д.) при малом диапазоне изменений напора и нагрузки. На низконапорных и средненапорных ГЭС, где даже небольшое изменение напора влияет на к. п. д., применяют поворотно-лопастные турбины. У этого типа турбин лопасти рабочего колеса могут устанавливаться под разными углами для безударного входа воды, что уменьшает потери в турбине и соответственно повышает их к. п. д. Наиболее выгодный режим работы поворотно-лопастных турбин устанавливается автоматически с помощью специального комбинаторного устройства. На ГЭС с очень высокими напорами можно встретить ковшовые турбины, однако

число ГЭС с турбинами такого типа невелико. В последние годы на низконапорных ГЭС (до 10 м) находят применение капсульные турбины.

Типоразмеры предпочтительно применяемых в Советском Союзе гидротурбин регламентированы специальной номенклатурой, которая включает радиально-осевые и поворотно-лопастные турбины с диаметрами рабочих колес от 1,8 до 10,5 м на напоры от 3 до 500 м [201].

Возможности для надежного учета стока на ГЭС и гидроузлах значительно выше, чем в русловых створах. Развиваемая гидроагрегатами мощность служит эквивалентом-измерителем расхода воды. Пропускная способность водосбросных отверстий может быть рассчитана по гидравлическим формулам, если предварительно определить входящие в них параметры по данным натурных и модельных испытаний.

Мощность (кВт), развиваемая турбиной, или нагрузка связана с гидравлическими величинами — расходом $Q$ и напором $H$ зависимостью

$$N = 9{,}81\eta QH, \tag{8.1}$$

$\eta$ — коэффициент полезного действия гидроагрегата, $Q$ — в м³/с, $H$ — в м. При наличии счетчиков выработанной энергии отпадает задача дискретизации гидрографа стока. Однако нагрузка и к. п. д. гидроагрегатов не остаются постоянными, а связь (8.1) в общем случае нелинейна. Этим объясняется сложность учета стока как одного из ответственных элементов эксплуатации ГЭС.

Для определения расходов воды через турбинные гидроагрегаты могут быть использованы:

1) эксплуатационные характеристики — гидротурбин в сочетании с показаниями уровнемеров и счетчиков выработанной энергии;

2) специальные расходомерные устройства.

Из-за недостаточной надежности работы и неустойчивости характеристик расходомеров они все еще не получили широкого распространения, и учет стока преимущественно ведется методом характеристик (около 95 % ГЭС Советского Союза). Рассмотрим в первую очередь именно этот метод (применению расходомеров посвящен раздел 8.4).

В результате испытания моделей гидротурбин получают так называемые универсальные характеристики — графики в координатах к. п. д., мощности, напора, расхода воды, углов поворота лопастей, числа оборотов рабочего колеса и других параметров. Для учета стока применяются расходные характеристики, которые строятся на основе универсальных и представляются в виде зависимости $Q_т = f(N, H)$. Модельные расходные

характеристики уточняются по данным натурных исследований (рис. 8.1).

На ГЭС, оборудованных поворотно-лопастными турбинами, эксплуатационная характеристика и характеристика пропускной способности соответствуют работе гидроагрегатов в оптимальном комбинаторном режиме, т. е. при наибольших, возможных для данного напора к. п. д. гидроагрегатов (рис. 8.2).

При незначительных колебаниях напоров и к. п. д. (в зоне $\eta_т \approx \text{const}$ на рис. 8.2) расходы через гидроагрегаты могут определяться:

— по удельному расходу воды на основе зависимости

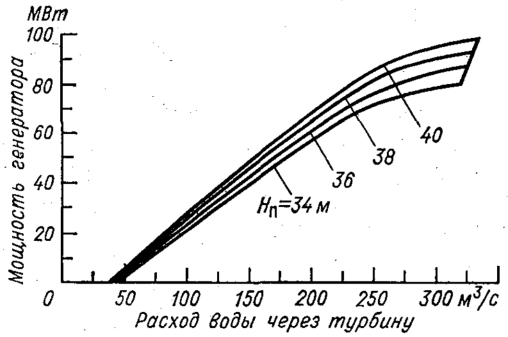



Рис. 8.1. Эксплуатационная расходная характеристика гидроагрегата Плявиньской ГЭС, полученная в результате натурных испытаний [222].

$$Q_т = \frac{Aq_{уд}}{86\,400}, \qquad (8.2)$$

где $A$ — суточная выработка электроэнергии, кВт·ч; $q_{уд}$ — удельный расход, затрачиваемый на выработку 1 кВт·ч;

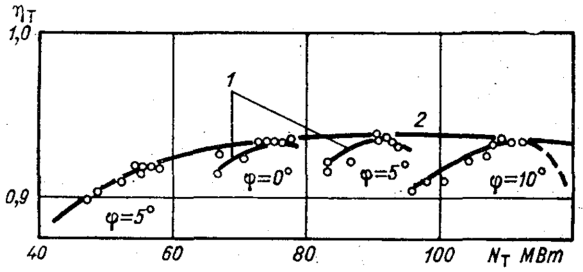



Рис. 8.2. Рабочая характеристика поворотно-лопастной турбины, построенная по комбинаторным точкам.

*1* — пропеллерные характеристики; *2* — огибающая линия наивысших к. п. д.

— по коэффициенту перехода от мощности к расходу воды

$$Q_т = K_i N, \tag{8.3}$$

причем значения $K_i$ устанавливаются по $i$-тым интервалам напоров:

$$K_i = \frac{102}{H_i \eta_a}.$$

Однако простые схемы учета стока совершенно неприменимы при использовании ГЭС в пиковых режимах. Возникает необходимость в детальных определениях расходов воды через каждый агрегат по значениям мощности и напоров, осредненным за время ее работы в генераторном режиме $T_j$ (в часах)

$$Q = \frac{1}{24} \sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{s} Q_{ij} T_{ij}, \tag{8.4}$$

где индекс «$i$» означает станционный номер гидроагрегата. Таким образом, уточнение данных о стоке достигается в результате многопозиционных трудоемких операций с графиками расходных характеристик и расчетов по формуле (8.4). Поэтому эксплуатационный персонал стремится упростить эти вычисления. Так, вместо поагрегатного учета времени $T_{ij}$ и расходов $Q_{ij}$ прибегают к определению среднего для всех агрегатов расхода $Q$ за суммарное время их работы в генераторном режиме при осредненных значениях мощности $N_{ср}$ и напора $H_{ср}$. Такая схема допустима лишь в случае линейной зависимости (8.1). Фактически же она имеет более сложную форму и по этой причине возможны погрешности до 6—8 % [61].

Применение вычислительной техники для механизации учета стока на ГЭС сдерживается отсутствием необходимой аналитической основы, которая позволяла бы определять расходы воды и одновременно оценивать их точность без трудоемких расчетно-графических операций.

Для математической интерпретации детального учета стока через гидроагрегаты необходимо прежде всего выразить в аналитической форме основную расчетную зависимость — расходную характеристику турбин $N(Q, H)$. Наилучшая форма ее аппроксимации — степенная функция

$$N = a_0 Q^{a_1} H^{a_2}. \tag{8.5}$$

Параметры $a_0$, $a_1$ и $a_2$ могут быть установлены методом наименьших квадратов применительно к линейному уравнению регрессии для логарифмических величин

$$\lg N = \lg a_0 + a_1 \lg Q + a_2 \lg H. \tag{8.6}$$

Значения $N$, $Q$ и $H$ снимаются с графиков расходных характеристик. Так, для Плявиньской ГЭС (гидроагрегат № 6) после обработки на ЭВМ «Минск-32» данных, полученных по кривым рис. 8.1, определены: $a_0 = 0{,}0109$; $a_1 = 0{,}872$; $a_2 = 1{,}121$.

Применительно к одному агрегату вместо (8.4) теперь будем иметь

$$Q_i = \frac{1}{24} \sum_{j=1}^{s} \left( \frac{N_j}{a_0 H_j^{a_2}} \right)^{1/a_1} T_j. \tag{8.7}$$

Здесь $S$ — количество интервалов времени осреднения мощности $N_j$ и напора $H_j$; длительность $T_j$ должна составлять некоторую долю общей продолжительности работы гидроагрегата в генераторном режиме: $T_г = \sum_{j=1}^{S} T_j$. Чем меньше $T_j$, тем точнее будет определен среднесуточный расход $Q_i$.

Формула (8.7) может быть легко превращена в алгоритмы машинного расчета. Однако она не устраняет необходимости дискретной регистрации $N_j$ и $H_j$ по достаточно большому количеству интервалов $S$. Этих трудоемких операций можно избежать, если воспользоваться степенной функцией (1.13) для характеристик генераторного режима гидроагрегата:

$$\left.\begin{aligned} N &= N_{макс} \left( \frac{t}{T_г} \right)^{m_1} \\ H &= H_{макс} \left( \frac{t}{T_г} \right)^{m_2} \end{aligned}\right\}, \tag{8.8}$$

где $N_{макс}$ и $H_{макс}$ — максимальные значения нагрузки и напора за время $T_j$;

$$\left.\begin{aligned} m_1 &= \frac{N_{макс}}{N_{ср}} - 1 \\ m_2 &= \frac{H_{макс}}{H_{ср}} - 1 \end{aligned}\right\}. \tag{8.9}$$

Подставим зависимости (8.8) в формулу (8.7) и перейдем от суммирования к интегралу:

$$Q_i = \frac{1}{T_г} \int_0^{T_г} \left( \frac{N_{макс}}{a_0 H_{макс}^{a_2}} \right)^{1/a_1} \left( \frac{t}{T_г} \right)^{\frac{m_1 - m_2}{a_1}} dt. \tag{8.10}$$

Здесь $Q_i$ — расход воды, осредненный за время работы агрегата в генераторном режиме.

После интегрирования и подстановки $m_1$ и $m_2$ по (8.9) получим

$$Q_i = \left(\frac{N_{\text{макс}}}{a_0 H_{\text{макс}}^{a_2}}\right)^{1/a_1} \frac{a_1 N_{\text{ср}} H_{\text{ср}}}{H_{\text{с}}(N_{\text{макс}} - N_{\text{ср}}) - a_2 N_{\text{ср}}(H_{\text{макс}} - H_{\text{ср}}) + a_1 N_{\text{ср}} H_{\text{ср}}}. \quad (8.11)$$

Именно эти значения $Q$ должны подставляться в формулу (8.4) для вычисления стока через все агрегаты ГЭС.

Упрощенный способ определения расхода по осредненным за весь интервал $T_{\text{г}}$ величинам $N_{\text{ср}}$ и $H_{\text{ср}}$ равнозначен следующей аналитической операции:

$$Q_{i_{\text{упр}}} = \left(\frac{N_{\text{ср}}}{a_0 H_{\text{ср}}^{a_2}}\right)^{1/a_1}. \quad (8.12)$$

Оценим относительную систематическую погрешность

$$\delta Q_i = \frac{Q_i - Q_{i_{\text{упр}}}}{Q_i} = 1 - \left(\frac{N_{\text{ср}}}{N_{\text{макс}}}\right)^{1/a_1} \left(\frac{H_{\text{макс}}}{H_{\text{ср}}}\right)^{a_2/a_1} \times$$

$$\times \left[\frac{H_{\text{ср}}(N_{\text{макс}} - N_{\text{ср}}) - a_2 N_{\text{ср}}(H_{\text{макс}} - H_{\text{ср}})}{a_1 N_{\text{ср}} H_{\text{ср}}} + 1\right]. \quad (8.13)$$

Уточнение расходов, получаемое при использовании формулы (8.11), тем существенней, чем больше нелинейность расходных характеристик. Можно показать, что при достаточно выраженной неравномерности нагрузки и напора $\delta Q > 0$ и, следовательно, формула (8.12) занижает расходы воды. По данным наблюдений на Плявиньской ГЭС [222] упрощенный способ, по сравнению с детальным, при котором мощность и напор регистрировались через каждые 15 мин, приводил к занижению стока на 2,8—3,2 %.

При оценке точности учета стока через турбинные агрегаты различают следующие основные источники погрешностей:

1) осреднение напора во времени и погрешности измерения уровней верхнего и нижнего бьефа;

2) осреднение мощности во времени и неточность ее регистрации по приборам;

3) приближенность перехода от модельных характеристик пропускной способности к натурным;

4) использование характеристик комбинаторного режима при его фактическом несоблюдении для поворотно-лопастных турбин.

Последние два источника создают систематические погрешности (для отдельного агрегата), а в двух первых случаях возможны погрешности различных знаков.

Влияние погрешностей определения напора и мощности на точность расхода через агрегат оценивается выражением, которое непосредственно выводится из (8.11), если пренебречь погрешностями параметров аппроксимации $a_0$, $a_1$ и $a_2$:

$$\tilde{\sigma}_{Q_i}=\left[\left(\frac{\partial Q_i}{\partial N_{\text{макс}}}\right)^2 \tilde{\sigma}^2_{N_{\text{макс}}}+\left(\frac{\partial Q_i}{\partial N_{\text{ср}}}\right)^2 \tilde{\sigma}^2_{N_{\text{ср}}}+\right.$$

$$\left.+\left(\frac{\partial Q_i}{\partial H_{\text{макс}}}\right)^2 \tilde{\sigma}^2_{H_{\text{макс}}}+\left(\frac{\partial Q_i}{\partial H_{\text{ср}}}\right)^2 \tilde{\sigma}^2_{H_{\text{ср}}}\right]^{1/2}, \qquad (8.14)$$

где $\tilde{\sigma}_{N_{\text{макс}}}$, $\tilde{\sigma}_{N_{\text{ср}}}$ и $\tilde{\sigma}_H$ — соответственно относительные средние квадратические погрешности определения $N_{\text{макс}}$, $N_{\text{ср}}$ и $H$. Как видим, весовые коэффициенты частных погрешностей, входящих в формулу (8.14), не одинаковы и зависят от параметров расходной характеристики. Простое суммирование дисперсий погрешностей под знаком корня оправдано лишь при линейной связи $Q(N, H)$ при $a_1 = a_2 = 1$. Проверочными расчетами выявлено, что погрешность $\sigma_{Q_i}$ оказывается исчезающе малой величиной. Так, для Плявиньской ГЭС при $\tilde{\sigma}_{N_{\text{ср}}} = \sigma_{N_{\text{макс}}} = 0{,}5\ \%$; $\tilde{\sigma}_H = \tilde{\sigma}_{H\ \text{макс}} = 1\ \%$ из формулы (8.14) следует

$$\sigma_{Q_i} < 0{,}1\ \%.$$

Совершенно иным оказывается эффект систематических погрешностей.

Для исчерпывающей оценки надежности учета стока каждой конкретной ГЭС необходимо проверять соответствие пересчитанных модельных и действительных характеристик. Методы перехода от результатов испытаний на моделях к натурным условиям рассматриваются в теории подобия и моделирования турбин. Одна из проблем заключается в определении влияния масштабного эффекта на потери энергии в турбинном тракте, а, значит, и на к. п. д. агрегата.

Определяющим параметром формул пересчета характеристик служит число Рейнольдса, в котором скорость представляется через $\sqrt{H}$:

$$\mathrm{Re}=\frac{D\sqrt{H}}{\nu}.$$

Достоверность пересчетных формул оценивается степенью расхождения $\Delta\eta$, получаемых по ним к. п. д. и результатов натурных испытаний. По данным, приведенным В. М. Орго [201], погрешность пересчета составляет $0{,}7\Delta\eta$, что при обычных масштабах моделирования $\lambda = 10 \div 20$ соответствует относительной погрешности определения к. п. д.

$\delta\eta = 4 \div 8$ %. Приблизительно те же отклонения пересчитанных и действительных к. п. д. были зафиксированы на Плявиньской, Днепропетровской, Иркутской и других ГЭС.

Во время пропуска паводков поворотно-лопастные турбины нередко работают при наибольшем развороте лопастей рабочих колес с отключенным комбинаторным устройством. Для определения расходов в таком режиме должны использоваться пропеллерные характеристики. Если этого не сделать, возникнет погрешность $\delta Q_к$ — занижение стока, составляющее 5—8, а иногда 12—15 %.

На горных реках наблюдается интенсивный износ турбин и резкое снижение к. п. д. гидроагрегатов (до 15—17 % в год). Таким же оказывается занижение стока при несвоевременной корректировке используемых расчетных характеристик.

Если отвлечься от последних двух особых случаев (выхода из комбинаторного режима и износа оборудования), точность учета стока через турбинные агрегаты ГЭС оценивается суммарной погрешностью

$$\left(\widetilde{\sigma}_{Q_i}\right)_{\Sigma} = \sqrt{\widetilde{\sigma}^2_{Q_i} + \delta^2\eta}\,. \qquad (8.15)$$

Зависимости (8.14) и (8.15) следует использовать для оптимизации учета стока через гидроагрегаты ГЭС.

### 8.2. Учет стока на водозаборных и сбросных сооружениях

Посредством водозаборных и сбросных сооружений осуществляется регулирование расходов воды в створах гидроузлов или изъятие стока для орошения и водоснабжения.

Водозаборы из реки (водоема) могут быть самотечными и с насосным водоподъемом. Из числа самотечных водозаборов широкое распространение получил бесплотинный водозабор. В тех случаях, когда необходимо обеспечивать водоподачу на значительную высоту, оказывается необходимым создавать подпор плотиной. Водозаборы при этом располагаются при плотине или на некотором удалении от нее.

Плотинный и бесплотинный водозаборы подразделяются на поверхностные и глубинные (донные). Поверхностные водозаборы чаще всего представляют собой водосливы с широким порогом или практического профиля. При глубинном водозаборе

входное отверстие располагается ниже уровня воды в водоеме (при донном варианте — у дна). Водозаборные сооружения обычно представляют собой короткие или длинные тоннели (трубы) и сифоны. Глубинные водозаборы, как правило, устраиваются при средненапорных и высоконапорных гидроузлах.

На магистральных оросительных каналах наиболее распространены поверхностные шлюзы-регуляторы с плоскими и сегментными затворами. Трубчатые закрытые водовыпуски чаще всего применяются на каналах-распределителях.

Водосбросные сооружения предназначаются для пропуска излишнего паводочного стока через водохранилища, пропуска льда и леса. Как и водозаборы, водосбросные сооружения могут быть поверхностными и глубинными (донными) или совмещенными. Иногда входные отверстия глубинных водосбросов располагаются на различной высоте по вертикали, что дает возможность делать попуски воды при различных уровнях водохранилища.

Шлюзы-регуляторы и другие водозаборные сооружения в последнее время оборудуются водомерными устройствами (расходомерами) в виде специальных приставок и датчиков глубин, скорости и давления.

Учет воды на водопропускных сооружениях осуществляется тремя основными методами:

1) по гидравлическим характеристикам пропускной способности водозаборных и сбросных отверстий;

2) с применением расходомерных устройств;

3) русловым методом по связи измеренных расходов и уровней в подводящем или отводящем каналах.

В этом разделе приводятся характеристики пропускной способности сооружений и оценки точности учета стока на гидравлической основе [382]. Систематизация данных литературных источников и результатов натурных наблюдений отдела гидрометрии ГГИ выполнялась нами совместно с Н. К. Сибиряковой.

Пропускная способность сооружений определяется по гидравлическим зависимостям. Они включают различные коэффициенты расхода воды применительно к особенностям схем истечения, конструкции затворов и водосливных порогов. Соответствующие формулы приводятся в справочниках и руководствах [382, 396].

Относительная средняя квадратическая погрешность определения расхода воды по гидравлическим формулам, относящимся к схеме свободного истечения через гребень водосливов, оценивается следующим выражением:

$$\tilde{\sigma}_Q = \sqrt{\tilde{\sigma}_\mu^2 + {}^9/_4\sigma_H^2}, \qquad (8.16)$$

где $\tilde{\sigma}_\mu$ и $\tilde{\sigma}_H$ — относительные средние квадратические погрешности соответственно коэффициента расхода и напора над гребнем водослива. Как можно видеть из рис. 8.3, при напоре над порогом водослива $H>1$ м влияние погрешности его определения становится пренебрежимо малым и точность определения расхода воды всецело зависит от надежности принимаемых значений коэффициента расхода μ.

При истечении из-под затворов — свободном и затопленном:

$$\tilde{\sigma}_Q = \sqrt{\tilde{\sigma}_\mu^2 + \tilde{\sigma}_a^2 + \frac{1}{4}\tilde{\sigma}_H^2}\,. \qquad (8.17)$$

Здесь $\tilde{\sigma}_\mu$, $\tilde{\sigma}_a$, $\tilde{\sigma}_H$ — соответственно относительные погрешности определения коэффициента расхода μ, высоты открытия затвора $a$ и напора $H$. При выводе этой формулы опущены члены, которые заведомо на один-два порядка меньше других.

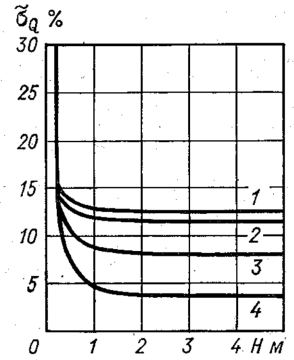



Рис. 8.3. Погрешность определения расхода воды при истечении через водосливы.

*1* — водослив с широким порогом ($m$=0,34); *2* — безвакуумный водослив практического профиля ($m$=0,45); *3* — вакуумный водослив практического профиля ($m$=0,52); *4* — проградуированные водосливы (независимо от их типов).

Следует иметь в виду, что при $\frac{a}{H_0} > 0{,}7$ происходит отрыв струи от нижней кромки затвора и начинается свободный перелив через гребень водослива. Вместе с тем известны более сложные условия истечения. Так, например, своеобразный режим работы затвора наблюдался на водосбросе буферного бассейна Егорлыкской ГЭС [257]. Сбросное сооружение расположено на некотором удалении от начала подводящего канала, в котором происходит спад свободной поверхности потока. В связи с этим наблюдалось три режима работы водосброса (рис. 8.4). В схеме (*б*) при одном и том же открытии затвора были возможны два режима в зависимости от направления движения затвора до его остановки: при подъеме происходило истечение из-под щита, при опускании — свободный перелив через порог сооружения.

Коэффициент расхода $\mu$ для отверстий, перекрытых плоскими затворами, зависит от относительного открытия и обнаруживает тенденцию к возрастанию по мере его увеличения (рис. 8.5). При сегментных затворах $\mu$, помимо относительного открытия, зависит также от отношения высоты опор над порогом к радиусу затвора $\left(\frac{z}{R}\right)$. Коэффициент расхода становится функцией аргументов $\frac{a}{H_0}$ и $\frac{z}{R}$; при этом с увеличением относительного открытия $\mu$ уменьшается, что объясняется изменением условий обтекания затвора, которое становится менее плавным.

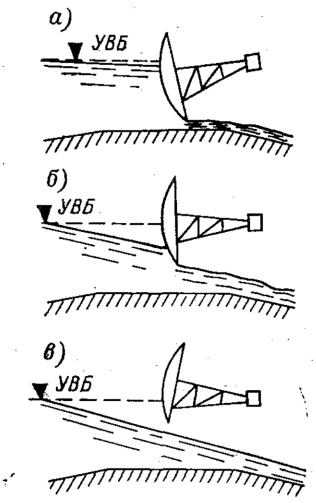



Рис. 8.4. Режимы истечения через отверстие водосброса буферного бассейна Егорлыкской ГЭС.

*а* — истечение из-под затвора, *б* — истечение переменного режима, *в* — свободный перелив.

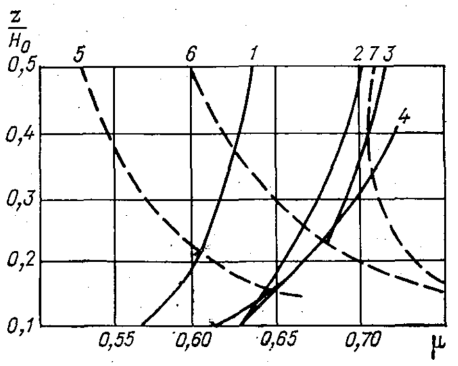



Рис. 8.5. Зависимость коэффициента расхода $\mu$ от относительного открытия затвора.

Плоские затворы: *1* — сооружения Большого Ставропольского канала; *2*, *3*, *4* — соответственно водосливные плотины Каховской, Днепровской им. В. И. Ленина, Дубоссарской ГЭС.

Сегментные затворы при $\frac{z}{H_0}=0{,}7$; *5* — затвор над широким порогом (по данным Точа); *6* — затвор над порогом практического профиля (по данным Сегозерского гидроузла); *7* — Кегумская ГЭС (водослив практического профиля).

Подчеркнем, что надежность определения расходов через водопропускные сооружения в значительной мере определяется соответствием принятых гидравлических характеристик натурным условиям. В свою очередь это соответствие зависит как от точности модельных испытаний сооружений, так и от соблюдения их проектных характеристик при строительстве. Последнее обеспечивается далеко не всегда. Так, например, отметка порога

водосливов Волжская ГЭС им. XXII съезда КПСС оказалась выше проектной на 8 см, а на водосбросе головного сооружения Большого Ставропольского канала сегментные затворы были изготовлены с грубыми отступлениями от проекта. Можно было бы привести и другие примеры, указывающие на необходимость контрольных измерений расходов и натурной градуировки водопропускных отверстий.

Общая точность учета стока при его непостоянстве во времени определяется оперативностью маневрирования затворами в соответствии с изменяющимися условиями истечения. Таким образом, проблема точности учета стока неотделима от проблемы регулирования и контроля расходов воды [9]. В этих условиях расходомерные устройства становятся элементами систем управления гидроэнергетическими и водохозяйственными объектами.

### 8.3. Гидрометрические сооружения и гидрологические расходомеры

Начало использования первых расходомеров — водосливов относится к концу XVIII в. [264]. В 1791 г. вышла в свет составленная А. Колмаковым «Карманная книжка для вычисления количества воды, протекающей через трубы, отверстия или по жолубам, а также силы, с какой она ударяет...».

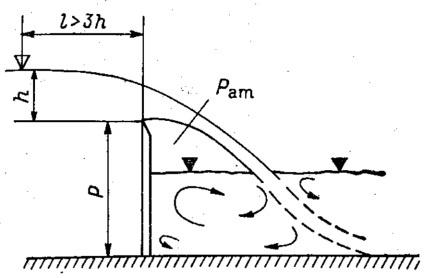



Рис. 8.6. Незатопленный водослив с тонкой стенкой.

Одна из первых теоретических формул для водослива с тонкой стенкой предложена Полени (1716 г.):

$$Q=\mu\sqrt{2g}\,bh^{3/2}, \qquad (8.18)$$

где коэффициент расхода $\mu=2/3$. На самом же деле эта характеристика не так проста, чтобы оставаться постоянной величиной. С течением времени появились различные теоретические формулы для $\mu$. Но наиболее достоверными оказались зависимости, полученные на основе опытных данных [235]. В большинстве своем они имели структуру формулы Вейсбаха, предложенной в 1844 г.:

$$\mu=\mu_0\left[A+B\left(\frac{h}{h+p}\right)^2\right], \qquad (8.19)$$

где $\mu_0$ — коэффициент расхода при $p\to\infty$ (рис. 8.6).

В натурной обстановке фактические характеристики пропускной способности отличаются от градуировочных нередко на

10—20 %. Одна из помех для измерения — отложение наносов и увеличение скоростей потока перед водосливом. Чтобы исключить подобные осложнения, применяют водосливы с вставной или подъемной стенкой, которая устанавливается лишь в мо-

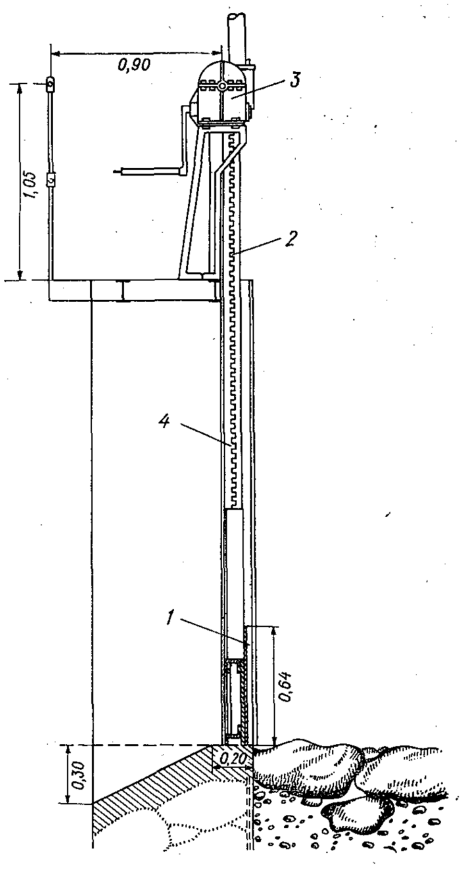
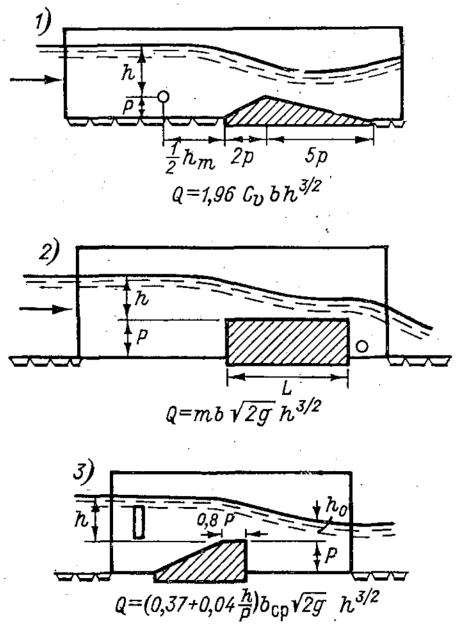



Рис. 8.7. Водослив с подъемной стенкой конструкции Д. И. Кочерина (Крым, 1926 г.).

*1* — подъемная стенка из листовой стали, *2* — зубчатая рейка, *3* — подъемник, *4* — паз в стенке устоя.

Рис. 8.8. Водосливы.

*1* — с порогом треугольного профиля (Крампа), *2* — с широким порогом прямоугольного профиля, *3* — с порогом САНИИРИ.




мент измерения, как это было сделано Д. И. Кочериным (рис. 8.7).

Однако строительство и оборудование водосливов с тонкой стенкой на реках оказывается достаточно сложным. Вот почему гидрометрическая практика пришла к водосливам практического профиля и широким порогом небольшой высоты, не задерживающим наносов (рис. 8.8). Измерительные свойства таких водосливов определяются положением и

устойчивостью критической глубины. Согласно исследованиям Х. Рауза [235], наиболее благоприятные условия создаются при наличии свободного перепада, когда на ребре водослива устанавливается критическая глубина $h_к$ и расход становится только ее функцией

$$Q = b\sqrt{g}\,h_к^{3/2}.$$

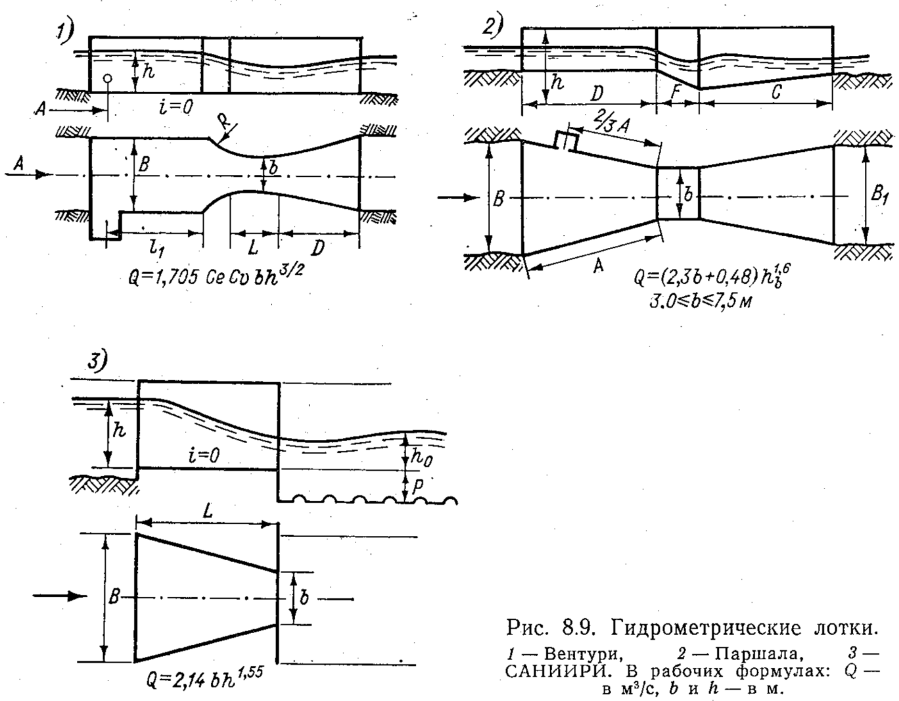



Рис. 8.9. Гидрометрические лотки.
*1* — Вентури, *2* — Паршала, *3* — САНИИРИ. В рабочих формулах: $Q$ — в м³/с, $b$ и $h$ — в м.

Относительная устойчивость характеристик водосливов практического профиля обеспечивается сжатием потока в вертикальной плоскости. В гидрометрических лотках тот же эффект создается сужением боковых стенок. Наибольшее распространение получили лотки, изображенные на рис. 8.9. Кроме общих схем водосливов и лотков, на рис. 8.8 и 8.9 помещены эмпирические зависимости для определения расхода воды. Значения входящих в эти формулы коэффициентов, равно как и условия применения самих гидрометрических сооружений, приводятся в Наставлении [388] и Правилах [393], а также руководстве ВМО [375]. Следует иметь в виду, что рекомендуемые

характеристики могут быть использованы только при соблюдении общих заданных граничных условий и точного воспроизведения геометрических параметров при строительстве и эксплуатации сооружений.

Особое значение имеет положение створа, в котором измеряется напор $h$: он должен быть расположен за пределами кривой спада, но не слишком далеко от порога, с тем чтобы были исключены потери энергии на подходе к нему. Обычно это расстояние составляет $(3 \div 4)h$. Большое влияние на пропускную способность лотков и водосливов оказывает скорость подхода. Так, в лабораторных опытах М. И. Исакова и Н. И. Игошина [118] расходы воды при одних и тех же напорах в зависимости от скорости подхода различались на 10—20 %. Следовательно, если стремиться к повышению точности измерения расходов необходимо производить натурную градуировку лотков и водосливов. Возникает вопрос, насколько окажутся устойчивыми градуировочные характеристики?

В 1978 г. нами совместно с Ю. В. Урываевым (Северо-Западное УГКС) были проведены специальные наблюдения за влиянием возмущений потока на пропускную способность лотка Паршала (рис. 8.10). На подходе к сооружению в расстоянии от его порога 0,6 м, что равнялось $10h$, искусственно создавались два вида возмущений: косоструйность посредством направляющих жалюзи из досок и повышенная турбулентность, возбуждавшаяся короткими береговыми шпорами из кирпича. Пульсационные скорости измерялись вертушкой, подававшей сигналы через каждый оборот. В результате наблюдений было установлено, что косоструйность потока с отклонением от нормали к створу до 30° и увеличение интенсивности турбулентности от естественной $\frac{\sigma}{v} = 0{,}05$ до искусственно возбужденной $\frac{\sigma}{v} = 0{,}10$ не приводит к существенным изменениям пропускной способности лотка. Изменения напора, измерявшегося крючковой рейкой, составляли 1—1,5 %, т. е. находились в пределах погрешностей измерения. Подобная устойчивость гидравлических характеристик лотка Паршала в натурных условиях была зафиксирована и другими исследованиями [27]. Таким образом, несмотря на многообразие влияющих факторов, гидрометрические сооружения — достаточно надежные средства измерения. Их средняя квадратическая погрешность составляет 2—4 %, что в 1,5—2 раза меньше, чем при определении расхода методом «скорость—площадь». Высокие метрологические качества позволяют рекомендовать лотки и водосливы для широкого применения на гидрологической сети. Чтобы подчеркнуть пригодность этих сооружений к условиям естественных русел, они были названы

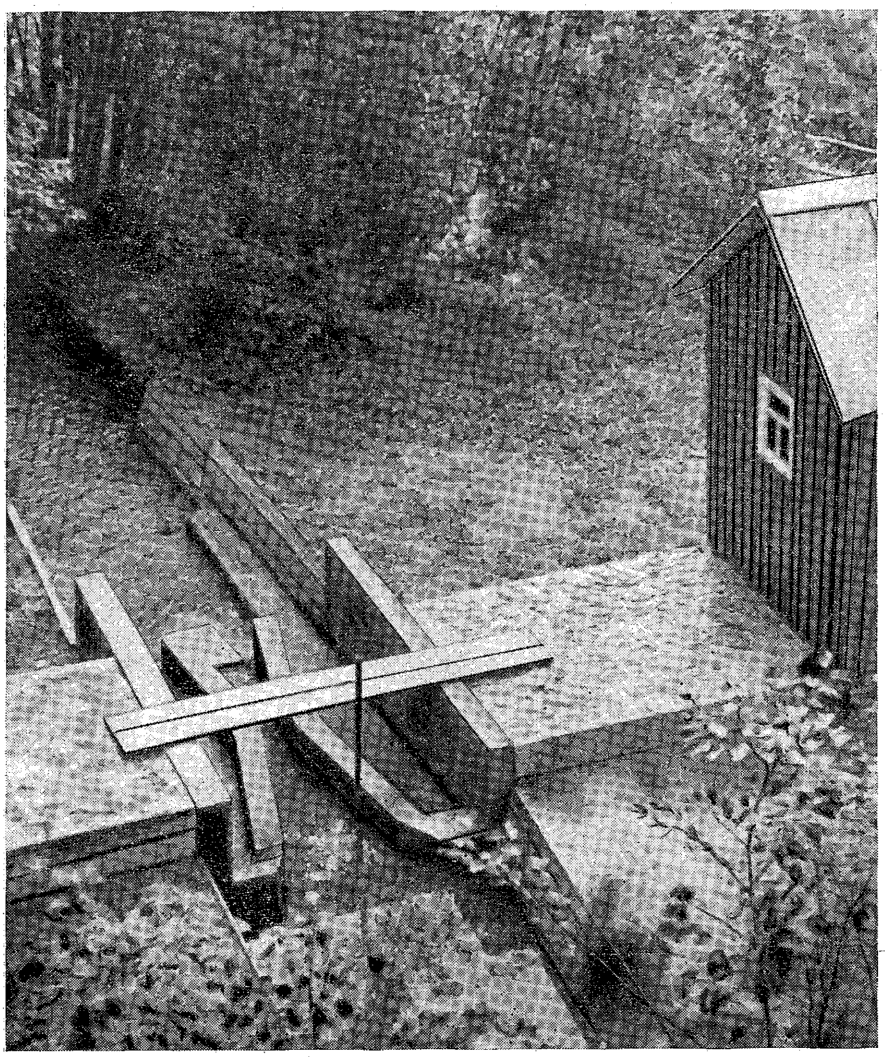


Рис. 8.10. Лоток Паршала на ручье Мельничный — с. Брод.

гидрологическими расходомерами в отличие от расходомеров для трубопроводов.

Одно из первых массовых применений гидрологических расходомеров для изучения речного стока осуществлено в нашей стране. В период водных изысканий в Крыму по инициативе Д. И. Кочерина лотки и водосливы были построены в 73 пунк-

тах на реках, ручьях и балках. Приходится сожалеть, что этот опыт не получает развития в наше время. На гидрологической сети действует лишь около 300 расходомеров, в то время как они могут быть использованы по крайней мере в 1000 пунктах. Устранение этого недостатка — одна из важных предпосылок прогресса в техническом оснащении гидрологических постов.

### 8.4. Расходомеры гидротехнических сооружений и систем водоснабжения

В отличие от гидрологических расходомеров, представляющих собой самостоятельные сооружения, приборы-расходомеры относятся к одному из видов контрольно-измерительной аппаратуры на гидроэлектростанциях, водопропускных сооружениях, насосных станциях и технологических установках. Собственно расходомеры предназначены, как это вытекает из самого названия, для измерения расхода жидкости, а для определения ее количества служат счетчики — приборы, снабженные интегрирующими устройствами.

Конструктивные типы и физические принципы расходомеров так же многообразны, как и область применения. В них используются различные физические эффекты [307]:

гидродинамический перепад давлений в окрестности сужающих устройств или разных точках криволинейных трубопроводов;

механическое преобразование скорости потока во вращательное движение роторов;

электромагнитная индукция (возникновение электродвижущей силы в жидкости, протекающей в магнитном поле);

изменение концентрации вводимого в поток раствора вещества — индикатора;

изменение скорости распространения ультразвука в движущейся среде;

рассеяние или изменение частоты лазерных излучений, пронизывающих поток жидкости;

тепловой баланс между потоком и введенным в него нагревателем.

Своеобразная конструкция расходомера предложена САНИИРИ для открытых русел [9]. Он предназначен для установки в контрольных руслах каналов и определяет расход воды по репрезентативным элементам — скорости в одной точке и глубине потока (рис. 8.11). Оборудование расходомера состоит из контрольной уровнемерной рейки *1*, гидрометрического моста *2* с площадкой *3*, на нижней части которой монтируется поворотная рама *5* с датчиком для измерения глубины потока (по углу отклонения рамы $\alpha$) и поплавок с прибором для точечного

измерения скорости (вертушкой) *4*. Датчики уровня и скорости течения в комплекте с преобразователями обеспечивают возможность автоматических и телемеханических измерений расхода воды.

Современные расходомеры обладают классом точности 1—2, что соответствует относительной погрешности для середины шкалы прибора 2—4 %. Такая точность, вообще говоря, не может считаться достаточной. Так, операции по продаже нефти и газа требуют создания приборов класса 0,2—0,5. В условиях возрастающего значения метрологического контроля технологических процессов и учета водных ресурсов заметно активизировались исследования в области расходоизмерительной техники, а комплекс относящихся к ней вопросов составляет самостоятельную научную дисциплину [32, 157, 226, 307]. Здесь мы рассмотрим некоторые виды расходомеров и специальные методы измерения расходов, применяемые на объектах энергетики и водного хозяйства, с которыми взаимодействует гидрологическая сеть.

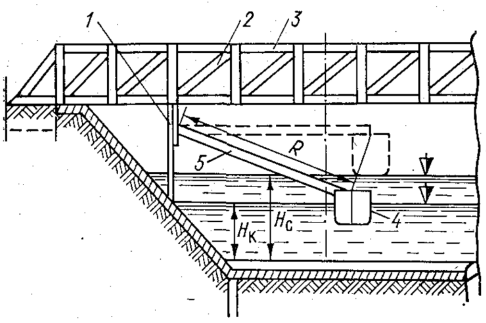



Рис. 8.11. Гидропост с автоматизированным измерением расходов воды, предложенный САНИИРИ. (Обозначения по тексту.)

К числу наиболее распространенных и давно известных относятся гидравлические (гидродинамические) расходомеры. Один из используемых в них принципов, основанный на измерении переменного перепада давлений, предложен Г. Б. Вентури еще в конце XVIII в. Если каким-либо образом создать местное уменьшение площади сечения потока в трубе и измерить вызванный сужающим устройством перепад давлений $\Delta p$, то из уравнения Бернулли можно получить

$$Q=\alpha\omega_0\sqrt{\frac{2g\,\Delta p}{\gamma}}, \qquad (8.20)$$

где $\omega_0$ — площадь отверстия сужающего устройства, $\alpha$ — коэффициент расхода, зависящий от отношения площадей полного и суженного сечения трубопровода при условии, что число Рейнольдса

$$\mathrm{Re}=\frac{vD}{\nu}$$

превосходит некоторый предел. В общем же случае структура зависимости для $\alpha$ становится более сложной и включает допол-

нительно такие факторы, как расположение мест отбора давлений, характеристики вращательного и пульсационного движения жидкости [307].

Различают три основные типа сужающих устройств: диафрагмы, сопла и трубы Вентури. Наиболее проста конструкция диафрагмы. Сопла отличаются от труб Вентури укороченным выходным конусом и требуют меньшего места для установки.

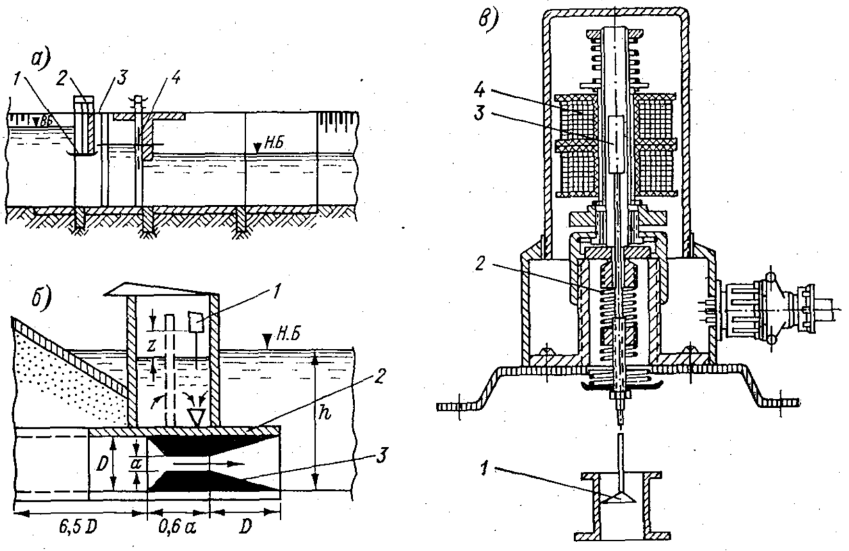



Рис. 8.12. Приставки-расходомеры.

*а* — на входной части шлюза-регулятора: *1* — тонкое ребро с патрубком для прибора, *2* — расходомер, *3* — забральная стенка, *4* — затвор;
*б* — на выходной части водовыпуска: *1* — расходомер, *2* — водопропускная труба, *3* — сужающая вставка;
*в* — прибор ДРС: *1* — поршень (чувствительный элемент), *2* — калиброванная пружина, *3* — плунжер, *4* — преобразователь и показывающий блок.

Гидравлические расходомеры широко применяются в системах водоснабжения. Их конструкции нормализованы и стандартизированы (ГОСТ 14321-73 и ГОСТ 14322-73).

Расходомеры, используемые для учета стока на водопропускных сооружениях, получили различные модификации в зависимости от мест установки. В связи с этим различают расходомеры, применяемые на входной и выходной частях регулирующих сооружений [9]. На рис. 8.12 *а* представлена схема расходомерного оборудования первого типа, представляющего собой приставку — тонкое ребро с отверстиями, в которое вставляется чувствительный элемент расходомера. Измерительная часть расходомера второго типа (рис. 8.12 *б*)

представляет собой сужение в трубе водовыпуска. М. П. Сальниковым (САНИИРИ) предложен простой расходомер с сегментной диафрагмой, который был использован в типовых конструкциях трубопроводов на оросительных системах Средней Азии. Для измерения перепада давлений могут быть использованы различные методы — сильфонные, динамометрические и др. На рис. 8.12 *в* показана схема прибора ДРС, разработанного В. Е. Красновым [155]. Перепад давлений воспринимается поршнем с калиброванной пружиной и далее посредством кинематических звеньев или электромагнитных блоков преобразуется в показания шкалы.

На ГЭС применяются расходомеры двух основных типов: 1) гидравлический, в котором определяется перепад давлений в двух точках спиральной камеры и 2) основанный на изменении угла разворота лопастей рабочего колеса (для поворотно-лопастных гидротурбин) или открытия направляющего аппарата (для радиально-осевых турбин).

Погрешность показаний расходомеров-счетчиков на ГЭС определяется главным образом неустойчивостью коэффициентов расхода. Необходимы тщательные проверки характеристик расходомеров и меры по обеспечению их стабильности, что не всегда удается осуществить. По этим причинам счетчики-расходомеры еще не нашли широкого распространения.

По мере строительства крупных систем водоснабжения и каналов с принудительным подъемом воды все более мощным средством изъятия речного стока становятся насосные станции. При межбассейновых перебросках стока насосные станции служат для подачи воды на водораздел и располагаются на трассе соединительного канала. Обычно в этих случаях создается несколько ступеней подъема воды. Насосные станции, предназначенные для коммунального и промышленного водоснабжения, размещаются непосредственно на источнике водозабора или вблизи него. Для подачи воды на орошаемые поля широко применяются плавучие насосные станции. Они представляют собой серийно выпускаемые суда, на которых размещается насосное оборудование.

Для учета воды на насосных станциях могут быть применены все типы расходомеров, пригодные для установки в трубопроводах больших диаметров. Особенно практичны для применения гидрометрические трубки — интегрирующие и точечные, измеряющие соответственно осредненную по диаметру или локальную скорость потока [81].

Для определения подачи насосной станции — расхода воды в м³/с — может быть использована энергетическая зависимость

$$Q=\frac{0{,}102N_{\text{ср}}\eta}{H_{\text{ср}}}, \qquad (8.21)$$

где $N_{ср}$ и $H_{ср}$ — соответственно среднесуточные значения мощности (в кВт) и напора (в м). $N_{ср}$ вычисляется по разности показаний счетчика потребляемой энергии, а $H_{ср}$ — по сумме показаний манометра ($H_м$) и вакуумметра ($H_в$) в м водяного столба с учетом разности высоты точек отбора давления $z_0$:

$$H_{ср}=(H_м+H_в)_{ср}+z_0.$$

Точность определения расхода по (8.21) зависит главным образом от погрешности определения к. п. д. системы $\eta$, который изменяется в широких пределах при различных режимах работы насосной установки. Наиболее точные результаты можно получить на основании эксплуатационных характеристик насосов. Такие характеристики получают по результатам заводских испытаний в виде зависимостей напора, мощности и к. п. д. от расходов воды. В этом случае расход снимают непосредственно с кривой $Q(H)$ по величине полного напора, способы определения которого указаны выше.

При использовании эксплуатационных характеристик насосов для учета водоподачи необходимо принимать во внимание погрешности за счет захвата воздуха всасывающей трубой, снижения к. п. д. в процессе эксплуатации, засорения сороудерживающих решеток и других причин, не предусмотренных при составлении характеристик.

Погрешности учета водоподачи с помощью способа характеристик насосов могут изменяться от $\pm 3$ % (в благоприятных условиях работы насосов) до 20 % (при изношенных насосных установках).

Для определения количества воды, пропущенной через сооружение, в дополнение к расходомерам, применяются интегрирующие устройства — с ч е т ч и к и, показывающие численное значение интеграла

$$W=\int_0^T Q\,dt.$$

Существуют различные образцы промышленных счетчиков, разнообразных по конструкции и принципам действия. Что касается водопропускных сооружений мелиоративных систем и гидроузлов, то из числа наиболее пригодных для применения на них приборов можно указать на интегратор часового типа, описанный в работе [198].

В современных водохозяйственных системах измерения расходов совмещаются с процессами управления и оптимального регулирования водоподачи. Поэтому от расходомеров и счетчиков требуется не только техническое и метрологическое совершенство их конструкций самих по себе. Водоучитывающие

приборы должны допускать установку различных преобразований, необходимых для включения их в автоматизированные системы измерений и регулирования эксплуатационных режимов на водохозяйственных объектах.

### 8.5. Сравнительная оценка точности учета стока в створах ГЭС, гидроузлов и гидрологических постов

ГЭС и гидроузлы располагают всеми необходимыми техническими средствами, чтобы служить опорными пунктами учета стока. Но вместе с тем после строительства гидротехнических объектов продолжают параллельно действовать или открываются вновь стоковые посты. Они предназначены для проверки проектных характеристик пропускной способности гидроагрегатов и водосливных отверстий. Необходимая продолжительность параллельных наблюдений и критерии оценки их результатов не имеют достаточного обоснования. Между тем накопленный опыт многочисленных инспекционных обследований ГЭС и гидроузлов, проведенных Союзтехэнерго, ГГИ и УГКС, позволяет определить реально возможные пределы точности учета стока и сформулировать методические подходы к анализу параллельных измерений.

Пусть на участке между параллельными створами отсутствуют потери стока и боковая приточность. Тогда погрешность невязки $Q_н$ расходов, полученных в створе гидроузла $Q_{гу}$ и на гидрологическом посту $Q_п$, будет зависеть только от погрешности учета стока в сравниваемых створах $\widetilde{\sigma}_{гу}$ и $\widetilde{\sigma}_п$

$$\widetilde{\sigma}_н = \sqrt{\widetilde{\sigma}^2_{гу} + \widetilde{\sigma}^2_п}.$$

Таким образом может быть установлен доверительный интервал для невязки стока

$$-\alpha_p \sigma_н \leqslant Q_н \leqslant \alpha_p \sigma_н, \qquad (8.22)$$

где $\alpha_q$ — уровень значимости, отвечающий вероятности $P$ непревышения погрешности определения невязки.

При наличии приточности или потерь стока на участке между створом ГЭС и дублирующим постом оценка надежности учета стока производится на основании руслового водного баланса (РВБ).

Условие (8.22) может быть распространено как на мгновенные (синхронные) значения расходов, так и на осредненные характеристики стока.

В большинстве случаев можно установить следующие минимальные пределы относительной невязки при доверительной вероятности $P$=0,95:

для среднесуточных расходов воды на бесприточных участках

$$-7\,\%\leqslant\tilde{Q}_{н}\leqslant 7\,\%, \tag{8.23}$$

для среднедекадных расходов воды (при увязке стока на основе РВБ по участку нижнего бьефа)

$$-10\,\%\leqslant\tilde{Q}_{н}\leqslant 10\,\%. \tag{8.24}$$

Учет стока на ГЭС может считаться надежным только при одновременном выполнении двух условий: а) относительная невязка расходов воды не выходит на пределы, установленные неравенствами (8.23) и (8.24), б) расходные характеристики подтверждены материалами натурных измерений. В этом случае измерение расходов на гидрологических постах не только можно, но и целесообразно прекратить, чтобы избежать информационные излишества, которые к тому же часто служат предметом противоречивых оценок состояния учета вод.

Если натурная градуировка ГЭС выполнялась и ее данные подтверждают расходные характеристики, но условие (8.23) или (8.24) не выполняется, необходима проверка створа УГКС.

В случае отсутствия натурной градуировки данные о стоке воды на ГЭС не могут быть признаны надежными. Повторный анализ должен быть произведен после выполнения комплекса гидрометрических работ, необходимых для натурных градуировок турбинных агрегатов.

По анкетным сведениям, поступившим в Союзтехэнерго от 25 ГЭС, где учет стока дублируется на гидрологических постах, невязки среднедекадных расходов оставались в пределах $\pm 5$ % на 15 объектах. Значительно больше абсолютные значения невязок среднесуточных расходов: лишь для 8 ГЭС они были ниже 5 %.

Для проверки характеристик пропускной способности гидроагрегатов, шлюзов-регуляторов и водосбросов чаще всего применяются параллельные (синхронные) измерения расходов на ГЭС и в гидростворе. Эффективность таких измерений при установившемся режиме не вызывает сомнений. В условиях суточного регулирования нагрузки ГЭС следует считаться с дополнительной погрешностью, возникающей при осреднении гидрографа за время измерения расходов методом «скорость—площадь».

Вопрос о погрешности регистрации изменяющихся характеристик рассмотрен П. В. Новицким [197] на примере синусоидальной схематизации процесса. В нашем случае схематизируется гидрограф стока (рис. 8.13). Если период колебаний $T_{п}$

величины $Q(t)$ достаточно велик по сравнению с продолжительностью наблюдения $T$, а результаты измерения приписываются к середине этого интервала, то текущая разность между действительными и осредненными величинами $Q(t)$ оценивается выражением

$$\Delta_т = Q_0 \frac{\pi^2}{6} \tilde{a} \left(\frac{T}{T_п}\right)^2 \sin\varphi, \qquad (8.25)$$

где $\tilde{a}=a/Q_0$ — относительная амплитуда колебания расходов, $\varphi=2\pi t/T_п$. Среднее квадратическое значения погрешности $\delta_т$ получается равным

$$\delta_т = 1{,}16\tilde{a}\left(\frac{T}{T_п}\right)^2. \qquad (8.26)$$

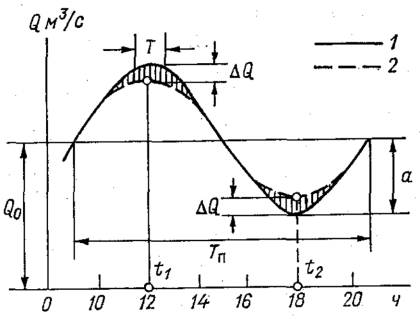



Рис. 8.13. Синусоидальная схематизация гидрографа при суточном регулировании стока.

*1* — действительные (мгновенные), *2* — осредненные расходы воды.

Зависимость (8.25) на первый взгляд кажется парадоксальной. Действительно, при оценке точности характеристик стока мы привыкли к тому, что осреднение по времени сглаживает случайные погрешности исходных величин. В нашем же случае погрешность $\delta_т$ быстро увеличивается с ростом $T$. Дело в том, что $\delta_т$ имеет систематический, а не случайный характер. Как можно видеть из рис. 8.13, значение $\Delta Q$ фактически является преуменьшенным для максимальных и завышенным для минимальных расходов. Важно также иметь в виду, что зависимость (8.25) справедлива лишь при $T < 0{,}5T_п$. При бóльшей продолжительности измерений, вместо текущих значений $Q(t)$, получатся некоторые осредненные, которые вообще не будут воспроизводить действительного гидрографа.

В какой мере теоретические выводы соответствуют действительности?

В этом отношении весьма показательны данные А. М. Никитина и В. А. Кудышкина [195], отражающие результаты синхронных измерений расходов воды в створах Чардаринской ГЭС и гидрологического поста в ее нижнем бьефе на расстоянии 1,5 км (рис. 8.14). При установившемся режиме прослеживается общее смещение поля точек в сторону преувеличения стока в области расходов $Q > Q_0 \approx 700$ м³/с и занижение отно-

сительно малых расходов $Q<Q_0$ по данным ГЭС на примерно равную величину $\frac{\Delta Q}{Q_0}=12\div18\,\%$. (график 8.14 *а*). В условиях суточного регулирования мощности ГЭС (рис. 8.14 *б*) характер

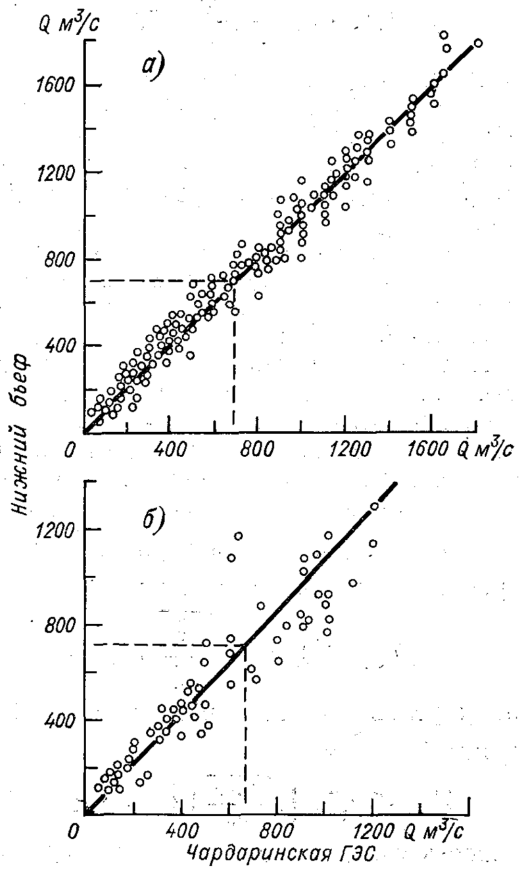



Рис. 8.14. График связи измеренных расходов воды р. Сырдарья — пост «Нижний бьеф» и Чардаринской ГЭС.

*а* — при установившемся режиме, *б* — в период суточного регулирования мощности ГЭС.

смещения точек от биссектрисы координатного угла сохранился, но относительные отклонения расходов изменились: преувеличение их значений по данным ГЭС достигло $20\div24\,\%$, а преуменьшение снизилось до $8\div12\,\%$. Очевидное объяснение этого факта — влияние систематической погрешности $\delta_т$,

возникающей из-за осреднения мгновенных расходов. В самом деле, при суточном регулировании с периодом $T_п=12$ ч и относительной амплитудой $a=0{,}8$ для продолжительности измерения расходов в гидростворе $T=3$ ч по формуле (8.26) получим

$$\delta_т=1{,}16\cdot 0{,}8\left(\frac{3}{12}\right)^2=5{,}8\ \%.$$

Накладываясь на систематические погрешности учета стока на ГЭС, составляющая $\delta_т$ увеличивает расхождение расходов в области $Q_i>Q_0$ до значений (ориентировочно) 15+5,8=20,8 %, а разность малых расходов — уменьшает до 15—5,8 = 9,2 %.

Как видим, расчетные оценки результатов параллельных измерений вполне соответствуют натурным данным. Таким образом, несмотря на сложность условий измерения в створе гидрологического поста, гидрометрические данные при правильной их интерпретации свидетельствуют о том, что учет стока в створе Чардаринской ГЭС ведется со значительными систематическими погрешностями переменного знака. Для повышения надежности данных гидрологического поста необходимо применять ускоренные (в частности, сокращенные или интеграционные) измерения расходов с тем, чтобы исключить существенное влияние погрешности $\delta_т$. Оптимальная продолжительность измерения $T$ может быть определена из условия, что дисперсия $\widetilde{\delta}_т^2$ должна оставаться на порядок меньше дисперсии случайной погрешности измерения расхода $\widetilde{\sigma}_Q^2$:

$$T_{опт}\leqslant 0{,}53\sqrt{\frac{\widetilde{\sigma}_Q}{\widetilde{a}}}\,T_п. \qquad (8.27)$$

Применительно к условиям поста в нижнем бьефе Чардаринской ГЭС получим (при $\widetilde{\sigma}_0=5$ %):

$$T_{опт}\leqslant 0{,}53\sqrt{\frac{0{,}05}{0{,}8}}\,12=1{,}8\ \text{ч}.$$

Если надежность учета стока в створах ГЭС и гидрологических постов оценивается на основе РВБ, то прибегают к составлению двух альтернативных вариантов этих балансов: один — с использованием данных о стоке, полученных на ГЭС (гидроузлах), другой — по результатам измерений в русловых гидростворах. Меньшие невязки баланса — признак более высокой надежности учета стока.

РВБ рассчитываются на основе осредненных расходов — среднедекадных, месячных и годовых. При осреднении сглаживаются случайные погрешности учета стока. Это облегчает проверку правильности принятых характеристик пропускной способности, т. е. позволяет установить систематическую

погрешность, связанную с переходом от результатов модельных испытаний к натурным значениям к. п. д. и выбором коэффициентов расходов.

Методика составления и анализа русловых водных балансов изложена в главе 9.

## 8.6. Градуировка водопропускных сооружений и расходомеров

Под градуировкой[1] водопропускных сооружений и расходомеров понимается установление зависимости между расходами воды и параметрами истечения — напорами (перепадами давлений), открытием затворов мощности, развиваемой турбинным гидроагрегатом и т. п.

Гидроагрегаты градуируются двумя основными способами [67]: абсолютным, заключающимся в измерениях расходов воды, и относительным, при котором измеряется перепад давления в спиральной камере и переход к расходам воды осуществляется по характеристикам турбин в точках наивысших к. п. д. Градуировка производится в несколько этапов с увеличением нагрузки ступенями от двигательного режима до полного открытия направляющего аппарата турбины. Затем производятся измерения с уменьшением нагрузок. На каждой ступени испытаний измерения начинаются только после стабилизации заданного режима.

Наибольшее распространение имеет градуировка с измерением расходов воды гидрометрическими вертушками. Измерительный створ может располагаться непосредственно во входном отверстии проточной части гидроагрегата и в подводящем или отводящем канале (русле). В случае измерения расходов непосредственно в водопропускном отверстии одновременно устанавливается такое количество вертушек, чтобы с достаточной полнотой осветить распределение скорости в потоке. По некоторым рекомендациям [321] число скоростных точек $N$ в сечении площади $F$ должно составлять

$$N = \alpha \sqrt{F},$$

где $\alpha = 14 \div 25$.

Вертушки размещаются на гидрометрических рамах или балках. В последнем случае балка должна иметь роликовые опоры, находящиеся в шандорных пазах сооружения, что позволяет перемещать конструкцию по высоте отверстия.

Существуют специальные способы градуировки, о которых приведем самые общие сведения.

[1] Термин «тарировка», согласно ГОСТ 16263-70, не рекомендуется употреблять.

Для градуировки гидротурбин высоко- и средненапорных ГЭС иногда используют способ гидравлического удара. Он основан на измерении давления в напорном трубопроводе при быстром закрытии направляющего аппарата турбины. По некоторым данным погрешность способа составляет 4 %.

При наличии подводящих трубопроводов применяют метод солевых меток. При пуске раствора соли повышается электропроводность воды. Фиксируя моменты прохождения пиков концентрации солевого облака через контрольные сечения, определяют время движения на участке трубопровода, что дает возможность установить скорость потока, а затем при известной площади сечения трубопровода определяют расход воды.

Для градуировки гидроагрегатов ГЭС всех типов может быть применен способ смешения. В этом случае при измерении расхода воды через турбину индикатор подают непосредственно у входа в спиральную камеру (напорный трубопровод), чтобы он не попал в другие турбины. Контрольный створ для отбора проб располагают у выхода из отсасывающей трубы. По точности получаемых результатов способ смешения значительно уступает всем другим.

Термометрический способ основан на зависимости изменения температуры воды от ее расхода. Изменение температуры происходит в результате диссипации энергии при движении воды через гидроагрегат. Точность термометрического способа возрастает вместе с напором. Так, при $H$=200 м и точности регистрации температуры воды 0,001° погрешность градуировки не превышает 1 %.

Водосбросы, шлюзы-регуляторы и гидрологические расходомеры градуируются применительно к уточнению коэффициентов расхода в гидравлических зависимостях, принятых для определения пропускной способности. Градуировочные измерения, как правило, производят вертушками непосредственно в отверстиях или на гребнях сооружений, в подводящих и отводящих каналах. Успешно применяется также пьезометрический способ измерения расходов в отверстиях водосбросов, основанный на уравнении кинематической и потенциальной энергии потока [257].

Если в состав гидроузла входит ГЭС, то применяют усовершенствованный русловой способ градуировки водосбросов, разработанный А. С. Воробьевым [63]. Сущность способа состоит в том, что при градуировке водосбросов для измерения пропускаемых ими расходов воды используются заранее проградуированные гидроагрегаты или отдельные (контрольные) отверстия. Процесс градуировки заключается в переключении части транзитного расхода воды $Q$ с гидроагрегатов на водо-

сбросы; их пропускная способность в каждой позиции определяется разностью

$$Q_{в_i} = Q - Q_{т_i},$$

где $Q_{т_i}$ — расходы воды, пропускаемой через гидроагрегаты или контрольные отверстия. При правильной организации наблюдений точность рассматриваемого способа не ниже, чем при вертушечных измерениях.

Насосные станции машинных каналов градуируются так же, как и водозаборные шлюзы-регуляторы — русловым способом с измерением расходов вертушками. Обычно на насосной станции устанавливается несколько агрегатов и подводящий канал рассчитывается на пропуск больших расходов. При работе одного насосного агрегата скорости течения в канале оказываются очень малыми, что не позволяет измерить их с помощью гидрометрической вертушки. В этом случае градуировку производят при одновременной работе нескольких агрегатов, обеспечивая поддержание скоростей течения в подводящем канале в пределах $v \geqslant 2v_{нач}$, где $v_{нач}$ — начальная скорость вертушки; обычно $v_{нач}=0{,}04 \div 0{,}06$ м/с. Количество различных вариантов измерений при одном и том же режиме работы станции соответствует общему числу насосных агрегатов $N$. В каждом варианте подбираются группы с различным сочетанием работающих насосов. Тогда производительность каждого агрегата вычисляется как значение одного из корней системы $N$ линейных уравнений.

При наличии расходомеров градуировка насосных агрегатов может быть осуществлена непосредственным измерением скорости потока в напорных трубопроводах. Для этой же цели может быть применен описанный выше способ солевых меток.

Как вытекает из краткого обзора, основу практически применяемых методов натурной градуировки водопропускных сооружений составляют вертушечные измерения расходов. При недостаточной точности отдельного измерения вертушкой их повторение в одних и тех же условиях обеспечивает снижение погрешностей и получения надежных результатов. Приведем некоторые положения, которыми следует руководствоваться при организации градуировочных измерений.

Суммарную среднюю квадратическую погрешность измерения расхода воды в отверстиях гидротехнических сооружений, турбинных трактах и трубопроводах можно представить как совокупность двух различных по происхождению погрешностей:

$$\tilde{\sigma}_Q = \sqrt{\tilde{\sigma}_0^2 + \tilde{\sigma}_ф^2}, \qquad (8.28)$$

где $\tilde{\sigma}_0$ — основная погрешность измерительных средств (установок), определяемая для нормальных условий их эксплуата-

ции; $\widetilde{\sigma}_{\Phi}$ — составляющая погрешности, обусловленная методикой вычисления расходов воды на основании измерительных зависимостей (расчетных формул). В свою очередь каждая из этих величин складывается из ряда составляющих, зависящих от конструкции водопропускного сооружения. Так, $\widetilde{\sigma}_0$ образуют погрешности показаний приборов, определения напора, открытия затвора и перепада давлений. Величина $\widetilde{\sigma}_{\Phi}$ применительно к водопропускным сооружениям и гидрологическим расходомерам является погрешностью коэффициента расхода $\widetilde{\sigma}_{\mu}$, а для турбин и насосов — к. п. д. $\sigma_{\eta}$.

Погрешности $\widetilde{\sigma}_0$ обусловлены конструкцией измерительных устройств и точностью показаний приборов, контролирующих эксплуатационные параметры (перепад давлений, напор, открытие затворов и т. д.). Следовательно, $\widetilde{\sigma}_0$ не зависит от точности градуировочных измерений. Напротив, погрешность $\widetilde{\sigma}_{\Phi}$ всецело определяется качеством градуировки. Уменьшение этой погрешности до оптимальных пределов — основное требование к организации метрологических мероприятий. Для оптимизации погрешности $\widetilde{\sigma}_{\Phi}$ потребуем, чтобы она оказалась существенно меньше погрешности $\widetilde{\sigma}_0$. Практически для этого достаточно соблюсти условие

$$\widetilde{\sigma}_{\text{м}} \leqslant 0{,}5\widetilde{\sigma}_0.$$

Если погрешность единичного измерения расхода $\widetilde{\sigma}_Q$, то для обеспечения необходимой точности градуировки необходимо выполнить серию измерений в количестве

$$N \geqslant 4\left(\frac{\widetilde{\sigma}_Q}{\widetilde{\sigma}_0}\right)^2. \qquad (8.29)$$

Средняя квадратическая погрешность измерения расхода воды вертушкой в открытых руслах при благоприятных условиях обычно равна 2—3 %. Погрешность $\widetilde{\sigma}_0$ для водопропускных сооружений, турбин и насосных станций оценивается 1,5—2,0 %. Следовательно, для градуировки сооружений и установок при постоянно заданном режиме необходимо выполнить 7—8 измерений расходов воды. При этом доверительный интервал погрешности градуировки должен определяться с учетом малого числа измерений, исходя из закона распределения Стьюдента [232]. Так, для приведенных значений $\widetilde{\sigma}_Q$ и $\widetilde{\sigma}_0$ при 7—8 измерениях предельная погрешность градуировки с вероятностью непревышения 0,95 будет находиться в пределах $\pm 2{,}4$ %.

## Глава 9

# Гидрометрический учет стока при комплексном использовании водных ресурсов

### 9.1. Система государственного учета вод и водного кадастра

Советский Союз располагает значительными водными ресурсами. Среднегодовой сток наших рек составляет 4720 км$^3$ или около 12 % речного стока земного шара. Всего в озерах и водохранилищах, ледниках и снежниках, реках и подземных кладовых СССР содержится более 43 000 км$^3$ пресной воды. Водные богатства нашей страны широко используются для мелиорации земель, промышленного и коммунального водоснабжения, выработки электроэнергии и многих других нужд народного хозяйства. На реках, озерах, водохранилищах и внутренних морях СССР развивается водный транспорт, рыболовство и рыборазведение. Масштабы комплексного использования водных ресурсов возрастают вместе с ростом производительных сил страны.

Воды суши (реки, озера, водохранилища, ледники и подземные воды, внутренние моря и территориальные морские воды) составляют единый государственный фонд СССР [148, 310].

Сведения о водных ресурсах, полученные по результатам гидрологических наблюдений, публикуются в справочно-кадастровых изданиях. Публикация данных ведется с самого начала организации сети гидрологических постов. Первое издание «Сведений об уровнях воды на внутренних водных путях» относится к 1881 г. Однако лишь после Великой Октябрьской социалистической революции, в частности на I Всероссийском гидрологическом съезде (1924 г.), была выдвинута задача полной инвентаризации водных объектов, обобщения сведений о поверхностных и подземных водах нашей страны. Работы по составлению первого водного кадастра выполнялись в 1931—1940 гг. Тогда же было начато регулярное издание гидрологических ежегодников, которые содержали результаты всех видов наблюдений, выполнявшихся на реках, озерах и водохранилищах.

В 1960—1973 гг. осуществлено фундаментальное издание второго водного кадастра СССР, состоящего из трех серий:

I — гидрологическая изученность, II — основные гидрологические характеристики, III — научно-справочные монографии «Ресурсы поверхностных вод СССР». Издание второго водного кадастра явилось значительным этапом в развитии гидрологии. Материалы кадастра нашли широкое применение в народном хозяйстве. В связи с ведомственной разобщенностью в области гидрологических исследований второй водный кадастр охватывал лишь ресурсы поверхностных вод, за изучение которых были ответственны составители — институты и управления Госкомгидромета. Существовала также разобщенность и в организации учета вод и их использования, противоречащая требованиям системного подхода к решению проблем водообеспечения, охраны водных ресурсов от истощения и загрязнения. Учет вод и их использования был рассредоточен между многими ведомствами и проводился на различных методической и технической основах. Действовало большое количество ведомственных наставлений, инструкций и рекомендаций по учету вод, водозаборов и сбросов воды. Отсутствие метрологического контроля измерительных устройств снижало надежность учетных данных.

Новый этап в организации учета, планирования и контроля использования вод нашей страны связан с принятием Верховным Советом Союза ССР «Основ водного законодательства СССР и союзных республик» (1970). В развитие этого важнейшего решения Совет Министров СССР принял постановления о государственном учете вод и ведении государственного водного кадастра.

Государственный учет вод (ГУВ) и государственный водный кадастр (ГВК) в совокупности образуют информационную систему, охватывающую сеть наблюдательных станций (постов), вычислительных центров, территориальные управления и научно-исследовательские институты Госкомгидромета СССР, Министерства мелиорации и водного хозяйства СССР и Министерства геологии СССР, а также предприятия и организации, использующие воды. Методические основы, структура и схемы потоков информации в системе ГУВ и ГВК разработаны ГГИ, ЦНИИКИВРом и ВСЕГИНГЕО (рис. 9.1).

Подсистема ГУВ введена в действие в 1976 г. Она состоит из трех основных звеньев.

Первое — учет ресурсов поверхностных вод, выполняемый организациями Госкомгидромета. Источником информации о водах суши служит основная гидрологическая сеть на реках, озерах и водохранилищах, а также специальные станции и посты на морях в устьях рек и в горных ледниковых зонах.

Учет подземных вод представляет собой второе звено системы ГУВ. Он осуществляется Министерством геологии

СССР, опираясь на разветвленную гидрогеологическую сеть наблюдательных скважин.

Третье звено системы ГУВ — учет использования вод и контроль их качества. Он возложен на Министерство мелиорации и водного хозяйства СССР. Предприятия и организации — водопользователи ведут первичный учет забираемой и сбрасываемой воды, учитывают сбросы загрязняющих веществ.

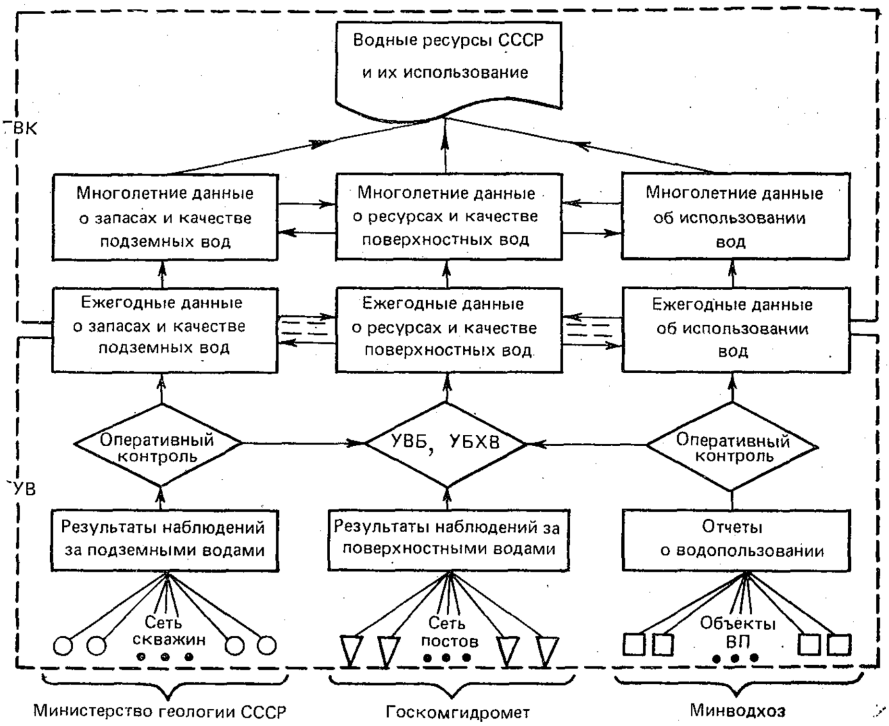



Рис. 9.1. Общая структура потоков и состава информации в системе государственного учета вод и государственного водного кадастра.

УВБ и УБХВ соответственно означают учетные водные балансы и учетные балансы химических веществ как средство контроля данных учета вод.

Качество вод находится также под надзором общегосударственной службы наблюдений и контроля за уровнем загрязнения окружающей среды, действующей в составе Госкомгидромета.

Во всех трех звеньях ГУВ циркулируют и обрабатываются потоки информации как оперативной, так и статистической. Всего ГУВ охватывает более 8000 гидрологических постов на

реках, озерах и водохранилищах, более 6000 гидрогеологических скважин и свыше 150 000 водопользователей. К обработке информации привлечено более 20 вычислительных центров, расположенных в различных регионах Советского Союза.

Основной формой научного и статистического обобщения данных о режиме вод суши, водных ресурсах и их использовании служит ГВК [162]. Его ведение по единой для СССР системе началось в 1978 г.

Основа автоматизированной подсистемы ГВК — ежегодно обновляемый фонд данных на долговременных технических носителях (магнитофильмах, микрофильмах) за весь период наблюдений и банки данных на ЭВМ, осуществляющие систематизацию, поиск, обработку и обобщение до требуемого уровня исходных данных и выдачу необходимой информации.

Кадастровая информация до потребителей будет доводиться в двух формах:

— публикаций в общих и специальных изданиях;

— выдачи банками данных по автоматизированной системе «запрос—ответ» (на технических носителях, в виде таблиц или графических изображений, выдаваемых ЭВМ).

В изданиях ГВК приводятся основные сведения о водных объектах и водопользователях, ресурсах поверхностных и подземных вод, результаты регулярных наблюдений за режимом, качеством и использованием вод, водные балансы и балансы химических веществ и, наконец, данные об использовании вод с различным уровнем обобщения во времени и пространстве (от среднесуточных до многолетних характеристик, от участков рек до речных бассейнов, по отраслям народного хозяйства и в целом по стране). Публикуемая часть ГВК включает три раздела: 1) поверхностные воды, 2) подземные воды и 3) использование вод. Каждый из разделов подразделяется на три серии: каталожные сведения, ежегодные данные (издаются ежегодно за предшествующий год) и многолетние данные (публикуются каждые пять лет).

На первом этапе система «запрос—ответ» будет выдавать информацию по письменным запросам на специальных бланках. В будущем основные потребители смогут получать прямой доступ в ЭВМ банков данных с помощью прямых телетайпных или телефонных линий связи и выносных пультов управления ЭВМ (терминалов).

Создание автоматизированной системы ГУВ и ГВК — сложная задача, требующая подготовки технической базы и ввода в действие центров обработки данных. Значительные усилия должны быть направлены на подготовку методических основ и программного обеспечения обработки информации на ЭВМ, организацию банков и публикацию справочных материалов.

## 9.2. Система гидрологических наблюдений в районах интенсивного использования водных ресурсов

Учет, текущее и перспективное планирование использования водных ресурсов производятся по экономическим районам и бассейнам рек, образующим в совокупности водохозяйственные районы (ВХР). Их границы определяются с учетом, с одной стороны, экономических факторов (направлений использования вод и потребности в водных ресурсах), а с другой,— географических условий (структуры речной сети и размещения тяготеющих к ней водопользователей). Как правило, ВХР располагаются в пределах бассейнов средних и больших рек и характеризуются единством водных источников и водопотребителей, сложившимся исторически или предусмотренным в планах экономического развития вновь осваиваемых территорий. В связи с этим ВХР, хотя их границы претерпевают некоторые изменения со временем, являются сравнительно устойчивыми образованиями. Более того, при планировании комплексного использования водных ресурсов применяются единые (на обозримую перспективу) принципы и схемы деления территории на ВХР.

Соотношение водных ресурсов и водопотребления в расчетных створах (границах ВХР) для различных периодов (год, сезон, месяц) выражается водохозяйственным балансом (ВХБ). Наиболее простое уравнение ВХБ имеет вид

$$Q_р \geqslant Q_{вз} - Q_с + Q_т, \qquad (9.1)$$

где $Q_р$ — расход воды, характеризующий водные ресурсы; $Q_{вз}$ — расход водозаборов; $Q_с$ — расход сбросных (возвратных) вод; $Q_т$ — минимальный транзитный расход, заданный по санитарно-экологическим условиям. Все величины выражаются в $м^3/с$ и относятся к одному и тому же расчетному периоду.

Нормирование транзитного стока $Q_т$ гарантирует удовлетворение нужд водопользователей, расположенных на реке ниже расчетных створов, а также обеспечивает экологические требования и необходимое качество воды на отдельных участках рек.

Водохозяйственные балансы составляют для каждого ВХР периодически — по этапам разработки и уточнения генеральных схем комплексного использования водных ресурсов. Вместе с тем существуют участки лимитированного водопользования (напряженного водного баланса), на которых необходим оперативный контроль использования вод. К ним относятся участки рек от истока или от верхнего (входного) створа до нижнего по течению (замыкающего) створа, на протяжении которых наблюдается недостаток водных ресурсов либо в продолжении всего года, либо в отдельные лимитирующие периоды.

Критерием для выделения участка лимитированного водопользования (ЛВП) служит неравенство для замыкающего створа

$$Q_р \leqslant Q_{вз} - Q_с + Q_т. \qquad (9.2)$$

Покрытие дефицита ВХБ в районах интенсивного использования водных ресурсов оказывается невозможным без регулирования, а иногда и переброски речного стока из других водообеспеченных бассейнов и зон. В этих условиях возникает ряд особых требований к системе гидрологических наблюдений.

При размещении сети на зарегулированных реках гидрометрический контроль должен охватывать 50—70 %, а в наиболее

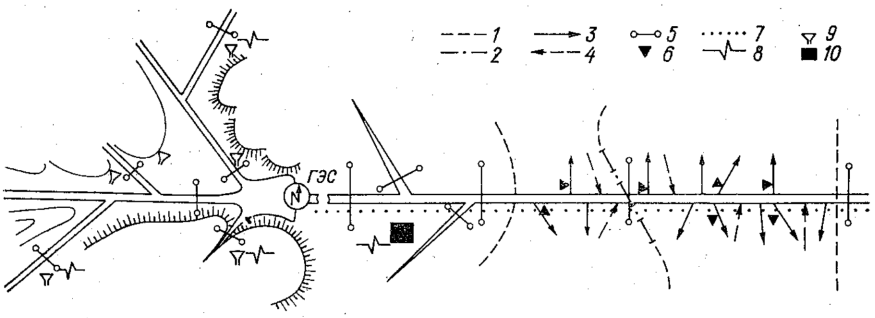



Рис. 9.2. Гидрографическая схема водохозяйственных районов и сети пунктов наблюдений за формированием и использованием речного стока.

*1* — границы ВХР, *2* — границы административного деления, *3* — водозаборные каналы, *4* — сбросные каналы и коллекторы, *5* — гидрометрические створы на реках, *6* — расходомерные посты на каналах, *7* — наземная линия связи, *8* — радиосвязь, *9* — осадкомерные посты, *10* — вычислительный центр.

ответственных случаях 80—90 % всего стока выше створа ГЭС или водозаборных узлов. Уровенные посты должны открываться в крупных населенных пунктах, подверженных подтоплению при высокой воде или испытывающих недостаток воды в маловодные годы (периоды). На зарегулированных реках положение гидростворов определяется структурой гидрографической и водохозяйственной сети, гидрогеологическими и морфологическими условиями бассейна. На рис. 9.2 приведена схема размещения гидрологической сети, характерная для больших рек, расположенных в аридной зоне и берущих начало в горных районах. Обычно водохозяйственная система таких бассейнов включает:

— водохранилища или каскад водохранилищ сезонного и многолетнего регулирования;

— транзитную часть реки с интенсивным разбором воды на орошение земель и промышленные нужды.

При создании сети в подобных условиях должны решаться две основные задачи:

а) получение данных для гидрологического прогноза приточности и расчета водного баланса регулирующего водохранилища;

б) гидрологический контроль использования вод и получение данных для расчета руслового водного баланса по длине рек.

При обосновании гидрологической сети для изучения режима вод суши в прошлом акцентировалось внимание на равномерном размещении пунктов наблюдений. При исследовании русловой трансформации стока, связанной с искусственным регулированием расходов, изъятиями воды, взаимодействием поверхностных и подземных вод, значение ключевого принципа приобретает неравномерность распределения наблюдательной сети в пространстве и моментов измерения во времени [183], а также учет изменения ценности получаемой информации [209]. Важно повышать дискретность — сгущать измерения в периоды смены фаз режима или в области пространства, где протекают важнейшие процессы, определяющие характер гидрологических явлений. Нельзя считать случайным тот факт, что во многих странах, где существовала и без того густая сеть, наблюдается рост численности гидрологических постов. Д. Лаутербах [354] считает, что в условиях ГДР уже недостаточно иметь в среднем даже 5 постов на 1000 км$^2$ территории. В районе г. Вашингтона на р. Потомак действует более 80 постов, наблюдающих за элементами водного и термического режима и качеством воды.

Но, конечно, сгущение сети не должно быть чрезмерным. Расстояние между постами по длине реки с интенсивным использованием водных ресурсов необходимо назначать, по крайней мере, так, чтобы изменение стока на участке $\Delta Q$ превосходило предельную суммарную погрешность его определения $m_Q$. Так, для доверительной вероятности $P=0{,}95$ получим

$$\Delta Q \geqslant m_Q = 1{,}96 \sqrt{\sigma_в^2 + \sigma_н^2}. \qquad (9.3)$$

Особый случай представляет размещение створов измерения расходов воды для определения коэффициентов полезного действия каналов, характеризующих потери воды по их длине. Если трасса канала проложена в однородных литологических условиях, оптимальное расстояние между контрольными створами (км) определяется по выражению

$$L \geqslant \frac{\widetilde{m}_Q \sqrt{Q}}{A},$$

где $A$ — характеристика проницаемости грунтов, для легких суглинков равная 3,2, для средних — 2,1, тяжелых — 1,2, для галечников $10 \div 12$; $\widetilde{m}_Q$ здесь выражается в процентах к расходу в верхнем створе.

Для оперативного регулирования стока и оптимального водораспределения создаются автоматизированные системы сбора информации и управления водными ресурсами речных бассейнов [64, 184]. Первые звенья таких систем уже осуществляются на ряде рек (Сырдарья, Днепр и др.).

Для оптимизации точности определения параметров и количества исходной информации могут быть использованы различные подходы.

Количество информации, доставляемой измерениями величины $X$, с погрешностью $\Delta$ в диапазоне $X_2 - X_1$ определяется мерой исходной и оставшейся неопределенности — энтропии [331]

$$I = -\lg \frac{2\Delta}{X_2 - X_1}. \qquad (9.4)$$

Как показывает анализ функции (9.4), с возрастанием точности инструментальных наблюдений количество информации сначала быстро увеличивается, а затем ее прирост затухает; происходит, как иногда говорят, «насыщение» функции (9.4). Точность, при которой наблюдается этот эффект, может рассматриваться в качестве одного из критериев оптимизации наблюдений [338]. Более того, отмечено [103], что правильность решений, принимаемых в системах управления, по мере роста объема получаемой информации вначале возрастает, а затем падает, т. е. избыток информации не менее вреден, чем ее недостаток. Существуют также и экономические критерии необходимой точности и объема информации [287].

## 9.3. Русловые водные балансы рек

Ведение ГУВ и ГВК как единой системы предлагает согласование и контроль информации во всех ее звеньях. Для этой цели служат русловые и учетные водные балансы, а также балансы химических веществ.

Балансовые методы широко используются при изучении закономерностей формирования речного стока и преобразований его режима в результате человеческой деятельности. В гидрологических процессах на водосборе сток воды выступает как элемент ландшафта. В русловой же сети, сохраняя эти черты, речной сток становится одним из видов природных ресурсов, требующих повышенной точности его учета и контроля, особенно в районах водного дефицита.

В гидрологии сформировалось представление о русловых водных балансах (РВБ) как о соотношении между поступлением воды на участок через верхний граничный створ, а также из боковых притоков и оттоком ее через нижний (замыкающий) створ с учетом изъятий и сбросов воды, потерь на испарение и фильтрацию, поступления от осадков и подземного притока [133, 246]. В зависимости от характера решаемых задач могут быть использованы различные уравнения РВБ. При учете полного комплекса приходных и расходных составляющих баланса, т. е. при расчете детального РВБ используется развернутое уравнение, пригодное для рек и каналов в течение любого сезона года:

$$Q_в - Q_н + Q_{б.п} + Q_{ск} - Q_{вз} + Q_с - Q_{и.т} + Q_{ос} \pm$$
$$\pm Q_л \pm Q_{с.р} \pm Q_{р.р} \pm Q_{б.р} \pm Q_ф \pm Q_{п.с} \pm Q_о = 0, \qquad (9.5)$$

где $Q_в$ и $Q_н$ — расходы воды соответственно в верхнем и нижнем створах; $Q_{б.п}$ — расходы воды боковых притоков; $Q_{ск}$ — расходы воды со склонов; $Q_{вз}$ и $Q_с$ — соответственно расходы водозаборов и сбросных вод на коллекторно-дренажной сети (без подземного возврата с орошаемых массивов); $Q_{и.т}$ — испарение и транспирация воды влаголюбивой растительностью в зоне затопления и подтопления; при расчетах этот элемент расчленяется на ряд составляющих — испарение с открытой и заросшей водной поверхности, транспирация влаги растениями и др.; $Q_{ос}$ — поступление воды от осадков; $Q_л$ — потери воды на ледообразование или ее поступление от таяния льда; $Q_{с.р}$ — поступление воды от таяния снегозапасов в русле; $Q_{р.р}$ — расходы руслового регулирования, обусловленные потерей воды на аккумуляцию в емкостях русла или возвратом из них при паводках и попусках; $Q_{б.р}$ — расходы берегового регулирования — фильтрационный отток в берега или приток из них при изменении наполнения русла; $Q_ф$ — расходы фильтрационного оттока или притока подземных вод в русло при установившемся режиме, в том числе и возврат оросительных вод подземным путем; $Q_о$ — остаточный член.

Как видим, детальный РВБ включает три группы данных: гидрометрическую, гидрофизическую и гидрогеологическую. Если значения элементов первой группы могут быть определены по данным основной сети, то для получения сведений двух других групп необходимы специальные наблюдения. Поэтому наиболее доступным оказывается составление так называемых гидрометрических РВБ по уравнению

$$Q_в - Q_н + Q_{б.п} + Q_{ск} - Q_{вз} + Q_с \pm Q_{р.р} \pm Q_о = 0, \qquad (9.6)$$

в котором представлены лишь элементы, определяемые гидрометрическим способом или по планам русловых съемок ($Q_{р.р}$).

На рис. 9.3 изображена структурная схема РВБ среднего течения Амударьи, где наблюдается крайняя неустойчивость русла и неблагоприятные условия измерения расходов воды. По этой причине данные о стоке реки не всегда надежны, а в отдельные годы противоречивы и не поддаются увязке. Тем не менее анализ остаточных членов РВБ, рассчитанных за многолетие, позволил А. В. Савельевой значительно уточнить значения составляющих руслового водного баланса и опровергнуть существовавшее представление о больших фильтрационных оттоках воды из реки в сторону пустыни Каракум на участке от г. Керки до теснины Тюямуюн.

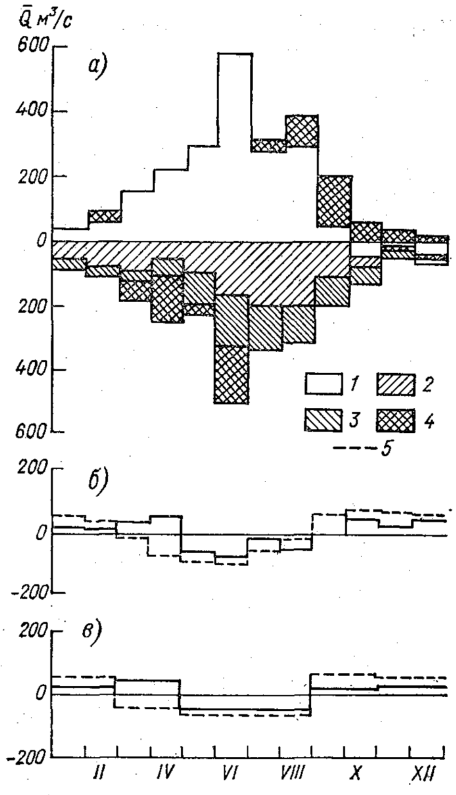



Рис. 9.3. Структура РВБ среднего течения р. Амударьи за 1970 г. (*а*) и график его остаточных членов по месяцам (*б*) и сезонам (*в*) за 1961—1972 гг.

*1* — разность стока $Q_в - Q_н$, *2* — водозаборы оросительных систем (за вычетом сбросных и дренажных вод), *3* — испарение и транспирация влаги, *4* — русловое регулирование, *5* — береговое регулирование.

Методика расчета элементов РВБ изложена в [246] и руководстве [384]. Особого внимания требует анализ генезиса остаточного члена $Q_o$, который компенсирует неучтенные элементы или невязки РВБ. Как известно, многие водные балансы вообще не могут считаться замкнутыми, а тем более гидрометрические РВБ. Выделение остаточного члена $Q_o$ в явном виде исключает какую-либо подгонку баланса, которая, как отметил Р. Нейс (США), часто служит источником умозрительных представлений о количестве воды. В этом смысле предпочтительна именно незамкнутая форма уравнений водного баланса, которая включает остаточный член $Q_o$, нацеливающий на изучение скрывающихся за ним «белых пятен».

Уравнения РВБ используются прежде всего для определения естественных потерь или приращений стока, не поддающихся непосредственным измерениям

$$\Delta Q = Q_0 = Q_в - Q_н - \sum_{i=1}^{N} Q_i. \qquad (9.7)$$

Сумма $\sum_{i=1}^{N} Q_i$ включает отъемы и сбросы воды на участке, для определения которых, казалось бы, не должны существовать затруднения: ведь они — «дело рук человеческих». На самом же деле часто необходимые данные отсутствуют (особенно при расчетах за прошлые годы) и приходится прибегать к различным косвенным приемам. Так, при определении водопотребления промцентрами используются укрупненные нормы расходования воды на единицу продукции. Если такие оценки и допустимы для ориентировочных расчетов водопотребления по совокупности предприятий, то для каждого из них в отдельности возможны значительные погрешности из-за различных местных особенностей. По результатам контрольных измерений, выполненных О. М. Григорьевым [83], фактическое безвозвратное водопотребление в 1 м$^3$ на 1 т чугуна с переделом составило 7—10 против 14—17 по нормам. В других случаях [136] объемы безвозвратного водопотребления оказались в 1,5—2 раза выше величин, принимаемых при расчетах ВХБ.

Не менее сложно учесть и действительные водозаборы на орошение. Беспрецедентные по точности и полноте контрольные измерения водозаборов были выполнены экспедицией ГГИ и Гидропроекта на р. Амударье в 1971—1972 гг. По оценкам Ю. А. Бортникова [38], обобщившего полученные результаты, погрешности учета водозаборов составили: 4—18 % для ежедневных и 1—9 % для средневегетационных расходов, а годовой объем безвозвратных отъемов воды по данным управлений оросительных систем был занижен на 2,2—3,5 %.

При определении коммунально-бытового и промышленного водопотребления необходимо учитывать демографические аспекты воздействия человека на окружающую среду [224] и закономерности гидрологического режима урбанизированных территорий [161]. В исследованиях Н. В. Разумихина и А. М. Гареева (ЛГУ) была установлена высокая степень информативности демографических показателей при оценке и прогнозировании не только коммунально-бытового, но и промышленного водопотребления. Между ними существуют устойчивые соотношения: второе превышает первое в 7—9 раз.

В последнее время получили значительное развитие методы гидрологической оценки изменений стока под влиянием хозяйственной деятельности. Приведем пример методики, предложен-

ной И. А. Шикломановым [318] для оценки изменений водности рек Волги и Днепра.

Характеристика стока в каком-либо створе на транзитном участке реки может быть подставлена в зависимость от ряда аргументов $X_i$: стока в частных бассейнах-индикаторах $Y_i$ и стокообразующих факторов — осадков $X_{ср}$ и температуры воздуха $t_{ср}$ в зоне использования стока

$$Y_р = f(Y_1, Y_2, \ldots, X_{ср}, t_{ср}). \quad (9.8)$$

Параметры уравнения регрессии (9.8) определяются методом наименьших квадратов за предшествующие периоды, когда зона формирования стока была еще существенно не затронута хозяйственной деятельностью. Если это так, то изменение стока в результате его использования выше расчетного створа будет определяться разностью

$$\Delta Y = Y_р - Y_ф,$$

где $Y_р$ — сток, рассчитанный по уравнению (9.8) для измеренных значений $X_i$; $Y_ф$ — фактический сток по гидрометрическим данным. Точность подобных расчетов оказалась вполне достаточной. Так, для Волги у Волгограда погрешность определения стока получилась в 4—7 раз меньше самой рассчитываемой величины.

В настоящее время получены объективные оценки изменений стока важнейших речных бассейнов. Установлено, что в районах юга Европейской части, Кавказа, Средней Азии и Казахстана водные ресурсы уменьшились под влиянием хозяйственной деятельности на 10—20 % и в дальнейшем могут быть недостаточными для обеспечения быстро развивающегося народного хозяйства и, прежде всего, орошения. В ближайшие 20—30 лет окажется необходимой переброска на юг стока северных и сибирских рек.

Надежность расчета РВБ определяется точностью исходных данных: чем короче расчетный период и чем больше число элементов водного баланса, тем точнее должны быть исходные данные. В противном случае погрешности расчета становятся соизмеримыми с самой величиной определяемого элемента, а решение уравнения водного баланса сводится к некорректной задаче определения малой величины по разности больших, заведомо неточных величин.

Точность РВБ оценивается средней квадратической погрешностью определения его остаточного члена по совокупности $N$ составляющих:

$$\sigma_0 = \sqrt{\sum_1^N \sigma_i^2}. \quad (9.9)$$

Природа остаточного члена (является ли его значение случайным или отражает некоторые физические факторы, непосредственно не учтенные РВБ) оценивается методами статистической проверки гипотез о значимости различия результатов и погрешности расчета [133]. В простейшем варианте при нормальном распределении погрешности $\sigma_0$ для надежной оценки $Q_0$ (с доверительной вероятностью $P=0{,}95$) необходимо соблюсти условие

$$|Q_0| \geqslant 1{,}96\sigma_0. \tag{9.10}$$

Наиболее типичная некорректная задача расчета РВБ возникает при определении сравнительно малых потерь или изъятий стока в меженный (лимитирующий) период, когда расходы руслового регулирования отсутствуют, а испарением с водной поверхности можно пренебречь. Уравнение РВБ в этом случае становится совсем простым

$$Q_в - Q_н - Q_0 = 0. \tag{9.11}$$

Пусть $Q_0$ отождествляется с неучтенным водозабором $Q_{вз} \ll Q_в$ и погрешности определения расходов в ограничивающих створах равны

$$\sigma_в \approx \sigma_н \approx \sigma_Q.$$

Тогда условие (9.10) приведет к следующему критериальному соотношению:

$$\sigma_Q \leqslant 0{,}35 Q_{вз}, \tag{9.12}$$

т. е. погрешность измерения расходов должна быть по крайней мере в три раза меньше искомого значения $Q_{вз}$. Обычно при относительно малых отъемах воды точность измерения и учета стока на постах основной сети не обеспечивает корректного расчета РВБ. Поэтому при коротких расчетных интервалах (месяц, декада) необходимо проводить специальные балансовые измерения расходов воды повышенной точности и повторности. Их методика — та же, что и при градуировочных измерениях (см. главу 8).

### 9.4. Гидрологический контроль данных ГУВ

Прежде чем подвергнуться обработке и обобщению по формам ГВК, данные наблюдений и учета использования водных ресурсов должны быть проконтролированы и взаимоувязаны. Для этой цели могут служить учетные водные балансы (УВБ) и учетные балансы химических веществ (УБХВ). Последние не относятся к аспектам речной гидрометрии и нами не рассматриваются.

УВБ составляются непосредственно на основе данных измерений стока и отчетов водопользователей в границах бассейнов и участков рек, территориально-промышленных комплексов и водохозяйственных районов.

В аналитическом отношении УВБ представляют собой уравнение руслового водного баланса, решенное относительно величины безвозвратного водопотребления — разности суммарных заборов ($Q_{вз}$) и сбросов воды ($Q_с$), выраженной в м³/с.

Безвозвратное водопотребление может быть определено двумя способами (с точностью до остаточных членов, компенсирующих погрешности определения элементов):

1) на гидрологической основе по разности стока в замыкающих створах с учетом естественного притока и потерь воды на участке:

$$Q_г = Q_н - Q_в - Q_{б.п} - Q_{ос} \pm Q_{и.т} \pm Q_{р.р} \pm Q_ф \pm Q_{п.с}; \quad (9.13)$$

2) по учетным данным, поступившим от водопользователей, как разность заборов и сбросов воды:

$$Q_у = Q_{с.к} + Q_{с.п} + Q_{с.о} - Q_{в.к} - Q_{в.п} - Q_{в.о}, \quad (9.14)$$

где $Q_{с.к}$, $Q_{с.п}$, $Q_{с.о}$ — сбросы воды в русло реки соответственно коммунального, промышленного водоснабжения и возвратные воды оросительных систем; $Q_{в.к}$, $Q_{в.п}$, $Q_{в.о}$ — заборы воды соответственно на нужды коммунального, промышленного водоснабжения, орошения и обводнения.

Расходы руслового и берегового регулирования принимают положительные и отрицательные значения и поэтому могут входить как в приходную, так и расходную часть баланса.

При составлении УВБ в границах города (промышленного центра) необходим учет ряда дополнительных составляющих: сбросов в пруды-накопители ($Q_{п.-н}$), заборов грунтовых вод ($Q_{в.г}$) и подземных вод глубоких водоносных горизонтов ($Q_{в.пв}$). В составе фильтрационной составляющей ($Q_ф$) должен учитываться водообмен подземных вод на границах контура (приток, отток). Изъятия грунтовых вод ($Q_{в.г}$) при наличии гидравлической связи с рекой являются разновидностью общего водозабора и в приходную часть не включаются. Забор воды из глубоких артезианских горизонтов, гидравлически не связанных с водотоком или водоемом, необходимо включать в приходную часть УВБ. При отсутствии данных измерений или при невозможности установить, из какого водоносного горизонта эти воды поступают, объемы водозабора подземных вод особо не выделяются. В этом случае подземные составляющие УВБ учитываются в виде оттока или притока фильтрационных вод, которые интегрально отражают природный и искусственно измененный

водообмен поверхностных и подземных вод. Сброс неиспользованной части грунтовых и подземных вод во всех случаях учитывается в составе коммунального, промышленного и других видов водоотведения.

Сопоставление двух значений одного и того же элемента УВБ — $Q_г$ и $Q_у$ — по уравнениям (9.13) и (9.14) позволяет осуществить гидрологический контроль данных ГУВ, т. е. оценить степень соответствия результатов расчета баланса и отчетных сведений об использовании вод. С этой целью определяется невязка баланса $Q_{нев}$ как разность остаточного члена $Q_г$ и суммарных величин водозаборов и сбросов ГУВ $Q_у$:

$$Q_{нев} = Q_г - Q_у. \tag{9.15}$$

Для оценки надежности учета вод и их использования величина $Q_{нев}$ сопоставляется с совокупной погрешностью $\sigma_0$ учета элементов УВБ, зависящей от погрешности измерения расходов воды $\sigma_i$ и полноты охвата водопользователей $N$.

Критериальная величина $m$ определяется доверительным интервалом предельной погрешности расчета $Q_{нев}$. Совокупная погрешность определения $Q_{нев}$ представляется в виде функции частных погрешностей элементов УВБ:

$$\sigma_{нев} = (\sigma_г^2 + \sigma_у^2)^{1/2}, \tag{9.16}$$

где $\sigma_г$ и $\sigma_у$ — соответственно средние квадратические погрешности определения величин $Q_г$ и $Q_у$, равные

$$\sigma_г = \sqrt{\sigma_в^2 + \sigma_н^2 + \sigma_{б.\,п}^2 + \sigma_{и.\,т}^2 + \sigma_{ос}^2 + \sigma_{р.\,р}^2 + \sigma_ф^2 + \sigma_{п.\,с}^2}. \tag{9.17}$$

и соответственно

$$\sigma_у = \sqrt{\sigma_{вз}^2 + \sigma_с^2}, \tag{9.18}$$

где $\sigma$ — с соответствующими индексами средние квадратические погрешности определения элементов УВБ и учета водозаборов (сбросов).

Методика оценки приведенных выше элементов баланса изложена в руководствах по расчету русловых водных балансов. В [246] такие оценки даны на примере среднего течения Амударьи. Погрешности определения водозаборов и сбросов воды устанавливаются на основании сведений о способах их учета и средствах измерений расходов воды на объектах водопользования. Проградуированные сооружения и расходомеры обеспечивают определение средних месячных расходов воды с погрешностью, не превышающей 2 %. В тех случаях, когда учет вод инструментально не ведется, погрешность расчетных величин может быть назначена в соответствии со следующими данными:

| Способ учета | Средние квадратические погрешности учета заборов и сбросов воды, % |
|---|---|
| По характеристикам насосов и турбин | 2—10 |
| По мощности насосов и машиносменам | 10—15 |
| По формулам гидравлики и гидродинамики | 10—20 |
| По затратам воды на единицу выпускаемой продукции | 20—50 |
| По проектным нормам водопотребления | 100—200 |

При русловом способе учета заборов и сбросов воды точность определения средних месячных величин расходов воды составляет $\pm 2 \div 3$ %. Более значительные погрешности могут иметь место за счет осреднения уровня воды в случае его сложного суточного хода при отсутствии самописцев.

Исходя из доверительной вероятности $P = 0{,}95$ и нормального закона распределения погрешностей расчета невязки, запишем условие надежности учета водных ресурсов и их использования на каком-либо участке

$$-1{,}96\sigma_{нев} \leqslant Q_{нев} \leqslant 1{,}96\sigma_{нев}. \qquad (9.19)$$

Если $Q_{нев}$ выходит за границу доверительного интервала

$$|Q_{нев}| > 1{,}96\sigma_{нев},$$

то может быть сделан вывод о ненадежности учетных данных.

Причинами невязки УВБ могут быть недостаточная точность учета стока в речных гидростворах ($Q_в$, $Q_н$, $Q_{б.п}$); неполнота и ненадежность данных о естественных потерях и поступлениях воды, в том числе подземным путем или в процессе руслового регулирования ($Q_{и.т}$, $Q_{ос}$, $Q_{б.п}$, $Q_{р.р}$, $Q_ф$); неполнота и ненадежность количественных показателей использования вод ($Q_{вз}$ и $Q_с$).

Вывод о ненадежности данных об использовании водных ресурсов может быть сделан при условии, что измерения расходов воды и подсчет стока в ограничивающих гидростворах и на боковых притоках проводятся достаточно точно, т. е. в соответствии с требованиями действующих наставлений.

Методика составления УВБ проверялась на участках рек, характеризующихся напряженным водным балансом и различным состоянием учета использования вод. В табл. 9.1 приведен пример расчета УВБ за один месяц для участка протяженностью 30 км одной из рек в зоне расположения крупного промышленного комплекса. Несмотря на относительно небольшие расходы воды на участке, оказалось возможным провести гидрометрическую оценку надежности учета использования вод. Следует

*Таблица 9.1*

**Учетный водный баланс участка реки в 705 км от устья (август 1975 г.)**

| Элементы руслового водного баланса | Расход, м³/с | Погрешность | |
|---|---|---|---|
| | | % | м³/с |
| I. Приходная часть | | | |
| Приток воды в верхнем створе $Q_в$ | 16,1 | 5 | 0,8 |
| Боковой приток $Q_{б.п}$ | 2,44 | 7 | 0,17 |
| Русловое регулирование $Q_{р.р}$ | — | — | — |
| Фильтрационный приток в реку (пределы контура) $Q_ф$ | 0,44 | 10 | 0,04 |
| Осадки $Q_{ос}$ | — | — | — |
| Подземные воды глубоких (недренируемых) водоносных горизонтов (величина водозабора) $Q_{впв}$ | — | — | — |
| Суммарный приход $Q_I$ | 18,98 | — | — |
| II. Расходная часть | | | |
| Сток воды в нижнем створе $Q_н$ | 15,05 | 5 | 0,75 |
| Русловое регулирование $Q_{р.р}$ | 0,02 | 10 | 0,0 |
| Испарение с водной поверхности и транспирация влаги растениями в русле и пойме реки $Q_{и.т}$ | 0,09 | 10 | 0,01 |
| Потери русловых вод на фильтрацию в берега, пойменные массивы и отток за пределы контура $Q_ф$ | — | — | — |
| Суммарный расход $Q_{II}$ | 15,16 | — | — |
| III. Водозаборы и сбросы по данным ГУВ | | | |
| Водозаборы из реки: | | | |
| переброска стока в бассейн $Q_{п.с}$ | — | — | — |
| коммунальное водоснабжение $Q_{в.к}$ | 2,14 | 7 | 0,15 |
| промышленное водоснабжение $Q_{в.п}$ | 2,14 | 7 | 0,15 |
| орошение и обводнение $Q_{во}$ | 1,49 | 10 | 0,15 |
| Водозаборы грунтовых (подземных) вод $Q_{в.г}$ | 1,12 | 7 | 0,08 |

| Элементы руслового водного баланса | Расход, м³/с | Погрешность | |
|---|---|---|---|
| | | % | м³/с |
| Сбросы в русло реки: | | | |
| переброска стока из бассейна $Q_{пс}$ | — | — | — |
| коммунальное водоснабжение $Q_{с.к}$ | 0,83 | 10 | 0,08 |
| промышленное водоснабжение $Q_{п.с}$ | 1,31 | 7 | 0,09 |
| возвратные воды оросительных систем $Q_{с.о}$ | 0,22 | 15 | 0,03 |
| Сбросы в пруды-накопители $Q_{п.н}$ | 0,01 | 7 | 0,01 |
| Суммарный расход $Q_{III}$ | 2,38 | — | — |
| IV. Результаты расчета УВБ | | | |
| Совокупный остаточный член баланса $Q_г$ | 3,82 | — | 1,11 |
| Невязка УВБ $Q_{нев}$ | 1,44 | — | 1,13 |

V. Оценка надежности данных ГУВ

1. Соотношение фактической и допустимой погрешностей расчета остаточного члена УВБ: $\sigma_г=1{,}11<\sigma_д=0{,}5\,Q_г=1{,}9$ м³/с, т. е. величина остаточного члена определена надежно.

2. Погрешность определения суммарного расхода водозаборов и сбросов ($Q_{III}$): $\sigma_{IIIу}=0{,}21$ м³/с.

3. Погрешность определения невязки $Q_{нев}$: $|\sigma_{нев}|=\sqrt{1{,}11^2+0{,}21^2}=1{,}13$ м³/с; $|m_{нев}|=2{,}26$ м³/с$=2\sigma_{нев}$.

4. Критериальное условие: $-2{,}26$ м³/с$<1{,}42$ м³/с$<2{,}26$ м³/с.

5. Данные ГУВ достаточно надежны.

подчеркнуть, что приведенный пример относится к случаю удовлетворительно налаженного учета водопользования в системах промышленно-коммунального водоснабжения с применением счетчиков-расходомеров.

УВБ в первую очередь составляются для участков лимитированного водопользования, где наблюдается дефицит водных ресурсов и установлены ограничения в их использовании. Данные ГУВ принимаются для дальнейшего обобщения лишь в том случае, когда невязка учетного баланса лежит в пределах доверительного интервала погрешности его расчета. При недостаточной точности данных в порядке обратной связи должно быть оказано соответствующее воздействие на водопользователей.

Уже первый этап ведения ГУВ в достаточной мере выявил эффективность балансово-гидрологического метода увязки получаемых данных. Основное преимущество гидрологического контроля — его объективность, не зависящая от ведомственно-отраслевой конъюнктуры водопользования.

Разработка принципов функционирования, связей и форм взаимодействия звеньев ГУВ и ГВК потребует дальнейших усилий. Но уже сейчас новая информационная система дает значительный эффект как основа управления водным хозяйством, планирования и контроля использования водных ресурсов.

## 9.5. Метрологическое обеспечение наблюдений на гидрологических постах

Измерения должны быть достоверны, надежны и сопоставимы независимо от того, где и когда они производятся. Только в этом случае мы сможем получить объективное и непротиворечивое представление об окружающем нас мире и кооперировать материальное производство. Во всех отраслях науки и техники существуют системы единиц физических величин, измерительных принципов и методов. Роль метрологии заключается в том, чтобы обеспечить единство и требуемую точность измерений.

Метрологическое обеспечение народного хозяйства — одно из решающих условий повышения качества продукции и эффективности производства. В нашей стране существует государственная метрологическая служба, располагающая уникальной эталонной базой, которая насчитывает более 100 комплексов эталонов. Отраслевые метрологические службы обеспечивают необходимый уровень измерений и стандартизации непосредственно в сфере промышленности и технологии.

Успешное развитие системы гидрологических наблюдений было бы невозможно без метрологической базы — образцовых приборов и градуировочно-поверительного оборудования. Измерения, выполняемые на гидрологических постах, контролируются сетью лабораторий и бюро поверок. В какой мере их деятельность отвечает современным требованиям метрологической службы?

Речная гидрометрия ответственна прежде всего за два основных элемента — уровни и расходы воды в открытых руслах. Если при измерении уровней и площадей поперечного сечения русла можно опираться на создаваемые в других отраслях средства воспроизведения и поверки линейных величин, то определение скоростей руслового потока нуждается в особом метрологическом обосновании. Правильно отмечает В. Г. Цейтлин [307], что, пожалуй, ни один другой вид измерений не

испытывает влияние столь большого числа «дестабилизирующих» факторов, как расходоизмерительные системы.

Современную эталонно-поверительную базу речной гидрометрии представляют градуировочные или, как их называли в прошлом тарировочные бассейны, обеспечивающие получение зависимости числа оборотов винта вертушки от скорости потока. Наиболее точную градуировку приборов обеспечивают прямолинейные бассейны. Их основное поверительное устройство — тележка, на которой устанавливаются штанги

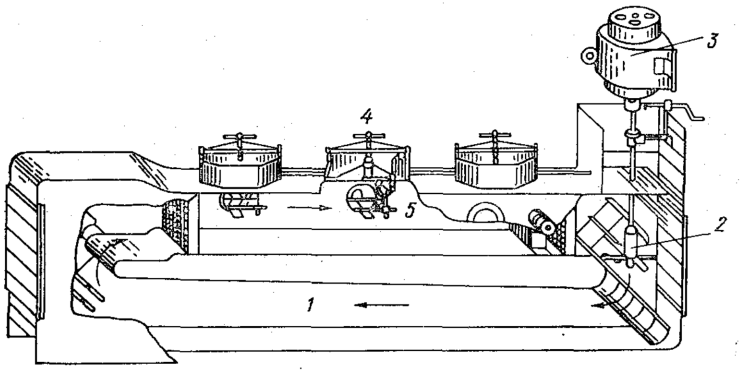



Рис. 9.4. Градуировочный лоток В. А. Урываева (ГР-19).

с вертушками. Массовое строительство прямолинейных бассейнов сдерживается их высокой стоимостью. Естественно поэтому искать другие более экономические способы градуировки. Хотя еще в 1929 г. М. А. Великановым [53] были разработаны принципы градуировки вертушек в воздушном потоке, водный вариант считается наиболее испытанным и надежным. Задача заключается лишь в том, чтобы удешевить и упростить конструкции установок. Так появились круговые (кольцевые) бассейны. Их недостаток — образование попутного потока, вносящего систематические погрешности в результаты градуировки. Предложены различные способы учета этих погрешностей и компарирования вертушек [292]. В ГГИ издавна практикуется метод, основанный на сравнении испытуемой вертушки с образцовой, которая предварительно градуируется в прямолинейном бассейне.

Наиболее прост и экономичен в изготовлении градуировочный лоток, предложенный В. А. Урываевым в 1953 г. (рис. 9.4). Установка представляет собой замкнутый трубопровод *1*, в котором циркулирует вода под действием гребного

винта *2* от электромотора *3*. В рабочей части лотка расположены три люка с заглушками *4*, в нижней части которых на штангах устанавливаются попарно градуируемые и образцовые вертушки *5*. Погрешности градуировки в лотках Урываева принимают переменные знаки и оцениваются средним квадратическим значением 2 %.

В бассейнах и лотках, где вертушки градуируются по схеме обращенного движения, не воспроизводятся факторы, связанные с важнейшим свойством турбулентного потока — пульсацией скорости течения по направлению и величине. Градуировочная характеристика вертушки сводится лишь к связи скорости потока и числа оборотов винта. Без оценки остается влияние двух основных эффектов турбулентной среды:

скольжение винта, вызванное отклонением вектора мгновенной скорости потока от нормали к плоскости гидроствора, которое существует даже в том случае, если осредненное направление вектора совпадает с этой нормалью; фактор мгновенной косоструйности обтекания создает преуменьшение скорости, оцениваемое по формуле (4.32);

завышение показаний вертушки, обусловленное инерционностью винта и отношением его диаметра к характерному геометрическому масштабу (глубине) потока.

Систематические погрешности, создаваемые каждым из этих факторов в отдельности, значительны и в 2—3 раза выше случайных. Но противоположная направленность действия этих факторов создает эффект их взаимной компенсации, благодаря чему, как правило, не удается выявить преобладание какого-либо одного вида погрешностей. Вместе с тем для конкретных конструктивных типов вертушек и гидростворов влияющие факторы должны оцениваться дифференцированно с использованием современных способов поэлементной поверки приборов [175]. Хотя речная гидрометрия уже давно располагает необходимыми данными для такой оценки, она полностью игнорируется в современных поверительно-градуировочных схемах.

Пожалуй, один из наиболее существенных недостатков организации измерений на гидрологической сети состоит в незаконченности («половинчатости») метрологического контроля, наблюдений. В самом деле, хотя вертушки и уровнемеры в той или иной мере подвергаются поверке, метрологический контроль не охватывает гидростворов как измерительных комплексов, обеспечивающих определение расхода воды — основной характеристики водных ресурсов. Точность получаемых при этом результатов зависит не столько от инструментальных, сколько от методических погрешностей, а эти последние всецело определяются особенностями кинематической структуры, морфологией русла и условиями измерения в гидростворе. Отсюда следует

вывод, что конечным звеном цепи метрологических аттестаций должен служить гидрологический пост — гидростворкак основной измерительный комплекс гидрометрии рек и каналов.

Один из возможных вариантов системы метрологического обеспечения гидрологических наблюдений приведен на рис. 9.5. Поверочная схема охватывает три элемента, измеряемые в гидростворах — уровень воды, площадь живого сечения и скорости потока. Последние две величины представляют элементы расхода воды, измеряемого методом «скорость—площадь».

Наиболее сложна цепь поверочной схемы, относящаяся к скорости течения. Ее базовым звеном служат прямолинейные бассейны — установки 1-го разряда, предназначенные для градуировки образцовых вертушек. Эти бассейны, кроме тележек, обеспечивающих получение зависимости скорости течения от числа оборотов вертушки $U(n)$, должны быть оснащены средствами воспроизведения пульсации скоростей и косоструйности потока. Градуировка вертушек по-прежнему производится в стоячей воде (по обращенной схеме), но на тележке монтируются специально разработанные устройства, генерирующие заданный спектр продольных и поперечных пульсаций скорости, а также косоструйности потока обтекания. В результате градуировки образцовой вертушки, кроме зависимости $U(n)$, должны быть дополнительно получены характеристики реакций вертушки на воздействия пульсации и косоструйности потока (их анализ содержится в главе 4).

Образцовые вертушки используются в стационарных поверочно-градуировочных установках (ПГУ) для градуировки рабочих вертушек методом компарации (сравнения). Роль стационарных ПГУ выполняют круговые бассейны и лотки. В них не воспроизводится влияние вторичных эффектов (пульсаций скоростей и косоструйности) на показания рабочих вертушек: для них принимаются те же характеристики реакции на эти факторы, что и для однотипных образцовых вертушек. И, наконец, передвижные ПГУ предназначены для получения всего комплекса данных, необходимых для аттестации гидроствора. В комплект передвижных ПГУ входят средства измерения осредненных скоростей в точках живого сечения потока, пульсаций и направления скорости потока. Одновременно определяются оптимальные параметры измерения расхода методом «скорость—площадь», обеспечивающие необходимую точность получаемых данных при всемерном сокращении времени наблюдений. Принципы оптимизации измерений расхода воды достаточно разработаны (глава 5) и вполне могут быть реализованы в конкретных условиях каждого гидроствора.

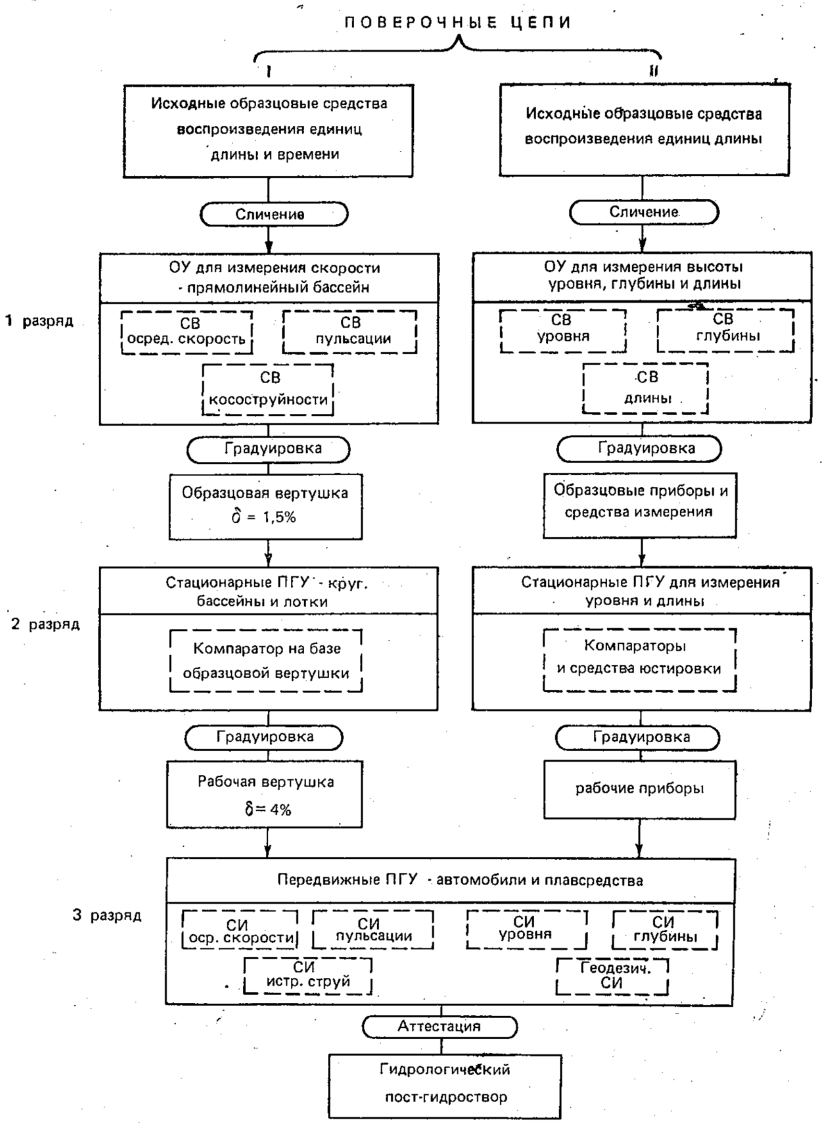



Рис. 9.5. Вариант поверочно-градуировочной системы и организации метрологического обеспечения гидрологических наблюдений.

ПГУ — поверочно-градуировочная установка, ОУ — образцовая установка, СВ — средство воспроизведения, СИ — средство измерения.

Завершающее звено системы состоит в оценке точности измерения расхода воды в данном гидростворе с учетом погрешностей определения площади живого сечения и осредненного за время измерения уровня (поверочная цепь II) [1]. Результаты аттестации гидростворов заносятся в технические дела гидрологических постов и должны использоваться при оценке точности основных гидрологических характеристик, получаемых по гидрометрическим данным.

Представляется нецелесообразным распространять, как это предлагают некоторые авторы, аттестацию на кривые расходов $Q(H)$. Воспроизведение гидрографа стока с использованием этой зависимости относится уже не столько к области измерений, сколько к расчетной интерпретации гидрометрических данных.

Большой метрологический интерес представляют массовые измерения расходов воды, выполненные ГГИ по инициативе А. В. Рождественского летом 1978 г. В 10 гидростворах бесприточного участка р. Юля-Йокки было получено 100 значений одного и того же расхода воды. В наблюдениях участвовали 10 бригад, каждая из которых производила измерения во всех створах независимо от других бригад, но по единой стандартной методике. В результате статистической обработки данных наблюдений, выполненной А. В. Ежовым, получено:

$$0{,}376 \text{ м}^3/\text{с} \leqslant \overline{X} \leqslant 0{,}390 \text{ м}^3/\text{с},$$

$$8 \leqslant \frac{\sigma_Q}{\overline{X}} \leqslant 11\ \%.$$

На основе критериев Бартлета и Фишера с доверительной вероятностью 95 % сделаны выводы:

1) о равноточности результатов, полученной каждой из гидрометрических бригад;

2) об отсутствии систематических погрешностей в результате измерений;

3) о неодинаковой точности измерения одного и того же расхода в разных створах.

Таким образом, проведенный эксперимент, во-первых, свидетельствует о вполне приемлимых метрологических качествах стандартной методики измерения расходов, обеспечивающей получение устойчивых результатов независимо от состава исполнителей. Во-вторых, еще раз подтвердилась необходимость дифференцированной метрологической аттестации каждого конкретного гидроствора в связи с тем, что условия протекания

[1] Поверочная цепь II здесь не описывается, хотя она менее сложна, чем цепь I: ее конструктивные решения и дифференциация по разрядам недостаточно разработаны.

потока в них оказывают непосредственное влияние на точность измерения расходов.

Остановимся на некоторых примерах текущего контроля исправности и стабильности градуировочных характеристик вертушек. Как известно, они слабо защищены от повреждений при измерении скоростей потока в естественных руслах.

Наставлением [389] рекомендована проверка вертушек способом выбега — по времени свободного вращения винта, раскручиваемого нитью с грузиком заданной массы. Н. Я. Соловьев (ГГИ) недавно предложил еще более простой способ контроля трения ходовой части вертушки — по числу свободных колебаний винта под действием дебаланса — грузика, прикрепляемого к обрезу лопасти (рис. 9.6). Если масса грузика составляет

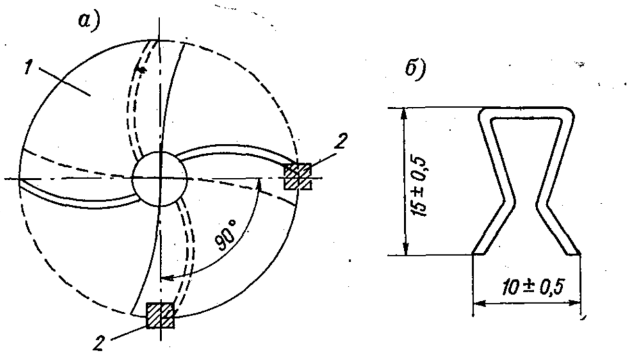



Рис. 9.6. Схема проверки исправности вертушки способом дисбаланса.
*а* — общий вид, *б* — деталь 2; *1* — лопасть, *2* — грузик.

1 г, то при температуре воздуха 10÷25 °С исправному состоянию соответствует 5 полных (двойных) колебаний винта вертушки ГР-21М и 4 — вертушек ГР-55 и ГР-99.

В настоящее время, независимо от технического состояния вертушек, практикуется их повторная градуировка один раз в 2 года (после измерения приблизительно 100 расходов воды). В связи с увеличением массовости и повышением качества изготовления гидрометрических вертушек обсуждается вопрос о том, нужна ли вообще их индивидуальная градуировка. Нельзя ли ограничиться выборочной градуировкой некоторого количества приборов из их общей изготовленной партии или парка, уже находящегося в эксплуатации?

Опытная градуировка вертушек Прайса, выполненная в США [368], показала, что наибольшее расхождение

градуировочных характеристик вертушек в партии одного изготовителя не превысило 2 % при скоростях потока более 0,15 м/с. По данным П. Н. Бурцева, для вертушек с горизонтальной осью, изготовленных посредством литья под давлением, рассеяние пучка градуировочных кривых в диапазоне скоростей 0,5—1 м/с составило в среднем 2—3 %.

Правомерен вопрос о выборочном контроле градуировочных характеристик вертушек одной изготовленной партии или парка, эксплуатируемого в одних и тех же условиях. Для обоснования принципов такого контроля можно воспользоваться методами математической статистики. В частности одна из простых, но эффективных схем контроля качества основана на том, что проверяется выборка в $X_в$ изделий из их общего количества $N$ [275]. Если число $X$ дефектных изделий не больше некоторого допустимого числа $X_д$, положение признается благополучным. В противном случае проверяется вся совокупность $N$. Доля дефектных приборов в партии (парке) выражается вероятностью отказа $q_0=k/N$, где $k$ — нормируемое число приборов, характеристики которых могут отклоняться от заданного диапазона. Число элементов с заданным признаком в рассматриваемой схеме подчинено гипергеометрическому закону распределения — он и лежит в основе метода

$$P\{X \leqslant X_д/q_0\}=P(X_д, N, n, k). \qquad (9.20)$$

Приведем некоторые ориентировочные значения параметров выборочного контроля. Естественно считать, что контрольная вероятность по (9.20) не отличается от вероятности безотказного действия прибора и равна

$$P\{X \leqslant X_д/q_0\}=1-q_0=0{,}95.$$

*Таблица 9.2*

**Параметры выборочного контроля градуировочных характеристик партии изготовленных или парка действующих гидрометрических вертушек при вероятности отказа $q_0=0{,}05$**

| $N$ | $X_в$ | $X_д$ |
|---|---|---|
| 100 | 8 | 1 |
| 200 | 15 | 2 |
| 300 | 25 | 3 |
| 400 | 35 | 4 |

Пользуясь пуассоновской аппроксимацией функции (9.20) по таблицам, помещенным в справочнике [275], для различной численности парка вертушек получим систему параметров контроля (табл. 9.2). Выборка вертушек для контрольной градуировки должна производиться из совокупности приборов, находящихся в одинаковых условиях эксплуатации.

Выборочный контроль состояния вертушек не отменяет их

регулярной градуировки в бассейнах и лотках. Однако в дальнейшем, по мере накопления результатов выборочного контроля, можно более обоснованно назначать сроки повторных градуировок. В благоприятных условиях они могут быть более редкими, чем один раз в 2 года. Там же, где условия измерения сложны (например, в валунно-галечных руслах и при высокой мутности потока) окажется целесообразной более частая градуировка, чтобы своевременно устранять повреждения и неисправности приборов.

Рассмотренные нами поверительные схемы не ясны в деталях и намечены лишь в общих чертах. Разработка принципов и средств метрологического обеспечения речной гидрометрии еще потребует согласованных усилий методистов и конструкторов гидрологических приборов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### I. Монографии и курсы гидрометрии


1. Быков В. Д., Васильев А. В. Гидрометрия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 448 с.
2. Гириллович Н. А. Гидрометрия.— М.; Л.: ОНТИ, 1937.— 328 с.
3. Дерюгин К. К., Степанюк И. А. Морская гидрометрия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 392 с.
4. Железняков Г. В. Гидрометрия.— М.: Колос, 1964.—304 с.
5. Железняков Г. В. Теория гидрометрии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 343 с.
6. Лучшева А. А. Практическая гидрометрия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 381 с.
7. Огиевский А. В. Гидрометрия и производство основных гидрометрических работ.— М.; Л.: ОГИЗ, 1937.— 342 с.
8. Соломенцев Н. А. Гидрометрия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.— 459 с.
9. Хамадов И. Б., Бутырин М. В. Эксплуатационная гидрометрия в ирригации.— М.: Колос, 1975.— 208 с.
10. Ярцев В. Н. Эксплуатационная гидрометрия.— М.; Сельхозиздат, 1951.— 280 с.
11. Andre H., Andinet M., Mazeran G., Richer C. Hydrometrie pratique des cours d'lau.— Paris, 1976.— 260 p.
12. Carter R. W., Davidian I. General procedure for gaging streams.— Techn. of water-resources investigations of the United States Geological Survey. Book 3, ch. A6, 1968, p. 1—13.
13. Herschy R. W. Hydrometry principle and practices.— Department of the Environment Water Data Unit Reading, 1978.— 511 p.
14. Kolupaila S. Hidrometrija. T. I.— Kaunas, 1939.— 396 s.; t. II.— Kaunas, 1940.— 475 s.
15. Paslawski Z. Metody hydrometrii rzecznej.— Warszawa, 1973.— 340 s.


### II. Использованная литература по речной гидрометрии и смежным дисциплинам


16. Алаев Э. Б. Экономико-географическая терминология. М.: Мысль, 1977.— 200 с.
17. Алексеев Г. А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 96 с.
18. Алтай Н. Н. К вопросам теории и практического применения гидрометрических вертушек.— Труды ГГИ, 1974, вып. 215, с. 51—62.
19. Альтшуль А. Д. Основные закономерности равномерного течения воды в каналах.— Изд-во АН СССР, 1956, № 5, с. 85—94.
20. Андреянов В. Г. Измерения и обработка расходов воды в водотоках с валунным ложем.— Метеорология и гидрология, 1939, № 7—8, с. 155—159.

21. Антипова Е. Г., Балашова И. В. Анализ и обобщение опыта составления краткосрочных прогнозов сроков ледовых явлений.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 186, с. 103—119.

22. Антроповский В. И. Уравнения регрессии между характеристками русла и потока при незавершенном меандрировании русловой и пойменной многорукавности.— Труды ГГИ, 1972, вып. 195, с. 4—19.

23. Апполов Б. А., Павлов В. М. Безлопастная гидрометрическая вертушка.— Метеорология и гидрология, 1963, № 6, с. 54—55.

24. Арбузов А. И. Поведение гидрометрической вертушки в пульсирующем потоке.— Труды ЛГМИ, 1972, вып. 46, с. 94—102.

25. Арбузов И. А., Коваленко В. В. К автоматическому измерению продольного уклона свободной поверхности водотоков.— В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения. Л.; 1977, с. 232—238.

26. Байер Б. Ю. Опыт эксплуатации тарировочного лотка Урываева.— Труды ГГИ, 1960, вып. 77, с. 122—128.

27. Балаескул Н. М., Заяц В. Н., Молочко А. В. Натурные исследования нестандартного лотка Паршалла.— В кн.: Водное хозяйство Белоруссии. Минск, 1972, с. 24—30.

28. Барышников Н. Б., Субботина Е. С. Изменение морфометрических характеристик русел по длине реки.— Межвузовский сборник, 1977, вып. 63, с. 3—11.

29. Барышников Н. Б. Речные поймы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 152 с.

30. Башкиров Г. С. О распределении скоростей по вертикали турбулентного потока.— Гидравлика и гидротехника, 1966, вып. 4, с. 16—20.

31. Бернадский Н. М. Речная гидравлика, ее теория и методология. Том I.— Л.: Госэнергоиздат, 1933.— 148 с.

32. Бирюков Б. В., Данилов М. А., Кивилис С. С. Точные измерения расхода жидкостей.— М.: Машиностроение, 1977.— 143 с.

33. Бисвас А. К. Человек и вода.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 325 с.

34. Блумберг О. К. Сущность процессов смешения.— Труды ГГИ, 1936, вып. 1, с. 19—57.

35. Бойчук В. В., Марченко А. С. Фон и вариация элементов физико-географической среды.— М.: Наука, 1968.— 64 с.

36. Борсук О. Н. Интеграционный способ измерения расходов воды естественных рек.— Труды ГГИ, 1962, вып. 98, с. 4—46.

37. Борсук О. Н. Методика промера глубин и точность определения площади водного сечения на горных реках.— Труды ГГИ, 1962, вып. 98, с. 99—130.

38. Бортников Ю. А. Оценка точности учета водозаборов на орошение в среднем и нижнем течении р. Амударьи.— Труды ГГИ, 1976, вып. 234, с. 149—171.

39. Браславский А. П. К вопросу о формуле для вычисления расхода воды аналитическим способом.— Сборник работ по гидрологии, 1959, № 1, с. 110—115.

40. Буравлев Е. П. Упрощенный способ измерения расхода воды на судоходных реках.— Инф. письмо УГМС АзССР, 1975, № 2 (81), с. 12—14.

41. Бурцев П. Н., Барышникова М. М. Малогабаритная вертушка ВБ-61 и ее испытания.— Труды ГГИ, 1963, вып. 106, с. 131—138.

42. Бурцев П. Н. Влияние турбулентности на показания гидрометрической вертушки. Т. 11.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1976, с. 156—162.

43. Бурцев П. Н. Особенности эксплуатации гидрометрических вертушек в турбулентном потоке.— В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения. Л., 1977, с. 245—251.

44. Бурцев П. Н., Шумков И. Г., Егорихин Е. Д. О состоянии разработки некоторых методов аэрогидрометрии.— В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения. Л., 1977, с. 252—258.

45. Бучинский И. Е. Очерки климата русской равнины в историческую эпоху.— Л., Гидрометеоиздат, 1954.— 88 с.

46. Быбин Е. А. Применение интеграционного способа измерения скоростей для изучения их распределения на вертикали.— В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения, Л., 1977, с. 229—231.

47. Быдин Ф. И.— Зимний режим рек и методы его изучения.— В кн.: Исследования рек СССР.— Л., 1933.— 237 с.

48. Быстрова Е. С. Общая точность измерения расхода воды гидрометрической вертушкой на горных реках.— Труды ГГИ, 1963, вып. 106, с. 5—35.

49. Важнов А. Н. О подземном питании рек в период половодья и летней межени.— Труды ЦИПа, 1960, вып. 96, с. 35—55.

50. Васильев А. В., Шмидт С. В. Водно-технические изыскания.— Л., Гидрометеоиздат, 1978.— 368 с.

51. Васильева Т. И., Иванов Ю. Н., Комарова В. Р. Некоторые результаты сравнения методов вычисления ежедневных расходов воды.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 52, с. 95—112.

52. Вейц И. И. К вопросу об установившемся медленно изменяющемся неравномерном движении жидкости в правильных непризматических руслах.— Изв. ВНИИГ, 1935, т. 17, с. 146—158.

53. Великанов М. А. Воздушная тарировка гидрометрических вертушек.— Изв. научно-мелиорат. ин-та, 1929, с. 18—22.

54. Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Т. 1.— М.: Гостехиздат, 1954.— 323 с.

55. Великанов М. А. Ошибки измерения и эмпирические зависимости.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 302 с.

56. Вентцель Е. С. Теория вероятностей.— М.: Физматгиз, 1962.— 564 с.

57. Вид В. Э. Фотографический метод определения расходов воды в открытых потоках.— В кн.: Труды III Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 8. Л., 1959, с. 66—74.

58. Вид В. Э. Использование гидрометрической вертушки при промерных работах.— В кн.: Гидромелиорация и гидротехническое строительство. Вып. 5. Львов, 1977, с. 99—102.

59. Вид В. Э. О поплавке-интеграторе.— Метеорология и гидрология, 1977, № 4, с. 111—114.

60. Виноградов В. Л., Шестакова Р. А. Гидрологическое обслуживание крупных ГЭС.— Труды ГГИ, 1973, вып. 202, с. 95—114.

61. Виноградов В. Л. Об учете стока воды в створах гидроэлектростанций.— Гидротехническое строительство, 1977, № 9, с. 27—29.

62. Владимиров А. М. Сток рек в маловодный период года.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 296 с.

63. Воробьев А. С. Тарировка водосбросных сооружений посредством гидротурбин.— Труды ГГИ, 1968, вып. 150, с. 133—138.

64. Воропаев Г. В. Резервы ирригации, связанные с оптимизацией использования водных ресурсов.— В кн.: Проблемы регулирования и использования водных ресурсов. М., 1973, с. 151—178.

65. Восканян А. Е. Некоторые вопросы исследования многолетних кривых расходов воды рек Армянской ССР.— Сборник работ по гидрологии, 1970, № 10, с. 9—14.

66. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат.— 280 с.

67. Гаврилов А. М. Основы учета стока на гидроэлектростанциях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 418 с.

68. Галков В. А. Определение проектного уровня в зоне неустановившегося режима нижних бьефов ГЭС.— Речной транспорт, 1966, № 4, с. 39—41.
69. Гандин Л. С., Каган Р. Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 360 с.
70. Гарцман И. Н. Некоторые проблемы системного подхода в гидрологии.— Труды ДВНИГМИ, 1976, вып. 54, с. 3—47.
71. Геометризация месторождений полезных ископаемых/Под ред. Букринского В. А. и Коробченко Ю. В.— М., Наука, 1977.— 376 с.
72. Герасимов С., Манджиев Д., Вылев М. Определение кривой расходов с помощью ортогональных полиномов при однозначной зависимости $Q(H)$.— Метеорология и гидрология, 1975, № 4, с. 50—57.
73. Глубоков В. Н., Нагорнов Е. А., Титов Ю. М. О подсчете ежедневных расходов воды по опорным кривым расходов.— В кн.: Горно-таежные зоны Сибири и Дальнего Востока (сборник работ по гидрологии). Л., 1977, с. 69—77.
74. Глушков В. Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований.— М., Изд-во АН СССР, 1961.— 320 с.
75. Гончаров В. В. Точность и пути усовершенствования измерения расходов воды на реках с неустойчивым руслом.— Труды ГГИ, 1976, вып. 234, с. 106—118.
76. Гончаров В. В., Карасев И. Ф. Соотношение средних и поверхностных скоростей речных потоков.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 11. Л., 1976, с. 130—139.
77. Гончаров В. В. Определение расходов воды методом репрезентативных элементов.— Труды ГГИ, 1978, вып. 256, с. 117—123.
78. Гончаров В. Н. Методы гидрометрических работ.— Вестник ирригации, № 4, 1928, с. 17—52.
79. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 374 с.
80. Готлиб Я. Л., Кузьмин И. А., Раззоренов Ф. Ф. Натурные гидрологические исследования при проектировании ГЭС.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 267 с.
81. Грабовский А. М., Дыро П. Р., Дунчевский Г. М. и др. Учет воды на насосных станциях оросительных систем.— М., Колос, 1968.— 54 с.
82. Григорьев В. И., Заимских Г. А., Деснянский В. Н., Каганов Е. И. Алгоритмы и система программ для расчета на ЭВМ ежедневных расходов воды.— Труды ВНИИГМИ, 1977, вып. 32, с. 52—64.
83. Григорьев О. М. Оценка безвозвратного водопотребления промцентрами.— Сборник работ по гидрологии, 1979, № 15, с. 252—281.
84. Гринвальд Д. И. Турбулентность русловых потоков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 166 с.
85. Гришанин К. В. Устойчивость русел рек и каналов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 143 с.
86. Грушевский М. С. Волны попусков и паводков в реках.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 338 с.
87. Гутнер Л. М. Философские аспекты измерения в современной физике.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1978.— 136 с.
88. Дейли Д., Харлеман Д. Механика жидкости.— М.: Энергия, 1971.— 480 с.
89. Демек Я. Теория систем и изучение ландшафта.— М.: Прогресс, 1977.— 223 с.
90. Дементьев В. В. Исследования пульсации скорости течения на горных реках и ее влияния на точность изменения расхода воды.— Труды ГГИ, 1962, вып. 98, с. 56—98.
91. Дементьев В. В. О точности интеграционного способа измерения расходов воды в естественных реках.— Труды ГГИ, 1963, вып. 106, с. 36—70.

92. Дементьев В. В., Федоров Н. Н. К вопросу о выборе формулы для вычисления средней скорости течения на вертикали.— Труды ГГИ, 1976, вып. 234, с. 119—126.

93. Димаксян А. М. Гидрологические приборы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 283 с.

94. Димаксян А. М., Ракитова Л. С. Экспериментальное исследование ультразвукового метода измерения расхода воды в реках.— В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения. Л., 1977, с. 208—214.

95. Долинский Е. Ф. Обработка результатов измерений.— М., Изд. стандартов, 1973.— 189 с.

96. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети.— Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 13, 1946.

97. Дроздов О. А. Роль количественных математических методов в проверке обоснованных гипотез и допущений в климатологии.— В кн.: Математические методы в географии. Изд-во Казан. ун-та, 1971, с. 33—35.

98. Еременко Е. В., Спинер О. М., Селюк Н. И. О расчете концентрации пассивной примеси в водотоках при анизотропных коэффициентах диффузии.— В кн.: Гидравлика и гидротехника. Киев, 1973, вып. 16, с. 3—9.

99. Ефимов А. Н. Предсказание случайных процессов.— М.: Знание, 1976.— 64 с.

100. Железняков Г. В. Исследование работы гидрометрических приборов.— М.: Изд-во АН СССР, 1952.— 238 с.

101. Железняков Г. В., Данилевич Б. Б. Точность гидрологических измерений и расчетов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 238 с.

102. Железняков Г. В., Одилавадзе Т. В. Применение электронно-механических преобразований в лабораторной гидрометрии.— В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения. Л., 1977, с. 175—184.

103. Жуковский Е. Е., Киселева Т. Л., Мандельштам С. М. Статистический анализ случайных процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 407 с.

104. Жуковский Н. Н. О методах измерения скоростей и расходов воды в больших руслах.— Труды XI съезда русских деятелей по водяным путям, СПб, 1909.

105. Заиров Х. И. О профиле уединенной волны в призматическом русле.— Труды САНИИРИ, 1974, вып. 140, с. 136—144.

106. Зайков Б. Д. Высокие половодья и паводки на реках СССР за историческое время.— Л.: Гидрометеоиздат, 1954.— 134 с.

107. Замахаев В. С., Озиранский С. Л., Гангард Г. Г., Минькович-Печерский Л. В. Использование воды в народном хозяйстве.— М.: Энергия, 1973.— 104 с.

108. Зарубаев Н. В. Некоторые вопросы теории моделирования водохозяйственных систем.— В кн.: Рациональное использование природных ресурсов и охрана окружающей среды. Л., 1977, с. 82—87.

109. Зворыкин К. А. Начальная скорость и чувствительность гидрометрической вертушки.— Труды ЛГМИ, 1956, вып. 5—6, с. 108—115.

110. Зданович В. Г., Шариков Ю. Д. Перспективы применения аэрометодов измерения расходов воды в реках.— Метеорология и гидрология, 1970, № 10, с. 56—63.

111. Ибад-Заде Ю. А., Нуриев Ч. Г. Распределение скоростей по глубине открытых равномерных потоков.— Труды ВОДГЕО, 1976, вып. 11, с. 51—58.

112. Иванов В. В. Метод расчета стоковой составляющей колебания уровня в устьях рек.— Труды ААНИИ, 1968, т. 283, с. 12—28.

113. Иванов К. Е. Водообмен в болотных ландшафтах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 278 с.

114. Иванов Ю. Н., Васильева Т. И. О возможности вычисления ежедневных расходов воды для рек с деформирующимися руслами на ЭВМ. Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1975, вып. 8, с. 36—43.

115. Иваненко А. Г. О соотношении срочных и среднесуточных максимальных расходов воды.— Метеорология и гидрология, 1963, № 6, с. 34—35.

116. Иванцов А. И. Основы теории точности измерительных устройств.— М.: Изд-во стандартов, 1972.— 212 с.

117. Инструкция по топографической съемке в масштабах 1 : 5000, 1 : 2000, 1 : 1000, 1 : 500. ГУГК, М.: Недра, 1973.— 175 с.

118. Исаков М. И., Игошин Н. И. Лабораторные исследования пропускной способности лотка Паршалла.— Гидравлика и гидротехника, 1973, № 17, с. 37—41.

119. Исследования неустановившегося движения воды на реках Тверце и Оредеж/Под ред. Н. Е. Кондратьева и В. А. Урываева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 288 с.

120. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 267 с.

121. Калинин Г. П. От аэрокосмических снимков к прогнозам и расчетам стока.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 40 с.

122. Калмыков А. Н. Обработка материалов методологических работ, произведенных на реке Сырдарье зимой 1925 г.— Вестник ирригации, № 8 и 9, 1928.

123. Карасев И. Ф., Чижов А. Н. Анализ точности и рационализация методики измерения расходов воды.— Труды ГГИ, 1968, вып. 164, с. 71—87.

124. Карасев И. Ф. О принципах размещения и перспективах развития гидрологической сети.— Труды ГГИ, 1968, вып. 164, с. 3—36.

125. Карасев И. Ф., Чижов А. Н. О критериях точности измерения уровней воды на реках и водохранилищах.— Труды ГГИ, 1968, вып. 150, с. 3—16.

126. Карасев И. Ф. Форма продольного профиля и пропускная способность размываемого речного русла.— Труды ГГИ, 1968, вып. 150, с. 85—102.

127. Карасев И. Ф. Точность гидрометрических данных и усовершенствование методов определения стока рек с неустойчивым руслом (на примере р. Амударьи).— Труды ГГИ, 1971, вып. 185, с. 3—39.

128. Карасев И. Ф. Влияние турбулентности потока на точность интеграции скоростей по вертикали.— Труды ГГИ, 1973, вып. 202, с. 64—73.

129. Карасев И. Ф. Распределение продольных скоростей течения в поймах и руслах рек.— Труды ГГИ, 1973, вып. 202, с. 3—38.

130. Карасев И. Ф. Русловые процессы при переброске стока.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 288 с.

131. Карасев И. Ф. Гидравлические и корреляционно-статистические характеристики пропускной способности неустойчивого русла.— Труды ГГИ, 1976, вып. 234, с. 202—214.

132. Карасев И. Ф. Методы и оценка точности гидрометрического учета стока рек.— Труды ГГИ, 1976, вып. 234, с. 52—71.

133. Карасев И. Ф., Савельева А. В. Методическое обоснование русловых водных балансов.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда, Л., 1976. т. 11, с. 110—122.

134. Карасев И. Ф. Математические модели гидрометрического учета речного стока.— Труды ГГИ, 1978, вып. 256, с. 3—35.

135. Карасев И. Ф. Модели расхода воды и погрешности его измерения методом «скорость—площадь».— Труды ГГИ, 1978, вып. 256, с. 78—109.

136. Карасев И. Ф., Устюжанин Б. С. Научно-методические основы государственного учета вод и их использования.— Водные ресурсы, 1978, № 3, 5—13 с.

137. Карасев О. И., Макмак Ф. Ф., Рейнер В. А. и др. АСУП на базе пакетов прикладных программ.— М.: Статистика, 1978.— 140 с.

138. Карауше в А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 392 с.

139. Карауше в А. В. Речная гидравлика.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 416 с.

140. Картвелишвили Н. А. Неустановившиеся открытые потоки.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 125 с.

141. Каталог приборов для производства гидрологических и гидравлических исследований.— Будапешт, СЭВ, 1976.— 368 с.

142. Квелишвили Т. П., Липан Г. Ф., Михайлова Н. А. Исследование лангранжевых характеристик турбулентности взвесенесущего потока.— Метеорология и гидрология, 1974, № 6, с. 47—53.

143. Клавен А. Б. Кинематическая структура турбулентного потока.— Труды ГГИ, 1968, вып. 147, с. 52—60.

144. Ковалев Л. М. Расчеты зимнего стока рек с ледяным покровом. М.; Л.: Гидроэнергоиздат, 1950.— 104 с.

145. Коваленко В. В., Барышников Н. Б. К вопросу экстраполяции кривой расходов при неустановившемся движении открытого потока.— Межвузовский сборник, 1977, вып. 63, с. 38—42.

146. Коваленко Э. П. Определение коэффициента гидравлического трения равномерного потока при некоторых видах шероховатости русла.— В кн.: Водные ресурсы и их использование. Минск, 1970, с. 126—135.

147. Кожара В. Л., Малинин В. Н., Кляренко В. Л. Планирование сети станций для исследования водоемов.— Водные ресурсы, 1977, № 4, с. 72—81.

148. Колбасов О. С., Корзун В. Н., Каверин А. М. Новое в водном законодательстве.— М.: Юридическая литература, 1972.— 94 с.

149. Колмогоров А. Н. Локальная структура турбулентности несжимаемой жидкости при очень больших числах Рейнольдса.— ДАН СССР, 1941, т. 30, № 4, с. 299—303.

150. Кондратьев Н. Н., Ляпин А. Н., Попов И. В. и др. Русловой процесс.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 371 с.

151. Конт-Белло Ж. Турбулентное течение в канале с параллельными стенками.— М.: Мир, 1968.— 176 с.

152. Копалиани З. Д., Ромашин В. В. Проблемы русловой динамики горных рек.— Труды ГГИ, 1970, вып. 183, с. 81—98.

153. Коплан-Дикс С. И. К вопросу о точности определения расхода воды.— Труды ГГИ, 1960, вып. 84, с. 23—36.

154. Копылов А. П. О способах определения продольных уклонов рек.— Метеорология и гидрология, 1978, № 8, с. 80—88.

155. Краснов В. Е. Водомерная приставка перед затвором сооружения.— Вопросы гидротехники, 1963, № 16, с. 103—109.

156. Кремер Г. Математические методы статистики/Под ред. А. Н. Колмогорова.— М.: Мир, 1975.— 648 с.

157. Кремлевский П. П. Расходомеры и счетчики количества.— Л.: Машиностроение, 1975.— 776 с.

158. Кузин П. С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 455 с.

159. Кузьмин И. В., Явна А. А., Ключко В. И. Элементы вероятных моделей АСУ.— М.: Советское радио, 1975.— 335 с.

160. Куколевский Г. А. Подготовка рек для лесосплава.— М.: Лесная промышленность, 1974.— 108 с.

161. Куприянов В. В. Гидрологические аспекты урбанизации.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 182 с.

162. Курдин Р. Д. Государственный учет вод и государственный водный кадастр.— В кн.: Проблемы современной гидрологии.— Л., 1979, с. 48—58.

163. Лаптурев Н. В. О расчете устойчивых русел и каналов в слабых мелкозернистых грунтах.— Гидротехника и мелиорация, 1969, № 10, с. 26—33.

164. Латышенков А. М. Сравнение различных формул для определения коэффициента Шези.— Гидротехническое строительство, 1973, № 7, с. 32—36.

165. Левин А. П. Водный фактор в размещении промышленного производства.— М.: Стройиздат, 1973.— 165 с.

166. Леонов Е. А. Некоторые характеристики зарастающего речного русла в связи с методикой учета стока воды.— Труды ГГИ, 1960, вып. 77, с. 74—86.

167. Лесникова Г. В. К вопросу об аналитическом выражении зависимостей между расходами и уровнями воды и их использовании при вычислении стока на ЭВМ.— Труды НИИАК, 1973, вып. 87, с. 32—37.

168. Лившиц Н. А., Пугачев В. Н. Вероятностный анализ систем автоматического регулирования.— М.: Советское радио, 1963.— 896 с.

169. Лобанова Н. И. Структура речной сети юга Дальнего Востока и индикационная оценка ее средней водоносности.— Труды ДВНИГМИ, 1977, вып. 66, с. 53—76.

170. Лохтин В. М. О механизме речного русла.— В кн.: Вопросы гидротехники свободных рек. М., 1948, с. 23—64.

171. Лятхер В. М. Турбулентность в гидросооружениях.— М.: Энергия, 1968.— 408 с.

172. Маккавеев В. М. Поперечные течения в призматическом русле и их возбуждение.— Труды ГГИ, 1947, вып. 2, с. 115—133.

173. Маккавеев В. М. Вопросы теории турбулентности и движения наносов.— Труды ГГИ, 1963, вып. 100, с. 54—87.

174. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 346 с.

175. Маликов С. Ф., Тюрин Н. И. Введение в метеорологию.— М.: Изд-во стандартов, 1966.— 248 с.

176. Малявский Б. К. Определение скорости и направления поверхностных течений и расходов воды в реках аэрометодом.— Метеорология и гидрология, 1960, № 7, с. 25—30.

177. Малявский Б. К. Методы определения гидрологических характеристик рек с самолета.— М.: Транспорт, 1965.— 114 с.

178. Масс Е. И., Виноградова В. И., Долбая Ш. Я. Некоторые экспериментальные и теоретические исследования устьевых участков рек в зоне их сопряжения с морем.— Метеорология и гидрология, 1973, № 7, с. 76—81.

179. Матлин Г. М. Методика установления расчетных уровней воды и главнейших размеров судоходных каналов внутренних водных путей.— Труды ЦНИИЭВТ, 1955, вып. 5, с. 5—88.

180. Машуков П. М., Тикунова В. В. Влияние деформаций русла Амударьи на ее уровень.— Труды САНИГМИ, 1963, вып. 13 (38), с. 12—35.

181. Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений/Под ред. Д. П. Беспалова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 120 с.

182. Методы и приборы высокоточных геодезических измерений в строительстве/Под редакцией В. Д. Большакова.— М.: Недра, 1976.—335 с.

183. Мироненко В. А., Шестаков В. М. О принципах интерпретации опытно-фильтрационных наблюдений.— Водные ресурсы, 1978, № 3, с 124—133.

184. Мирцхулава Ц. Е. Надежность гидромелиоративных сооружений.— М.: Колос, 1974.— 279 с.

185. Михайлов В. Н. Основные закономерности гидрологических процессов в устьях рек.— В кн.: Речная гидравлика и русловые процессы. М., 1976, с. 99—109.

186. Модринский Н. И. Геодезия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 464 с.

187. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч 1.— М.: Наука, 1963.— 639 с.; Ч. 2.— М.: Наука, 1967.— 720 с.

188. Мороков В. В., Шахов И. С. К вопросу определения коэффициентов турбулентной диффузии открытых водотоков.— Труды СибНИИГиМ, 1976, вып. 3, с. 97—103.

189. Москвитинов И. И., Гириллович Н. А. Материалы работ по определению степени точности измерения расходов на Сырдарье в 1915 г.— Бюлл. Гидрометр. части в Туркестанском крае, № 6, 7 и 10—12, 1917.

190. Найденова В. И. Гидрохимическая характеристика средних и больших рек ЕТС.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 293 с.

191. Наконечный Ю. И. Методы изучения затрат времени на производство гидрометеорологических наблюдений. В кн.: Методические рекомендации учреждениям Гидрометслужбы. М., 1977, с. 16—29.

192. Нежиховский Р. А. Коэффициенты шероховатости нижней поверхности шуголедяного покрова.— Труды ГГИ, 1964, вып. 110, с. 15—35.

193. Нежиховский Р. А. Типы замерзания рек и типы заторов льда.— Метеорология и гидрология, 1974, № 2, с. 68—75.

194. Нейс Р. Общая эволюция концепций гидрологического цикла.— В кн.: Три века научной гидрологии. Париж, 1974, с. 40—51.

195. Никитин А. М., Кудышкин В. А. Некоторые вопросы учета стока воды на Сырдарьинских гидроэлектростанциях.— Гидротехническое строительство, 1977, № 6, с. 42—45.

196. Николаев Ю. В. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 64 с.

197. Новицкий П. В. Основы информационной теории измерительных устройств.— Л.: Энергия, 1968.— 245 с.

198. Овчаров Е. Е., Плотников В. М. Автоматизация учета воды на оросительных системах.— М.: Колос, 1972.— 94 с.

199. Озиранский С. Л., Ольшевская В. М., Раппопорт В. В., Треблеров Л. М. Основные принципы рационального использования и охраны водных ресурсов.—В кн.: Труды координационных совещаний по гидротехнике. Л., 1976, вып. 106, с. 29—32.

200. Ольшамовский С. Б. Вероятностный метод определения частоты расстановки навигационных знаков на водохранилищах.— Труды ГИИВТа, 1976, вып. 143, ч. 1, с. 60—65.

201. Орго В. М. Гидротурбины.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.— 315 с.

202. Офицеров А. С. Вторичные течения.— М.: Госстройиздат, 1959.— 163 с.

203. Павловский Н. Н. Гидравлический справочник.— М., Л.: ОНТИ, 1937.— 890 с.

204. Панов Б. П. Зимний режим рек СССР.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1960.— 239 с.

205. Пановский Г. А., Браейр Г. В. Статистические методы в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.—210 с.

206. Парде М. Определение максимальных расходов воды по следам паводков.— В кн.: Международный симпозиум по паводкам и их расчетам. Л., 1969, с. 245—254.

207. Персин С. М. Основы теории и проектирования автоматических измерительных систем.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 220 с.

208. Печерин А. И. Проблемы природопользования в СССР.— М.: Мысль, 1978.— 125 с.

209. Пэнтл Р. Методы системного анализа окружающей среды.— М.: Мир, 1979.— 213 с.

210. Пикуш Н. В. Методы и приборы гидрометрии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 207 с.

211. Пиотрович В. В., Аминева В. Я. Расчет толщины ледяного покрова на реках и водохранилищах для целей прогноза ледовых явлений.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 7. Л., 1976, с. 288—295.

212. Поляков Б. В. Значение коэффициентов шероховатости русел и пойм равнинных рек.— Метеорология и гидрология, 1936, № 12, с. 25—31.

213. Поляков Б. В. Гидрологические исследования нижней Волги.— М.: Госстройиздат, 1938.— 160 с.

214. Пономарев В. П. Подземное питание горных рек юга Дальнего Востока.— Труды ГГИ, 1980, вып. 272, с. 00.

215. Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 363 с.

216. Попова Л. А. Новые модели учета стока зарастающих рек.— Труды ГГИ, 1978, вып. 256, с. 50—58.

217. Пособие по инженерно-строительным изысканиям для строительства.— М.: Стройиздат, 1974.— 114 с.

218. Практические рекомендации по расчету разбавления сточных вод в реках, озерах и водохранилищах. Валдай: Отпечатано на множительном аппарате. ГГИ, 1970.— 90 с.

219. Прозоров И. В., Николаев Г. Н., Минаев А. В. Гидравлика, водоснабжение и канализация городов.— М., Высшая школа, 1975.— 422 с.

220. Проскуряков А. К. Водный баланс р. Амударьи на участке от г. Керки до г. Нукуса.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.— 89 с.

221. Протопопов Н. Г. Проектирование ветроизмерительных приборов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 192 с.

222. Прохоров Г. И., Таукач А. Д., Серков В. С. Организация учета стока воды на Плявиньской ГЭС им. В. И. Ленина.— Гидротехническое строительство, 1975, № 9, с. 19—23.

223. Радюк А. Л. Основы гидравлики лесосплавных сооружений.— Красноярск, 1978.— 62 с.

224. Разумихин Н. В. Демографические аспекты охраны окружающей среды.— В кн.: Рациональное использование природных ресурсов и охрана окружающей среды. Л., 1977, с. 63—70.

225. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта/Под ред. А. А. Соколова, С. Е. Рантца, М. Роша.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 304 с.

226. Расчет и конструирование расходомеров/Под ред. П. П. Кремлевского.— Л.: Машиностроение, 1978.— 224 с.

227. Раткович Д. Я. Исследование относа гидрометрических приборов в открытом потоке.— Труды Гидропроекта, 1960, сб. 4, с. 183—252.

228. Рауз Х. Механика жидкости для инженеров-гидротехников.— М.; Л., Госэнергоиздат, 1958.— 368 с.

229. Реймарс Н. Ф., Штильмарк Ф. Р. Особо охраняемые территории.— М.: Мысль, 1978.— 295 с.

230. Ржаницын Н. А. Морфометрические и гидрологические закономерности строения речной сети.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 238 с.

231. Риммар Г. М. Применение электропроводности для определения расходов воды методом смешения.— Труды ГГИ, 1952, вып. 36(9), с. 15—25.

232. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 424 с.

233. Розенберг В. Я. Введение в теорию точности измерительных систем.— М.: Советское радио, 1975.— 303 с.

234. Романенко А. А., Носков Л. Д. Цифровой измеритель скорости потока жидкости.— В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения. Л., 1977, с. 204—207.

235. Роуз Х. Механика жидкости для инженеров-гидротехников.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1958.— 368 с.

236. Румянцев В. А., Зорин М. В. Некоторые особенности применения аппарата множественной линейной регрессии при построении нелинейных моделей.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 7.— Л., 1976, с. 30—40.

237. Рупперт М. Л. Точность определения средней скорости на вертикали.— Сборник работ по гидрологии, 1970, № 9, с. 181—188.

238. Рупперт М. Л. О точности вычисления осредненных характеристик стока.— Труды ГГИ, 1973, вып. 202, с. 115—130.

239. Русаков В. Е. Исследование жидких поплавков-интеграторов в речных потоках.— Метеорология и гидрология, 1964, № 7, с. 44—48.

240. Русинов М. И., Серков Н. К., Гаврин Ю. С. Автоматизированные методы обработки гидрометрических данных при вычислении ежедневного стока воды.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1976, с. 214—223.

241. Рымша В. А. Ледовые исследования на реках и водохранилищах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 791 с.

242. Рябов А. К. Гидравлический расчет русел с зернистой шероховатостью.— Гидротехническое строительство, 1973, № 4, с. 28—29.

243. Рязанов В. С. Возможность применения упрощенных способов измерения расхода воды на гидрологической сети Верхне-Волжского УГМС.— Сборник работ Горьковской, Волжской и Рыбинской ГМО, 1971, вып. 8, с. 68—85.

244. Рязанов В. С. Вычисление стока воды в зимний и переходные периоды.— Метеорология и гидрология, 1980, № 7.

245. Савельева А. В. Применение оптимальной интерполяции поправок к уровням для вычисления стока р. Амударьи на ЭВМ.— Труды НИИАК, 1973, вып. 87, с. 17—35.

246. Савельева А. В. Расчет элементов руслового водного баланса рек.— Труды ГГИ, 1976, вып. 234, с. 127—148.

247. Садыков Б. Ю., Азимов А. А. Расчет допустимых величин случайных помех при дискретном измерении уровня воды на ирригационных объектах.— Труды САНИИРИ, 1974, вып. 141, с. 114—120.

248. Сальников М. П., Хорст М. Г. Методика построения аналитической зависимости расходов воды в устойчивых руслах каналов.— Труды ГГИ, 1978, вып. 256, с. 59—64.

249. Сасоров М. П. О неприменимости метода Стивенса к экстраполяции кривых расходов воды.— Метеорология и гидрология, 1952, № 2, с. 37—38.

250. Сасоров М. П. О влиянии формы сечения на линейную зависимость между $v_{ср}$ и $h_{ср}$.— Гидротехническое строительство, 1965, № 7, с. 18—23.

251. Селянинов М. Г. Динамические свойства вращающихся преобразователей скорости потока.— В кн.: Расчет и конструирование расходомеров. Л., 1978, с. 79—85.

252. Сергеев Л. А., Серебряков А. В. Гидрология и водные изыскания.— М.: Транспорт, 1972.— 254 с.

253. Сергутин В. Е. О гидравлико-гидрометрическом способе определения расхода воды в открытых потоках.— Метеорология и гидрология, 1976, № 6, с. 72—76.

254. Серебряков А. В., Поляков В. Г. Опыт выправления перекатов на верхнем Дону.— М.: Речиздат, 1955.— 25 с.

255. Серебряков А. В. Русловые процессы на судоходных реках с зарегулированным стоком.— М.: Транспорт, 1970.— 124 с.

256. Серебряков А. В., Калинина Л. В. Связь морфологических характеристик перекатов однорукавного русла с удельным расходом.— Труды ЛИВТа, 1975, вып. 151, с. 81—85.

257. Серков В. С., Воробьев А. С., Гурьев А. П., Байчиков Л. Н. Пропускная способность водосбросов гидроэлектростанций.— М.: Энергия, 1974.— 119 с.

258. Семенов В. А., Шипулина М. А. К методике пространственного и временного автоматизированного контроля гидрологических данных.— Труды ВНИИГМИ, 1977, вып. 32, с. 38—47.

259. Сибирякова Н. К. О методах оценки точности измеренных расходов воды.— Труды ГГИ, 1973, вып. 202, с. 74—82.

260. Сибирякова Н. К. Проверка математических моделей расходов воды по натурным данным.— Труды ГГИ, 1978, вып. 256, с. 110—116.

261. Скородумов Д. Е. Гидравлические основы экстраполяции кривых расходов до высших уровней.— Труды ГГИ, 1960, вып. 77, с. 3—44.

262. Скородумов Д. Е. Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды.— Труды ГГИ, 1965, вып. 128, с. 3—97.

263. Скребков Г. П. Проверка уравнения плановой эпюры скоростей по измерениям в лотках, каналах и реках.— В кн.: Промышленная теплотехника и гидравлика. Чебоксары, 1977, с. 70—78.

264. Скуе А. Р. К вопросу об истории применения водосливов как измерителей расхода воды с целью изучения режима рек.— Метеорология и гидрология, 1949, № 6, с. 41—45.

265. Слуцкая С. Г., Мишуринский В. Н., Шариков Ю. Д. Некоторые результаты разработки метода смешения масс для измерения расходов воды с самолета.— Труды ГГИ, 1977, вып. 232, с. 77—82.

266. Соколов А. А., Чеботарев А. И. Очерки развития гидрологии в СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 310 с.

267. Соколов А. А. Роль гидрологии в экономическом и социальном развитии.— В кн.: Три века научной гидрологии. Париж, 1974, с. 110—123.

268. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 190 с.

269. Соколов Ю. Н. Математическая модель расположения растительности на пойме.— Труды МГМИ, 1977, т. 53, с. 56—61.

270. Сокольников В. М. Смешение водных масс в горных потоках.— Труды ГГИ, 1936, вып. 1, с. 76—100.

271. Соловьев И. А. Русловой процесс и водные пути Нижнего Амура.— Владивосток: ДВ книжн. изд-во, 1967.— 224 с.

272. Соловьев Н. Я. Об инструментальной погрешности измерения средней скорости течения на вертикали интеграционным способом.— Труды ГГИ, 1974, вып. 215, с. 74—85.

273. Соловьев Н. Я. Гидрометрическая установка для измерения средней скорости течения воды на вертикали интеграционным способом.— Труды ГГИ, 1974, вып. 215, с. 86—93.

274. Сомов Н. В. Асинхронность и цикличность колебаний стока крупных рек СССР.— Труды ЦИП, 1963, вып. 117.

275. Справочник по вероятностным расчетам.— М.: Воениздат, 1970.— 536 с.

276. Срибный М. Ф. Формула средней скорости течения рек и их гидравлическая классификация по сопротивлению движению.— В кн.: Исследование и комплексное использование водных ресурсов. М., 1960, с. 204—220.

277. Стрихарчук В. П. Аналитический способ определения расходов воды в реках с применением гидрологической аналогии.— Труды УкрНИГМИ, 1978, вып. 162, с. 25—29.

278. Сток наносов, его изучение и географическое распространение/Под ред. А. В. Караушева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 240 с.

279. Сыроежин М. И. Обоснование водохозяйственных комплексов.— Л.: Энергия, 1974.— 271 с.

280. Сущинский Б. Л., Фатеев Н. П. Исследования по обоснованию методики контроля градуировочных характеристик измерительных преобразователей параметров ветра типа М-63М-1 в условиях эксплуатации.— Труды ГГО, 1977, вып. 392, с. 58—70.

281. Сысоев Н. Н. Приборостроение в государственном гидрологическом институте.— Труды ГГИ, 1948, вып. 4 (58), с. 16—40.

282. Тищенко О. Ф., Валединский А. С. Взаимозаменяемость, стандартизация и технические измерения.— М.: Машиностроение, 1977.— 358 с.

283. Трестман А. Г. Методы подсчета стока рек в зависимости от физико-географических условий.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 188 с.

284. Турбулентность в свободной атмосфере/Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шметер С. М., Шур Г. Н.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 336 с.

285. Турк В. И., Минаев А. В., Карелин В. Я. Насосы и насосные станции.— М.: Стройиздат, 1977.— 298 с.

286. Туляганов А. Х. Оценка точности и усовершенствование методов измерения расходов воды р. Амударьи.— ДАН УзбССР, № 6, 1978, с. 61—63.

287. Тян Х. С. О точности водоучета в оросительных системах.— В кн.: Вопросы комплексной автоматизации мелиоративных систем. Вып. 1. Фрунзе, 1975, с. 92—98.

288. Тян Х. С., Абгаров Ю. И., Синявский Ю. П. Некоторые автоматизированные методы измерения расхода воды.— В кн.: Труды IV Всесоюзн. гидрол. съезда. Т. 11. Л., 1976, с. 226—234.

289. Усачев В. Ф. Применение последовательных аэрофотосъемок для исследования процесса затопления пойм.— Труды ГГИ, 1972, вып. 190, с. 57—71.

290. Усенков М. М. К вопросу о разработке метода измерения уклонов водной поверхности.— В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения. Л., 1977, с. 239—244.

291. Уханов В. В. Очерк развития стационарных гидрологических наблюдений в СССР.— Труды ГГИ, 1948, вып. 4 (58), с. 3—15.

292. Уханов В. В. О точности тарирования гидрометрических вертушек без образцов в кольцевом бассейне.— Труды ГГИ, 1952, вып. 36, с. 79—83.

293. Уханов В. В. О формуле для вычисления средней скорости на вертикали при наличии ледяного покрова.— Метеорология и гидрология, 1955, № 2, с. 37—38.

294. Федоров В. В. Об устойчивости кривых расходов воды в реках.— Труды ЛИВТ, 1957, вып. 24, с. 74—85.

295. Федоров Н. Н. Об определении скоростного множителя $C$ для естественных русел.— Труды ГГИ, 1956, с. 96—102.

296. Федоров Н. Н. Исследование пульсации скоростей в открытом потоке.— Труды ГГИ, 1966, вып. 136, с. 57—64.

297. Федоров Н. Н. Новые методы и приборы для гидрологических исследований.— Труды ГГИ, 1971, вып. 189, с. 115—139.

298. Федоров Н. Н. Гидрометрия рек и каналов. Методы измерения расходов воды (обзор).— Обнинск: ВНИИГМИ, 1977.— 40 с.

299. Фидман А. И., Шафалович А. В. Описание гидрометрических работ на р. Зее, Туре и Тоболе.— Материалы для описания русских рек. СПб, 1912.— 183 с.

300. Фидман Б. А., Орлов А. С., Морозенков В. С. Измерение структуры речного течения.— Водные ресурсы, 1973, № 6, с. 107—117.

301. Флерова Р. А. Гидрологический анализ результатов наблюдений на речных станциях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1951.— 62 с.

302. Форхгеймер Ф. Гидравлика.— М.; Л.: ОНТИ, 1935.— 615 с.

303. Хамадов И. Б., Миров Б. М. О точности формул определения средних скоростей потока точечными методами для руслового способа учета расхода оросительной воды.— Труды САНИИРИ, 1971, вып. 127, с. 143—154.

304. Хмаладзе Г. Н. Условия применимости стандартных сроков наблюдения над уровнями воды горных рек Закавказья.— Труды ТбилНИГМИ, 1960, вып. 7, с. 113—127.

305. Хомерики И. В. К задаче управления уровенными режимами внутренних морей.— Водные ресурсы, 1978, № 6, с. 135—141.

306. Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов.— М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1948.— 110 с.

307. Цейтлин В. Г. Расходоизмерительная техника.— М.: Изд-во стандартов, 1977.— 239 с.

308. Чеботарев А. И. Общая гидрология.— Л.: Гидрометеоиздат,— 544 с.

309. Чалов Р. С., Беркович К. М. Морфологические типы русел горных рек (на примере рек Абхазии).— В кн.: Проблемы речного стока. М., 1968, с. 169—174.

310. Черкавский С. К. Государственный учет вод и их использование и гидрологические расчеты и прогнозы.— Метеорология и гидрология, 1973, № 10, с. 18—26.

311. Чиж И. Б. К гидравлической теории водомерного колодца.— В кн.: Вопросы гидротехники. Ташкент, 1963, вып. 16, с. 85—102.

312. Чоу В. Т. Гидравлика открытых каналов.— М.: Стройиздат, 1969.— 464 с.

313. Чугаев Р. Р. Гидравлические термины.— М.: Высшая школа, 1974.— 104 с.

314. Шариков Ю. Д., Васехина Н. А. Интеграционный способ измерения расходов воды на реках с самолета.— Труды ГГИ, 1977, вып. 232, с. 70—76.

315. Шаффернак Ф. Гидрология.— М.; Л.: Гидрометеоиздат, 1938.— 371 с.

316. Шестакова Р. А. Определение расходов воды при высоких уровнях по уклону водной поверхности и коэффициенту *C* формулы Шези.— Труды ГГИ, 1963, вып. 106, с. 71—122.

317. Шехтер Р. Вариационный метод в инженерных расчетах.— М.: Мир, 1971.— 291 с.

318. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 302 с.

319. Шумков И. Г. Погрешности операций летно-съемочного процессов при измерении расходов воды с самолета.— Труды ГГИ, 1973, вып. 202, с. 39—63.

320. Шумков И. Г. Зависимость параметров летно-съемочного процесса при аэрогидрометрических работах от гидравлико-морфометрических характеристик водотока. Т. 11.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда, 1976, с. 280—284.

321. Щапов А. М. Гидрометрия гидротехнических сооружений и гидромашин.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1957.— 237 с.

322. Эйпре Т. Ф. Анализ способов вычисления ежедневных расходов воды рек. Л., Гидрометеоиздат, 1961, 90 с.

323. Энгельке В. А. Организация и технология производства аэрогидрометрических изысканий мостовых переходов с применением квантового дальномера и акустического профилографа.— Труды ГГИ, 1977, вып. 232, с. 120—124.

324. Яглом А. М. Об учете инерции метеоприборов при измерениях в турбулентной атмосфере.— Труды геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 21 (151), с. 25—37.

325. Яковлев В. И. Гидрометрическая лебедка для люлечных переправ.— Труды ГГИ, 1974, вып. 215, с. 94—106.

326. Якунин И. И. Морфометрические характеристики русел равнинных рек.— В кн.: Русловой процесс. Л., 1959, с. 307—362.

327. Andre H., Richer C., Douillet G. Les jaugeages par la methode de dilution on 1970.— Proc. Koblenz Symp., UNESCO-WMO-IAHS, vol. 1, 1973, p. 239—250.

328. Bailev I. F., Ray H. A. Definition of stage-discharge relation in natural channels by step-backwater analysis. River hydraulics.— Geol. Survey Water-Supply Pap. 1869-A.— Wash., 1966, p. 1—24.

329. Botma H., Struyk A. I. Errors in measurement of flow by velocity area methods. Hydrometry.— Proc. Koblenz Symp., UNESCO-WMO-IAHS, vol. 2, 1973, p. 771—784.

330. Braydlay I. N. Hydraulics bridge water-ways. Hydr. Res. Ser., N 1, Div. Hydr. Res. Public Roads, Wash., 1960, p. 1—53.

331. Brillouin L. J. Science and information theory.— N. Y., Acad. Press. Inc. Publ., 1956.— 350 p.

332. Buchanan T. J., Somers W. P. Discharge measurements at gauging stations.— Techn. of water-resources investigations of the United States Geological Survey. Ch. A8.— Wash., 1969.— 65 p.

333. Caesperlein A., Müller S. Anwendung elektronischer Rechner zur Ermtitlung von Abflüssen aus Wasserständen.— Wasser und Boden, 1976, Bd 2, S. 28—30.

334. Carter R. W. Accuracy of current meter measurements. Hydrometry.— Proc. Koblenz Symp., UNESCO-WMO-IAHS, vol. 2, 1973, p. 86—109.

335. Chandler T. S., Smith W. Optical current meter use in southern California.— J. Hydr. Div. Proc. ASCE,— 1971, vol. 97, p. 1461—1469.

336. Chitale S. V. Shape and size of alluvial canals.— J. Hydr. Div. Proc. ASCE, 1976, vol. 102, NHy 7, p. 1003—1011.

337. Czrnocki T. Chemical method of water flow measurement in open channels.— Proc. Koblenz Symp., UNESCO-WMO-IAHS, vol. 1, 1973, p. 272—278.

338. Dawdy D. R., Moss M. E., Matalas N. C. Application of systems analysis to network design.— Casebook on hydrological network design practice, WMO, N 324.— Geneva, 1972, p. 5.2.1.—5.2.10.

339. Day T. I. Observed mixing lengths in mountain streams.— J. Hydrol., 1977, vol. 35, N 1/2, p. 125—136.

340. Dubreuil P., Lamagat I. Tarage et calcul des debits des stations hydromertiques non univoques.— Cahiers ORSTOM, Ser. Hydrol., 1970, vo. 7, N 3.— 50 p.

341. Dyck S. e. a. Angewandte Hydrologie. T. I.— Berlin, 1976.— 512 S.

342. Dyer A. I. River discharge measurement by the rising float technique.— J. Hydrol., 1970, vol. 11, N 2.

343. Elder J. W. The dispersion of marked fluid in turbulent shear flow.— J. Fluid mech., 1959, vol. 5, N 4, 1959, p. 544—560.

344. Embacher F. Die Ausführung und Auswertung von Abflussmengenmessungen in der Donau durch des Bundesstorm bauamt Wien.— Osterreichische Wasserwirtschaft, 1957, J. 5, H. 10, S. 10—25.

345. Ertel H. Die analitische Struktur der Konsumptionskurwen einer pegelstation.— Monatsber Dtsch. Akad. Wiss, 1965, Bd 7, S. 698—702.

346. Gburek W. I., Overton D. E. Subcritical kinematic flow in a stable stream.— J. Hydr. div. Proc. ASCE, 1973, vol. 99, N 9, p. 1433—1448.

347. Goodell B. C., Steppuhn H. Stream hydrographs by fluorescent traces.— Proc. Koblenz Symp., UNESCO-WMO-IAHS, vol. 1, 1973, p. 260—270.

348. Griesseier H., Makowsky I., Monev E. Zur radiometrischen Messyng der Strömungsintensifät eines Flusses bei ungeleichförmiger Verteilung der Fracerlösung im Messquerschnitt — Acta Hydrophys., 1977, Bd 22, H. 3/4, S. 219—243.

349. Halliday R. A. Use of satellites in data retransmission.— Wat. Res. Branch, Canada Dep. Environ., N 1, 1978, p. 1—22.

350. Herschy R. W. The magnitude of errors of flow measurements stations hydrometry.— Proc. Koblenz Symp., UNESCO-WMO-IAHS, vol. 2, 1973, p. 109—131.

351. Jokosi S. The structure of river turbulence.— Bull. Disas. Prev. Inst. Kyoto.Univ., 1967, vol. 17, p. 2, N 121, p. 31—50.

352. Kellezhals R., Church M., Bray D. Classification and analysis of river processes.— J. Hydr. Div., Proc. ASCE, 1976, vol. 102, NY 7, p. 843—829.

353. Kreps H. Praktische Arbeit in der Hydrographie.— Wien, 1975.— 227 s.

354. Lauterbach D. Die Gestaltung hydrologischer Beobachtungsnetze in Landern mit intensiver Wassernutzung.— 3 Jahre IHD — Arbeit in der DDR, 1969, Reihe N., H. 5, S. 15—24.

355. Leclerc M., Bobee B., Villeneuve. Adaption and application of the Karasev method to the rationalization of Quebec's hydrometric basic network.— Nordic Hydrol., 1974, 5, p. 213—288.

356. Liu H., Morris C. D. Integrating-float measurements in turbulent flow.— J. Hydr. div. Proc. ASCE, 1970, HY2.

357. Moore A. M. Measuring streamflow under ice conditions.— J. Hydr. Div. Proc. ASCE, 1957, pap. 1162, HY 1, p. 1—12.

358. Muszkalay L. Relation entre la pulsation et la precision du jaugeage par moulinets.— Proc. Koblenz Symp., UNESCO-WMO-IAHS, vol. 1, 1973, p. 139—141.

359. Newman I. D. Electronic methods of river gaugung.— Systems Technol., 1976, N 25, p. 24—32.

360. Paslawski Z. O. O mozliwosci rastosowania wzoru chezy do obliczania wielkosci natezenia przeplywu.— Wiadom. meteorol. i gosp. wodnej., 1976, t. 3/24, S. 63—66.

361. Pickup G., Warner R. Effects of hydrologic regime of magniture and frequency of dominant discharge.— J. Hydrol., 1976, 29, p. 51—75.

362. Prochazka J. Presnost merania rychlosti a prietokov vody hydrometrickym Kridlom.— Bratislava, 1958.

363. Ripken J. F. American developments in hydraulic measurement.— proc. 104, NOHY6, 1978, p. 857—868.

364. Rodier J. A. Les jaugeages ua moulinet et au flotteur a l'heure du calcul automatique.— Proc. Koblenz Symp. UNESCO-WMO-AIHS, vol. 1, 1973, p. 145—150.

365. Roove G. und Jndlekofer H. Verfahren zur Bestimmung des Wasser-Abflusses und Durchflusses.— Wasserwirtschaft, 1973, H. 10, S. 311—313.

366. **Sager G.** Approximationen durch die Funktion $Y=ax^b$.— Akta Hydrophys., 1977, Bd 22, H. 3—4, S. 245—255.

367. Savini J., Badhaine G. L. Analysis of current-meter data at Columbia river gaging stations, Washington and Oregon.— Geolog. Survey Water-Supply, p. 1869-F. Wash., 1971.— 59 p.

368. Smoot G. F., Carter R. W. Are individual current-meter ratings necessary? — J. Hydr. Div. Proc. ASCE, 1968, Hy 2, p. 391—395.

369. Smoot G. F., Novak C. E. Measurement of discharge by the moving-boat method.— Techn. of water-resources investigations of the United States Geological Survey. Applications of Hydraulics. Book 3, 1968.— 24 p.

370. Sobol G. V., Nordin C. F. Dispersion in rivers as related to storage zones.— J. Hydr. Div. Proc. ASCE, 1978, vol. 104, NHHy 5, p. 695—708.

371. Strauch E. Motody i przyrzady pomiarowe w meteorologli i hidrologii.— Warszawa: P. W. N., 1972.— 317 s.

372. Strilaeff P. W., Bilozor W. Single-velocity method in measuring discharge.— Techn. Bull., Ottawa, 1973, N 75.— 21 p.

373. Toffaleti F. Deep river velocity and sediment profiles and the suspended sand load.— Proc. Fedr. Inter agency Sediment Conf., Jachson, Mis., 1963.— Wash., 1965, p. 207—288.

374. Ujda K. Zmiany predkosci powierzchniowej w rzekach na skutek dzialania wiatru.— Prace Inst. meteorol. i. gosp. wodnej., 1976, N 8, s. 49—107.

375. Use of weirs and flumes in stream gauging.— WMO Techn. Note, N 117.— Geneva, 1971.— 58 p.

376. Vogl K. Abfussermittlung nach dem Kontinuitätsprinzip.— Deut Deutsche Gewäss. Mitteilungen. 1968, H. 5, S. 113—119.

377. Wasser-Mengemssung in offene Gerinnen. A. Ott-Kempten. Techn. Information, N 2, 1975.— 24 S.

378. Wyjatki ze zrodet historycznych o nadzwyczajnych zjawicjach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI.— Warszawa: PJHM, 1965.— 214 S.

### III. Регламентирующие документы, методические руководства

379. Водный кодекс РСФСР.— М.: Юридическая литература, 1972.— 55 с.

380. Инструкция по учету стока воды на гидроэлектростанциях.— М.: ЦНТИ Минэнерго, 1975.— 16 с.

381. Методические рекомендации по измерению расходов воды рек аэрометодами.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 134 с.

382. Методические рекомендации по оценке точности и гидрологическому контролю данных государственного учета вод и их использования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 117 с.

383. Методические указания управлениям гидрометслужбы № 72: Определение поверхностных скоростей течения (расходов воды) рек с помощью аэрофотосъемки и фотосъемки с берега.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 112 с.

384. Методические указания республиканским и территориальным управлениям по гидрометеорологии и контролю природной среды № 90: Составление русловых водных балансов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 104 с.

385. Методические указания управлениям гидрометслужбы № 92: Определение максимальных расходов воды по меткам уровня высоких вод.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 48 с.

386. Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР. Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений/ Под ред. О. А. Городецкого.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 90 с.

### Наставления гидрометеорологическим станциям и постам

387. Выпуск 6, часть III. Составление и подготовка к печати гидрологического ежегодника.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.— 292 с.

388. Выпуск 6, часть II. Гидрологические наблюдения на малых реках.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 266 с.

389. Выпуск 2, часть II. Гидрологические наблюдения на постах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 264 с.

390. Выпуск 6, часть I. Гидрологические наблюдения и работы на больших и средних реках.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 382 с.

391. О составе, точности и пространственно-временном разрешении информации, необходимой для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства и службы гидрометеорологических прогнозов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 220 с.

392. Пособие по экстраполяции кривых расходов воды до наивысших уровней.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 114 с.

393. Правила измерения расхода жидкости при помощи стандартных водосливов и лотков.— М., Изд-во стандартов, 1977.— 51 с.

394. Практическое пособие по метрологическому обеспечению строительного производства.— М.: Стройиздат, 1973.— 63 с.

395. Рекомендации по гидравлическому расчету водосливов. Ч. 1. Прямые водосливы. п. 18—74.— Л.: Энергия, 1974.— 58 с.

396. Учет использования вод СССР (методические основы)/Под ред. П. В. Ковша.— Минск: Наука и техника, 1978.— 200 с.

### Государственные стандарты Союза ССР

Государственная система обеспечения единства измерений.

ГОСТ 16263-70. Метрология. Термины и определения.

ГОСТ 8009-72. Нормируемые метрологические характеристики средств измерений.

ГОСТ 8010-72. Общие требования к стандартизации и аттестации методики выполнения измерений.

ГОСТ 8011-72. Показатели точности измерений и формы представления результатов измерений.

ГОСТ 11004-74. Прикладная статистика. Правила определения оценок и доверительных границ для параметров нормального распределения.

ГОСТ 8145-75. Государственный первичный эталон и общесоюзная поверочная схема для средств измерения объемного расхода жидкости в диапазоне $3 \cdot 10^{-6} \div 10$ м$^3$/с.

ГОСТ 19179-73. Гидрология суши. Термины и определения.

ГОСТ 19185-73. Гидротехника. Основные понятия. Термины и определения.

ГОСТ 15126-69. Приборы для измерения скоростей течения воды. Вертушки гидрометрические речные.

ГОСТ 13216-74. Приборы и средства автоматизации ГСП. Общие технические требования и методы испытания.

ГОСТ 12997-76. Государственная система промышленных приборов и средств автоматизации (ГСП).

ГОСТ 1.25-76. Государственная система стандартизации. Метрологическое обеспечение. Основные положения.

### Международные стандарты

ИСО 748-73. Определение расхода методами исследования поля скоростей.

ИСО 1088-73. Измерение жидкого стока в открытых руслах. Сбор данных для определения погрешностей.

ИСО 1100-73. Устройство и функционирование гидрометрических станций и определение зависимости между расходами и уровнями.

## ОГЛАВЛЕНИЕ


Введение . . . . . 3

Глава 1. Система гидрологических наблюдений и методы речной гидрометрии . . . . . 9

1.1. Структура и программа наблюдений основной гидрологической сети . . . . . 9
1.2. Сущность и показатели точности измерений . . . . . 10
1.3. О методах представления гидрологических полей и процессов по данным дискретных измерений . . . . . 15
1.4. Принципы оптимизации измерений . . . . . 25
1.5. Оптимизация сети пунктов гидрологических наблюдений . . 27

Глава 2. Наблюдения за уровнями воды и уклонами свободной поверхности потока . . . . . 34

2.1. Водный режим рек . . . . . 34
2.2. Денивеляция и возмущения уровней воды . . . . . 36
2.3. Оптимизация частоты и точности измерения уровней воды . . 38
2.4. Продольный профиль реки и наблюдения за уклоном водной поверхности . . . . . 42
2.5. Размещение постов и организация уровенных наблюдений . . 48
2.6. Оборудование и приборы для измерения уровней воды . . . 53

Глава 3. Морфология речного русла и промеры глубин . . . . . 60

3.1. Режим и морфология речных русел . . . . . 60
3.2. Русловые съемки . . . . . 63
3.3. Гидрометрическое оборудование и приборы для измерения глубин . . . . . 69
3.4. Точность определения площади поперечного сечения потока . . 77

Глава 4. Кинематическая структура русловых потоков и методы измерения скоростей течения . . . . . 83

4.1. Кинематическая структура русловых потоков . . . . . 83
4.2. Вторичные течения и турбулентность руслового потока . . . 85
4.3. Соотношение средних и поверхностных скоростей руслового потока . . . . . 91
4.4. Вычисление средней скорости на вертикали по измерениям в отдельных точках . . . . . 95
4.5. Методы и средства измерений скоростей течения . . . . . 101
4.6. Гидрометрические вертушки и приборы — измерители направления течений . . . . . 106
4.7. Уравнение движения и градуировочная характеристика гидрометрической вертушки . . . . . 108

4.8. Поведение и точность показаний гидрометрической вертушки в турбулентном потоке . . . . . 111
4.9. Погрешность определения средней скорости на вертикали по точечным измерениям . . . . . 121

Глава 5. Измерение расходов воды . . . . . 124
5.1. Общие принципы и методы измерения расходов воды . . . . 124
5.2. Модели расхода воды и оценка погрешности его измерения многоточечным способом . . . . . 126
5.3. Измерение расходов воды способом интеграции скоростей по вертикали . . . . . 135
5.4. Измерение расходов воды с движущегося судна (интеграция поверхностных скоростей по ширине потока) . . . . . 144
5.5. Измерение расхода воды ультразвуковыми установками . . . 150
5.6. Ускоренные измерения расхода воды с использованием его репрезентативных элементов . . . . . 153
5.7. Турбулентная диффузия и определение расхода воды методом смешения . . . . . 156
5.8. Авиаизмерения расходов воды . . . . . 164
5.9. Оптимизация измерений расходов воды и оборудования гидростворов . . . . . 170

Глава 6. Пропускная способность русла и кривые расходов воды . . 178
6.1. Зависимость расходов от уровней воды и критерий ее однозначности . . . . . 178
6.2. Неоднозначность зависимостей расходов от уровней и корреляционно-гидравлическая оценка пропускной способности русла 181
6.3. О формах зависимости расхода воды от гидравлических и геометрических элементов потока . . . . . 185
6.4. Экстраполяция расходов воды за пределы диапазона измерений . . . . . 192
6.5. Определение расходов воды объемно-гидравлическим методом 199
6.6. Определение максимальных расходов по меткам уровней высоких вод . . . . . 204

Глава 7. Методы гидрометрического учета речного стока . . . . . 210
7.1. Режимный и оперативный учет стока как задача представления гидрографа по данным дискретных измерений расхода воды . . . . . 210
7.2. Модели гидрометрического учета стока при изменяющихся гидравлических условиях . . . . . 212
7.3. Учет стока при ледообразованиях и зарастании русла . . . 214
7.4. Вычисление стока в деформирующихся руслах . . . . . 219
7.5. Оперативный учет стока по гидрометрическим данным . . . . 220
7.6. Общие данные о точности гидрометрического учета стока и принципы реализации его моделей на ЭВМ . . . . . 221

Глава 8. Учет стока и определение расходов воды на гидроэлектростанциях, водопропускных сооружениях и в системах водоснабжения 233
8.1. Учет речного стока в створах гидроэлектростанций и гидроузлов . . . . . 233
8.2. Учет стока на водозаборных и сбросных сооружениях . . . . 240
8.3. Гидрометрические сооружения и гидрологические расходомеры 244
8.4. Расходомеры гидротехнических сооружений и систем водоснабжения . . . . . 249
8.5. Сравнительная оценка точности учета стока в створах ГЭС, гидроузлов и гидрологических постов . . . . . 254
8.6. Градуировка водопропускных сооружений и расходомеров . . 259

Глава 9. Гидрометрический учет стока при комплексном использовании водных ресурсов . . . . . 263
9.1. Система государственного учета вод и водного кадастра . . . 263
9.2. Система гидрологических наблюдений в районах интенсивного использования водных ресурсов 267
9.3. Русловые водные балансы рек . . . . . 270
9.4. Гидрологический контроль данных ГУВ . . . . . 275
9.5. Метрологическое обеспечение наблюдений на гидрологических постах . . . . . 281
Список литературы . . . . . 290