

А.М. Догановский, В.Г. Орлов

СБОРНИК

практических задач по определению
основных характеристик водных объектов суши
(практикум по гидрологии)

*Допущено Учебно-методическим объединением по образованию
в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальностям
«Гидрология» и «Геоэкология»*



Санкт-Петербург
2011

УДК 556.5 (075.8)

Догановский А.М., Орлов В.Г. Сборник задач по определению основных характеристик водных объектов суши. Учебное пособие. – СПб.: РГГМУ, 2011. – 315 с.

ISBN 978-5-86813-291-9

Рецензенты: Д.А. Субетто, д-р геогр. наук, проф. РГПУ им. Герцена (зав. кафедры физической географии и природопользования);

В.Ю. Георгиевский, ГГИ д-р геогр. наук, зам. директора ГГИ.

Излагаются методы и примеры определения основных морфометрических и гидрометеорологических характеристик рек, их бассейнов, озер, водохранилищ и болот.

Учебное пособие предназначено для студентов гидрометеорологических специальностей. Может быть полезным инженерам и исследователям в области гидрологии, мелиорации, гидротехники и тем, чья деятельность связана с водными ресурсами.

Doganovsky A.M., Orlov V.G. Collection of problems in identifying the key characteristics of water bodies of land. Textbook. – St. Petersburg, RSHU Publishers, 2011. – 315 pp.

In the book, the methods and examples of analysis and determination of basic morphometric and hydrometeorological characteristics of rivers, river basins, lakes, reservoirs and swamps are considered.

The textbook is addressed to the students specialized in hydrometeorology. It also can be useful for engineers and researchers working in civil engineering, hydrology, land water use and who deal with water resources.

ISBN 978-5-86813-291-9

© Догановский А.М., 2011

© Орлов В.Г., 2011

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2011

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящее учебное пособие составлено по дисциплине «Общая гидрология» в соответствии с программой по специальности 073200 – «Гидрология суши», утвержденной Ученым советом гидрологического факультета РГГМУ в 2007 г.

Основное назначение пособия – практическое закрепление знаний, полученных в теоретическом курсе.

В пособии приводятся применяемые в настоящее время способы анализа гидрологических процессов, протекающих в реках, озерах и водохранилищах, болотах и их бассейнах и формирующих сами водные объекты и их гидрологический режим. Приводятся способы расчета режимных, морфометрических, физико-географических и климатических характеристик водных объектов. Рассматриваются приемы определения некоторых метеорологических величин, оказывающих влияние на формирование гидрологического режима (атмосферные осадки, испарение, снеготаяние).

При реализации этих задач использованы известные приемы и методики, а также привлечены современные нормативные документы.

В учебном пособии материал изложен пообъектно. Приводятся общие сведения об основных гидрологических, метеорологических, гидрогеологических характеристиках, с помощью которых и для которых должен проводиться анализ и расчет.

Важное место в пособии отведено рассмотрению фундаментальных вопросов гидрологии – законам сохранения материи и энергии – водному, тепловому, седиментационному балансам и расчетам их компонентов.

В настоящее время многие из применяемых методов и приемов расчетов и анализа гидрологических характеристик представлены в виде стандартных компьютерных программ, которые, давая лишь конечный результат, чаще всего не дают возможности понять сущность процесса.

Поэтому решения предлагаемых учебных задач построены на последовательном раскрытии всего хода получения конечного результата.

Для лучшего понимания и решения поставленных задач во всех разделах учебного пособия кратко раскрывается физическая сущность анализируемых процессов и рассчитываемых гидрологических характеристик, рассматриваются общие теоретические предпосылки и положения для их расчетов, указываются также области применения результатов расчетов.

После каждого раздела приведены примеры расчетов и анализа, выполненные с привлечением фактических материалов наблюдений. При этом выбраны наиболее важные процессы и наиболее актуальные задачи, которые могут быть полезными для учебных и практических задач.

Полученные таким образом гидрологические характеристики водных объектов являются основой, на которой базируется разработка методов инженерных гидрологических расчетов, прогнозов, вопросов моделирования гидрологических процессов и т. д.

При составлении учебного пособия авторы использовали свой многолетний опыт преподавания гидрологических дисциплин в Российском государственном гидрометеорологическом университете (бывшем ЛГМИ). Авторы сочли возможным использовать отдельные примеры расчетов и рисунки из аналогичного пособия, изданного в 1980 г. (Самохин А.А., Соловьева Н.Н., Догановский А.М. Практикум по гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980), при условии, что методы расчетов и анализа к настоящему времени не претерпели заметных изменений и соответствуют указанной выше новой учебной программе, а теоретическая часть изложена в учебнике.

В учебное пособие также включено задание по оценке качества воды рек, разработанное проф. Б.Г. Скакальским.

Учебное пособие написано на кафедре гидрологии суши РГГМУ. Главы 2, 4, 6 написаны В.Г. Орловым, Глава 5 – А.М. Догановским, введение, Главы 1, 3 написаны авторами совместно.

Авторы выражают благодарность за возможность обсуждения отдельных разделов книги и сделанные ценные советы и замечания д-ру геогр. наук, проф. С.А. Чечкину (РГГМУ), д-ру геогр. наук В.И. Бабкину (ГГИ), д-ру техн. наук А.С. Судольскому (ГГИ), д-ру геогр. наук М.Я. Прытковой (Институт Озероведения). Особую благодарность авторы выражают инженеру кафедры гид-

рологии суши Н.И. Семеновой, аспирантам У.Е. Коротыгиной, Н.А. Саноцкой и А.М. Оснач за подготовку рукописи к печати.

Учитывая, что многие из рассматриваемых методов и приемов расчетов разрабатывались для территории Советского Союза, авторы считают возможным рекомендовать учебное пособие для его использования на территории государств, входивших ранее в состав СССР.

Учебное пособие может быть полезным не только студентам гидрологической специальности, но и специалистам, работающим в области гидрологии суши.

Глава 1

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

1.1. Исходные данные для анализа и расчетов гидрологических величин

Для выполнения различного рода гидрологических расчетов и анализа гидрологических процессов необходимы исходные данные. Это, прежде всего, материалы наблюдений на государственной и ведомственной сети станций, материалы, полученные в экспедициях, научных лабораториях и др. Государственная наблюдательная сеть принадлежит Гидрометеорологической службе, которая в настоящее время называется «Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» (Росгидромет). Все эти исходные материалы представлены в специальной справочной литературе. Необходимые гидрологические характеристики за прошедшие годы по различным водным объектам можно найти в следующих изданиях:

- Ресурсы поверхностных вод СССР, состоит из трех серий: серия 1 – Гидрологическая изученность; серия 2 – Основные гидрологические характеристики (ОГХ) до 1975 г. и Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши (МДС) с 1976 г.; серия 3 – Ресурсы поверхностных вод суши.
- Материалы государственного водного кадастра – гидрологические ежегодники.
- Материалы по максимальному стоку талых вод рек СССР (Л.: Гидрометеоиздат, 1967).
- Материалы по максимальному стоку дождевых паводков на реках СССР (Л.: Гидрометеоиздат, 1972).
- Материалы по расчетным характеристикам дождевых осадков (Л.: Гидрометеоиздат, 1969).
- Каталог отметок наивысших уровней воды рек и озер СССР (Л.: Гидрометеоиздат, 1970).
- Материалы по минимальному стоку рек СССР (Л.: Гидрометеоиздат, 1971).

Сведения о климатических характеристиках опубликованы в специальных климатических справочниках и ежемесячниках по каждому региону страны.

О химическом составе поверхностных вод в водных объектах можно узнать из гидрологических ежегодников до 1975 г., а в последующие годы – из ежеквартальных «Гидрохимических бюллетеней». С 1981 г. в издании Государственного водного кадастра эти данные можно получить из «Ежегодных гидрохимических данных».

Служба наблюдений за загрязненностью окружающей среды, которая функционирует с 1982 г. и осуществляет контроль качества поверхностных вод в системе Общегосударственной службы наблюдений и контроля за загрязненностью объектов природной среды (ОГСНК) под руководством Росгидромета, получила название службы мониторинга. *Мониторинг* окружающей природной среды – это система регулярных длительных наблюдений за состоянием окружающей природной среды и предупреждение о создающихся критических ситуациях, вредных и опасных для здоровья людей и других живых организмов.

В настоящее время ряд перечисленных изданий пополняется текущей информацией.

Многие из перечисленных материалов, а также текущие сведения по ним, хранятся в центре в г. Обнинске. Все большее значение для получения различных гидрологических и метеорологических характеристик, способов их обработки играет Интернет. Исключительно важные сведения сегодня можно получить с помощью фотографий земной поверхности, выполненных с ИСЗ.

В России гидрометеорологическая служба была создана в 1834 г. в Санкт-Петербурге.

Значение гидрометеорологической службы весьма велико, поскольку ее деятельность охватывает всю нашу жизнь и все отрасли экономики.

Основные задачи, которые решает Росгидромет, в том числе и в области гидрологии суши, следующие:

- гидрометеорологическое и гелиогеофизическое обеспечение народного хозяйства; органов государственной власти, населения и Вооруженных Сил Российской Федерации;
- мониторинг состояния и загрязнения атмосферы, поверхностных вод суши, морской среды, почвы, околоземного космиче-

ского пространства, комплексный фоновый мониторинг состояния природных объектов;

- оценка климатических изменений, агроклиматических ресурсов и поверхностных водных ресурсов Российской Федерации;

- исследование гидрометеорологических и геофизических процессов в атмосфере, на поверхности суши, в Мировом океане, включая Арктику и Антарктику, и в околоземном космическом пространстве;

- осуществление активных воздействий на гидрометеорологические и другие геофизические процессы и явления в интересах хозяйственных мероприятий.

Росгидромет активно участвует во всех международных гидрометеорологических программах, связанных с изучением нашей планеты.

Поставленные задачи решаются с помощью специальной наземной системы получения необходимой информации, в которую входят (по данным на 1996 г.) 65 центров по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 21 гидрометеорологический центр, 21 гидрометеорологическая обсерватория, 16 гидрометбюро, 18 авиаметеорологических центров, 343 авиаметстанции, 22 центра мониторинга загрязнений окружающей среды, 1606 гидрометеорологических станций и более 4000 постов, 140 аэрологических станций и др. В дополнение к этому используется и космическая информация со специальных спутников (ИСЗ).

Потребителями гидрометеорологической информации, включая и загрязнение среды, являются:

- население;
- федеральные органы власти;
- вооруженные силы;
- гражданская авиация;
- органы Министерства по чрезвычайным ситуациям;
- морской и речной транспорт;
- железнодорожный и автомобильный транспорт;
- сельское хозяйство;
- топливно-энергетический комплекс;
- строительство;
- коммунальное хозяйство;
- и другие заинтересованные структуры.

При этом потребителя чаще всего интересуют следующие сведения:

- данные регулярных наблюдений на сети станций и постов;
- метеорологические, гидрологические, гелиогеофизические и специализированные прогнозы, предупреждающие о стихийных явлениях и экстремально высоком уровне загрязнения окружающей среды;
- многолетние данные и характеристики гидрологического режима;
- оценки последствий изменения климата для отраслей экономики;
- данные гидрометеорологической экспертизы проектно-изыскательских работ.

На основании полученной информации специалист может выполнить не только анализ, но и необходимый расчет гидрологических величин для различных водных объектов. Настоящее учебное пособие как раз и призвано научить будущих специалистов-гидрологов выполнять анализ исходных данных и производить расчеты основных гидрологических характеристик, которые затем служат исходным статистическим материалом для решения различных инженерных задач.

Необходимо отметить, что точность вычислений при гидрологических расчетах не должна превышать точности наблюдений.

Принятая точность определения основных гидрологических величин приводится в таблице, которая указывает, какое число знаков должна иметь та или иная величина при ее расчете.

Таблица 1.1

Принятая точность вычислений основных гидрометеорологических величин

Характеристика	Точность вычислений, размерность	Обозначение
Температура воды и воздуха	$0,1 \text{ } ^\circ\text{C}$	$t^\circ_{\text{воды}}, t^\circ_{\text{возд}}$
Время	1 с	t, T
Атмосферные осадки, испарение, слой стока	1 мм	P, E, h или X, Y, Z
Толщина слоя снега, льда	1 см	h
Скорость ветра	$0,1 \text{ м/с}$	V или u
Скорость течения воды в реке	$0,01 \text{ м/с}$	V
Расход воды в реке	$0,01 \text{ м}^3/\text{с}; \text{л/с}$	Q
Уровень воды	1 см	H

1.2. Графические связи и зависимости, применяемые при анализе гидрологических явлений и процессов

1.2.1. Связи двух переменных и их оценка

В гидрологии при анализе гидрологических явлений часто возникает необходимость установления связи между гидрологическими и метеорологическими факторами, между гидрологическими и морфометрическими характеристиками реки и ее бассейна. Примером могут также служить классические варианты связи между стоком и атмосферными осадками, притоком воды в озеро и стоком из него, зависимость стока одной реки от стока другой и т. п.

Связи между гидрометеорологическими данными могут быть представлены в виде графиков, уравнений. Чаще всего устанавливают связи в графическом или аналитическом видах. Аналитические выражения этих зависимостей, для которых проведены соответствующие оценки, представляют собой класс эмпирических формул для определения зависимостей типа $y = f(x)$ или $y = f(x_1, x_2, \dots)$, где y – функция, x_i – аргумент.

При определении статистических связей различных гидрометеорологических величин могут иметь место различные их виды.

На рис. 1.1 представлены наиболее часто встречающиеся виды связей и описывающие их уравнения.

Графические зависимости двух переменных величин имеют широкое применение в гидрологии. Построение графиков связи позволяет получить наглядное представление о характере зависимости между анализируемыми переменными, осуществить интерполяцию между измеренными величинами, установить аналитическое выражение полученной зависимости. Графический анализ позволяет выбрать лучшую статистическую модель, избежать ненужных вычислений, установить точки, требующие специального анализа.

Однако при оценке надежности таких зависимостей, при подборе уравнения $y = f(x)$ целесообразно воспользоваться хорошо разработанными методами линейной регрессии. Для этих целей существуют приемы линеаризации исследуемых зависимостей. В табл. 1.2 представлены некоторые пути преобразования, которые могут быть использованы для спрямления (линеаризации) связей двух переменных.

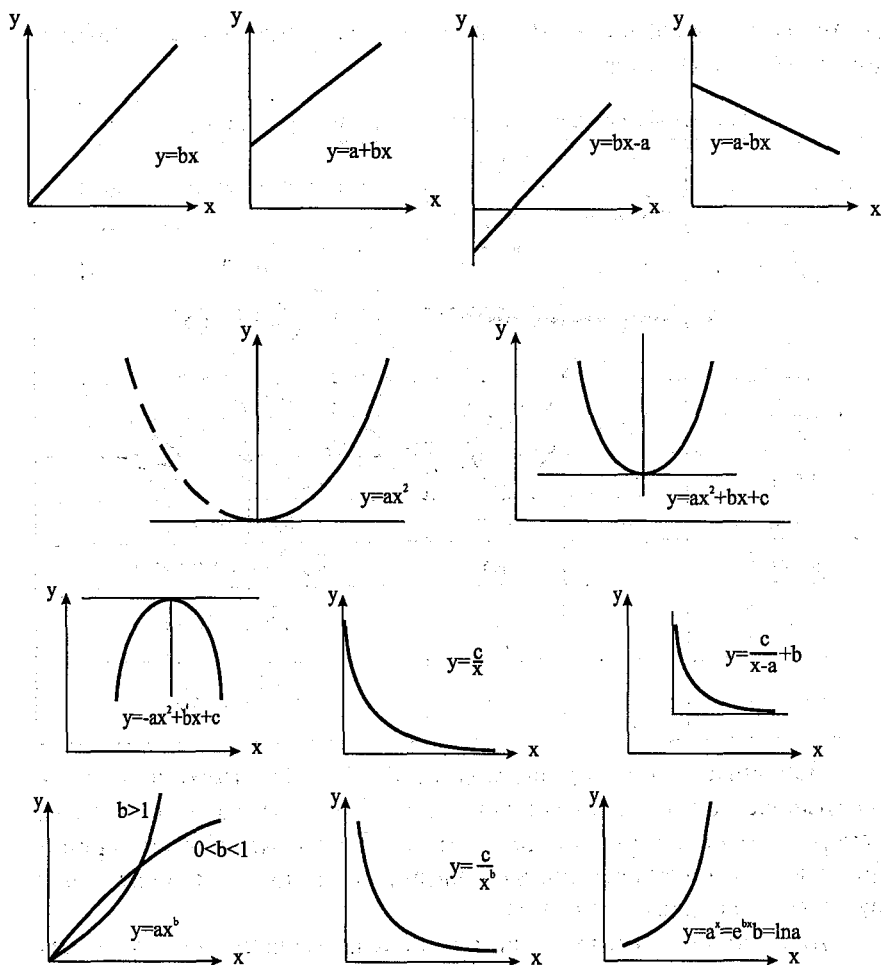


Рис. 1.1. Виды связей между переменными и их уравнения

Как следует из табл. 1.2, все зависимости, приведенные на рис. 1.1, могут быть представлены в линейной форме. При этом при построении графиков $y = f(x)$ могут быть использованы различные шкалы: равномерная, логарифмическая, полулогарифмическая.

Простейшими способами оценки тесноты линейной связи является определение коэффициента корреляции по приближенной

формуле в зависимости от расположения точек в поле графика (корреляционное поле).

Таблица 1.2

Преобразования, используемые для линеаризации функций

Вид функции	Прямоугольные координаты		Уравнение в линейной форме
	абсцисса	ордината	
$y = ax^2 + bx + c$	$x - x_0$	$\frac{y - y_0}{x - x_0}$	$\left[\frac{y - y_0}{x - x_0} \right] = b + 2bx_0 + a[x - x_0]$
$y = \frac{c}{x}$	$\frac{1}{x}$	y	$y = c \left[\frac{1}{x} \right]$
$y = \frac{c}{x - a} + b$	$x - x_0$	$\frac{x - x_0}{y - y_0}$	$\frac{x - x_0}{y - y_0} = \frac{a - x_0}{b - y_0} + \frac{1}{b - y_0} [x - x_0]$
$y = ax^b$	$\lg x$	$\lg y$	$[\lg y] = \lg a + b[\lg x]$
$y = a^x$	x	$\lg y$	$[\lg y] = \lg a [x]$
$y = ce^{bx}$	x	$\lg y$	$[\lg y] = \lg c + b \lg e [x]$
$y = a + \frac{b}{x}$	$\frac{1}{x}$	y	$[y] = a + b \left[\frac{1}{x} \right]$
$y = \frac{x}{a + bx}$	x	$\frac{x}{y}$	$\left[\frac{x}{y} \right] = a + b[x]$

Исходные данные приведены в табл. 1.4. Для этого поле точек на графике делится вертикальной линией на две части, каждая из которых содержит равное число точек. Таким же образом проводится и горизонтальная линия. Указанные линии делят поле точек на четыре квадранта (рис. 1.2).

Для оценки тесноты связи подсчитывается число точек в квадранте с наибольшим их количеством. Точки на линии aa' и bb' не учитываются.

Мерой наличия корреляционной связи служит значение коэффициента корреляции r_{yx} :

$$r_{yx} = \frac{4m}{n} - 1, \quad (1.1)$$

где m – число точек в любом из двух квадрантов с их наибольшим количеством; n – общее число точек.

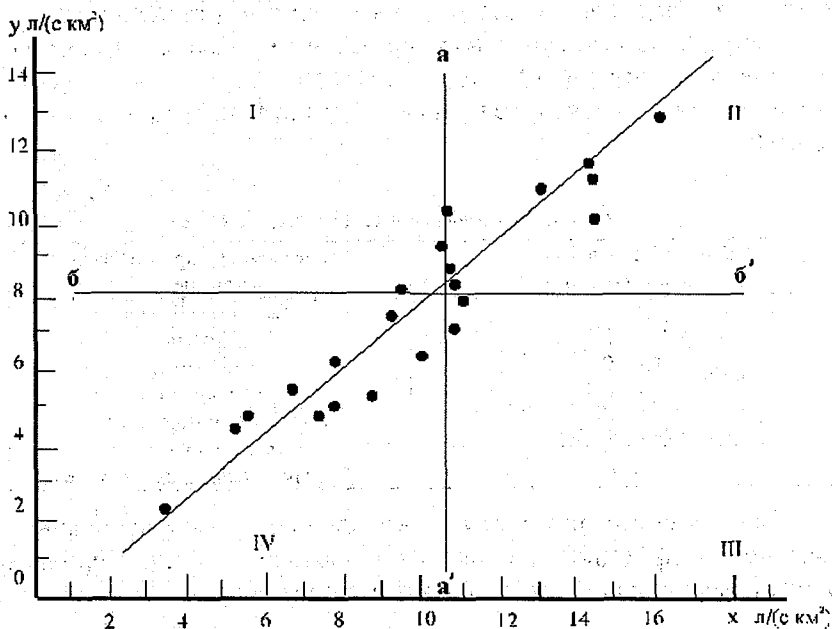


Рис. 1.2. График связи годовых модулей стока

Другим более точным способом округления коэффициента корреляции двух переменных x и y является расчет r_{xy} по формуле:

$$r_{xy} = \frac{\sum_1^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_1^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_1^n (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\sum_1^n \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum_1^n \Delta x^2 \sum_1^n \Delta y^2}}, \quad (1.2)$$

где x_i и y_i — члены ряда; $\bar{x}$, $\bar{y}$ — средние значения рядов.

Величина коэффициента корреляции определяет степень тесноты связи (табл. 1.3).

В табл. 1.3. приведены положительные значения r_{xy} . Это показывает, что увеличение одной переменной связано с увеличением другой переменной. В гидрологии же часто наблюдается обратное соотношение x и y , при котором увеличение одной переменной связано с уменьшением другой переменной, а коэффициент корреляции

ляции – отрицателен. Однако в обоих случаях степень тесноты связи определяется абсолютным значением r_{xy} . Таким образом, порядок изменений r_{xy} от $-1,0$ до $+1,0$. Из табл. 1.3 следует, что связь можно считать высокой, если значение коэффициента корреляции более 0,7.

Таблица 1.3

Качественная характеристика тесноты связи

Количественная мера тесноты связи, r	Качественная характеристика силы связи
0	Отсутствие связи
0,1 – 0,3	Слабая
0,3 – 0,5	Умеренная
0,5 – 0,7	Заметная
0,7 – 0,9	Высокая
0,9 – 0,99	Весьма высокая
1,0	Функциональная зависимость

Тем не менее для оценки достоверности связи полученного значения коэффициента корреляции вычисляется его вероятная ошибка, величина которой зависит от длины ряда (n):

$$\varepsilon_r = \pm 0,674 \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}. \quad (1.3)$$

Чем меньше ε_r , тем надежнее полученные значения r .

Пример расчета

Определить степень тесноты связи между годовыми модулями стока q [л/(с·км²)] р. Амгунь – с. Гуга (x) и р. Горин – с. Бактор (y). Исходные данные приведены в табл. 1.4.

В первом случае r_{xy} определен по (1.1):

$$r_{xy} = \frac{4 \cdot 11}{23} - 1 = 1,91 - 1 = 0,91.$$

Во-втором случае r_{xy} определен по (1.2). Средние значения при $n = 23$

$$\bar{x} = 11,9 \text{ л/(с·км}^2\text{)}; \bar{y} = 8,50 \text{ л/(с·км}^2\text{)};$$

$$\Delta x = 5,45; \Delta y = 1,53;$$

$$\sum_{i=1}^{22} \Delta x \cdot \Delta y = 189,41; \quad \sum \Delta x^2 \cdot \sum \Delta y^2 = 47102,02$$

или

$$r_{xy} = \frac{189,4}{\sqrt{47102,02}} = \frac{189,4}{217,0} = 0,87.$$

Полученные значения r_{xy} , вычисленные двумя способами, близки; связь оценивается как высокая.

Таблица 1.4

Определение коррелятивной связи
(x – р. Амгунь – с. Гуга, y – р. Горин – с. Бакор)

№ п/п	x	y	Δx	Δy	Δx^2	Δy^2	$\Delta x \cdot \Delta y$
1	12,9	9,23	1,0	0,77	1,0	0,52	0,77
2	7,00	4,74	-4,7	-3,76	22,09	14,14	17,67
3	10,5	5,90	-1,4	-2,50	1,96	6,76	3,64
4	4,80	2,59	-7,1	-5,91	50,41	34,93	41,96
5	13,0	8,74	1,1	0,24	1,21	0,06	0,26
6	15,3	13,8	3,4	5,30	11,56	28,09	8,74
7	16,6	12,1	4,7	4,60	22,09	21,16	21,62
8	16,6	12,5	4,7	4,00	22,09	16,0	18,8
9	16,6	10,9	4,7	2,40	22,09	5,76	11,28
10	11,1	8,25	-0,8	-0,25	0,64	0,06	0,20
11	9,20	5,30	-2,7	-3,20	7,29	10,24	8,64
12	12,6	9,34	0,7	0,84	0,49	0,71	0,59
13	11,4	8,80	-0,5	0,30	0,25	0,09	-0,15
14	8,54	6,23	-3,36	-2,27	11,29	0,61	7,63
15	9,61	6,94	-1,49	-1,56	2,22	2,43	2,32
16	7,20	5,26	-4,7	-3,24	22,09	10,50	15,23
17	12,5	10,1	0,6	1,60	0,36	2,56	0,96
18	12,8	9,56	0,9	1,06	0,81	1,12	0,95
19	12,5	11,1	0,6	2,60	0,36	1,96	1,56
20	18,4	13,8	6,5	5,30	42,25	28,09	34,45
21	12,0	7,05	0,1	-1,45	0,01	2,10	-0,14
22	9,60	5,52	2,3	-2,98	5,29	8,88	-6,85
23	12,	7,70	0,9	-0,80	0,81	0,64	-0,72
$n=23$	$\bar{x}=11,9$	$\bar{y}=8,50$	$\sum \Delta x=5,45$	$\sum \Delta y=1,53$	$\sum \Delta x^2=238,7$	$\sum \Delta y^2=197,4$	$\sum \Delta x \cdot \Delta y=189,4$

Вероятная ошибка определена по (1.3):

$$\varepsilon_r = \pm 0,674 \cdot \frac{1 - 0,87^2}{\sqrt{23}} = \pm 0,03$$

Таким образом, значение коэффициента корреляции $r_{xy} = 0,87 \pm 0,03$, что свидетельствует о достаточно тесной связи между модулями годового стока р. Амгунь – с. Гуга и р. Горин – с. Бакор.

Определение уравнения регрессии

При исследовании зависимостей $y = f(x)$, наряду с построением корреляционного поля и определением величины коэффициента корреляции, показывающего степень тесноты связи, рассчитывается уравнение регрессии. При этом истинной линейной регрессией является средняя линия, проведенная между пересекающимися прямыми регрессии y по x и x по y . Теснота связи увеличивается с уменьшением угла между этими прямыми (рис. 1.3).

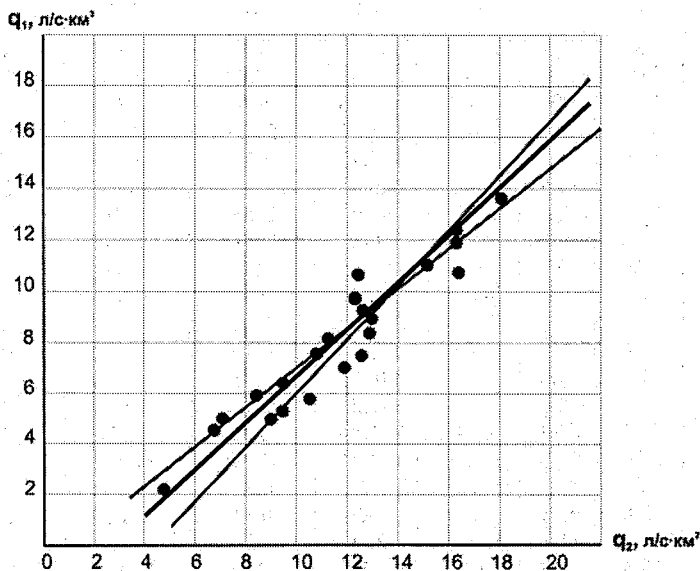


Рис. 1.3. Прямые регрессии

Уравнения регрессии определяются по формулам:

$$y - \bar{y} = a_{yx} (x - \bar{x}); \quad (1.4)$$

$$x - \bar{x} = a_{xy} (y - \bar{y}), \quad (1.5)$$

где a_{yx} и a_{xy} – коэффициенты регрессии, рассчитанные по формулам:

$$a_{xy} = r_{xy} \frac{\sigma_x}{\sigma_y}, \quad (1.6)$$

$$a_{yx} = r_{yx} = r_{xy} \frac{\sigma_y}{\sigma_x}, \quad (1.7)$$

где σ_x и σ_y — средние квадратические отклонения, определяемые по формулам:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}}, \quad (1.8)$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n}}. \quad (1.9)$$

Парный коэффициент корреляции r_{xy} рассчитывается по (1.2), а средние квадратические отклонения уравнений регрессии вычисляются по формулам:

$$\sigma_{xy} = \pm \sigma_x \sqrt{1 - r_{xy}^2}, \quad (1.10)$$

$$\sigma_{yx} = \pm \sigma_y \sqrt{1 - r_{yx}^2}. \quad (1.11)$$

Определяющим фактором является также длина ряда. Чем он длиннее, тем меньше величины σ_{xy} и σ_{yx} .

Нелинейные зависимости $y = f(x)$

Для построения уравнения регрессии нелинейной зависимости следует ее преобразовать в уравнение прямой, воспользовавшись данными табл. 1.4.

В качестве примера рассмотрена зависимость длин притоков (L) от размеров площадей их водосборов (F). Для построения зависимости $L = f(F)$ привлечено 187 рек, расположенных в бассейне р. Дона. Эти зависимости представлены на рис. 1.4.

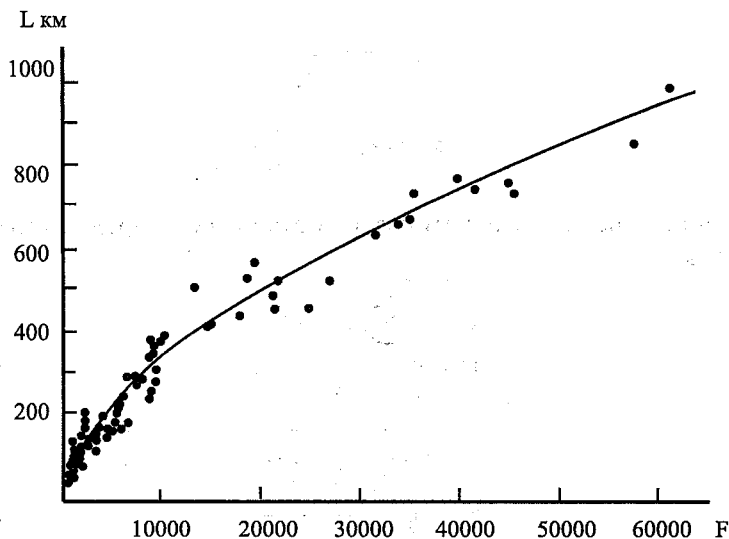


Рис. 1.4. Связь морфометрических характеристик рек
 L – длина реки, F – площадь бассейна

Из рис. 1.4. следует, что длины рек возрастают с увеличением площадей водосборов. Между этими характеристиками прослеживается нелинейная корреляционная зависимость, вид которой соответствует степенной функции, представленной на рис. 1.4 при $0 < b < 1$.

$$L = a F^b \quad (1.12)$$

Для определения параметров a и b в формуле (1.12) степенная функция может быть выравнена при переходе к логарифмической шкале. Тогда уравнение рассматриваемой зависимости примет линейный вид:

$$y = a + bx, \quad (1.13)$$

где $y = \lg L$, $x = \lg F$ (рис. 1.5).

Зависимость оказалась тесной $r_{xy} = 0,92$. Коэффициент корреляции определен по формуле (1.2). Коэффициенты a и b в уравнении прямой (1.13) могут быть определены по координатам двух точек, далеко отстоящих друг от друга.

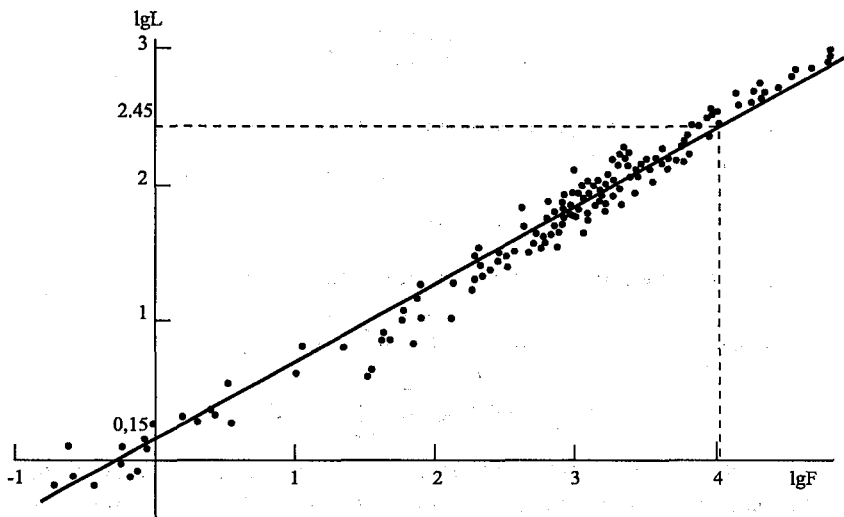


Рис. 1.5. График связи $\lg L = f(\lg F)$ рек бассейна Дона

Пример расчета

Подобрать уравнение регрессии и определить его параметры для зависимости, приведенной на рис. 1.3. Исходные данные и вспомогательные расчеты представлены в табл. 1.4. Коэффициент корреляции $r_{xy} = 0,87 \pm 0,3$ говорит о высокой тесноте связи.

Следует подобрать два уравнения $y = f(x)$ и $x = f(y)$. Эти уравнения имеют вид (1.4), (1.5). В первом случае средние значения равны $\bar{x} = 11,9$, $\bar{y} = 8,50$. Средние квадратические отклонения определены по (1.8), (1.9):

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{238,7}{23}} = 3,22,$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{197,4}{23}} = 2,93.$$

Коэффициенты регрессии вычислены по формулам (1.6), (1.7):

$$a_{xy} = 0,87 \frac{3,22}{2,93} = 0,96,$$

$$a_{yx} = 0,87 \frac{2,93}{3,22} = 0,79.$$

Тогда уравнения регрессии будут иметь вид:

$$y = 0,79 x - 0,9,$$

$$x = 0,96 y + 3,4.$$

Средние квадратические отклонения равны:

$$\sigma_{xy} = \pm 3,22 \sqrt{1 - 0,87^2} = 1,58,$$

$$\sigma_{yx} = \pm 2,93 \sqrt{1 - 0,87^2} = 1,44.$$

Задав значения аргументов x в (1.4) и y в (1.5), получаем координаты линейной регрессии $y = f(x)$ и $x = f(y)$. Эти линии нанесены на график, представленный на рис. 1.3.

Как следует из рис. 1.3, линии регрессии пересекаются под некоторым углом, который уменьшается при возрастании тесноты связи.

Координаты этих точек коррелируются в уравнении (1.4), и система двух уравнений с двумя неизвестными имеет вид:

$$\begin{cases} a + bx_1 - y_1 = 0; \\ a + bx_2 - y_2 = 0, \end{cases}$$

отсюда

$$b = \frac{y_1 - y_2}{x_1 - x_2}, \quad a = \frac{y_1 + y_2}{2} - b \frac{x_1 + x_2}{2},$$

где x_1, y_1 и x_2, y_2 — координаты первой и второй точек соответственно.

В нашем примере (рис. 1.5) первая точка имеет координаты $\lg F = 4,0$ и $\lg L = 2,45$, координаты второй точки $\lg F = 0,0$ и $\lg L = 0,15$.

Тогда

$$\lg a + 4,0b = 2,45,$$

$$\lg a + 0b = 0,15,$$

откуда $\lg a = 0,15$,

Освобождаясь от логарифмов, находим:

$$a = 1,41, \quad b = \frac{2,45 - 0,15}{4,0} = 0,58,$$

зависимость (1.12) принимает вид

$$L = 1,41F^{0,58}. \quad (1.15)$$

Эта зависимость дает возможность в условиях бассейна р. До-на по известным площадям водосборов определить длины рек.

Для проверки правильности полученной расчетной формулы обычно производится ее оценка, параметры расчетного уравнения определяются другими методами: метод средних, метод наименьших квадратов и др.

В случае $r_{xy} = 1$ линии совпадают, и зависимость является функциональной.

В данном примере линии регрессии представляют объективные показатели связи между модулями стока рек Амгунь и Гуга за совместный ряд наблюдений.

Подобные графики и соответствующие им уравнения линейной регрессии могут служить, например, для восстановления рядов, если один из двух исследуемых длиннее, и т. п.

1.2.2. Связи трех и более переменных

Большой разброс точек на графике связи двух переменных, как правило, связан с наличием дополнительных факторов (аргументов), которые участвуют в формировании рассматриваемого явления или процесса. Например, объем воды дождевого паводка на реке определяется не только количеством выпавших осадков, но и степенью увлажнения бассейна. Чем она выше, тем меньше потери на инфильтрацию, тем большее количество осадков будет участвовать в формировании паводка. Время замерзания озер определяется датой перехода температуры воздуха через 0°C и размерами водоема, от которого зависит теплозапас, т.е. большое озеро замерзает позже, чем малое. При установлении таких связей следует иметь в виду, что такое сравнение возможно с оговоркой «при прочих равных условиях». В противном случае появляются другие аргументы и явления становятся многофакторными.

Связь функции и аргументов, как и в разд. 1.2.1, можно представить графически или выразить аналитически. При отыскании графической связи между тремя величинами $y = f(x_1, x_2)$ в поле графика наносятся точки двух переменных и у этих точек выписываются значения третьей переменной, а затем проводятся линии семейства кривых (прямых), соответствующих постоянным значениям третьей переменной. При исследовании таких связей можно воспользоваться методом остаточных отклонений [7]. Реализация метода состоит из нескольких операций. Независимые переменные располагаются в порядке уменьшения их значимости, затем строится график $y = f(x_1)$, проводится линия связи и от нее определяются отклонения. По этим отклонениям и x_2 строится новое поле точек, также проводится линия связи и определяются отклонения, которые также связываются со следующей переменной, и т. д. Окончательные отклонения откладываются на первом графике параллельно оси x_1 , и вновь проводится линия связи.

Для оценки значимости связи нескольких переменных определяются коэффициенты срединной корреляции ($r_{1,2,3}$) трех пар переменных ($r_{1,2}$; $r_{1,3}$; $r_{2,3}$). Парные коэффициенты корреляции определяются по (1.3). Тогда

$$\bar{r}_{1,2,3} = \left(\frac{r_{1,2}^2 + r_{1,3}^2 - 2r_{1,2}r_{1,3}r_{2,3}}{1 - r_{2,3}^2} \right)^{0,5} \quad (1.16)$$

Для аналитического решения задачи оценки влияния на процесс нескольких факторов привлекается аппарат множественной линейной регрессии.

Сущность этого подхода состоит в распространении основных положений метода линейной корреляции двух переменных, приведенного в разд. 1.2.1 на случай зависимости переменной y от произвольного числа аргументов. Этот метод является одним из наиболее применяемых приемов анализа различного рода гидрометеорологических процессов, он позволяет выявить действующие аргументы и при этом определить значимость (вес) каждого фактора. Результатом является итоговое уравнение множественной регрессии, а также вычисляется полный (сводный) коэффициент корреляции ($\bar{r}$), оценивающий совокупное влияние всех привле-

каемых факторов и частные коэффициенты корреляции между функцией и отдельными аргументами.

Сводный коэффициент множественной линейной регрессии вычисляется по формуле:

$$\bar{r} = \sqrt{1 - \frac{D}{D_0}}, \quad (1.17)$$

где D – определитель корреляционной квадратной матрицы; D_0 – минор этого определителя:

$$D = \begin{vmatrix} 1 & r_{yx_1} & r_{yx_2} & \dots & r_{yx_n} \\ r_{x_1y} & 1 & r_{x_1x_2} & \dots & r_{x_1x_n} \\ r_{x_2y} & r_{x_2x_1} & 1 & \dots & r_{x_2x_n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{x_jy} & r_{x_jx_1} & r_{x_jx_2} & \dots & r_{x_jx_n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \dots & r_{x_nx_1} & r_{x_nx_2} & \dots & 1 \end{vmatrix} \quad D_0 = \begin{vmatrix} 1 & r_{x_1x_2} & r_{x_2x_3} & \dots & r_{x_1x_n} \\ r_{x_2x_1} & 1 & r_{x_2x_2} & \dots & r_{x_2x_n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{x_jx_1} & r_{x_jx_2} & \dots & 1 & r_{x_jx_n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ r_{x_nx_1} & r_{x_nx_2} & \dots & \dots & 1 \end{vmatrix} \quad (1.18)$$

r – частные (парные) коэффициенты корреляции, определяемые по формуле (1.3); $x_1x_2 \dots x_j \dots x_n$ – рассматриваемые факторы, определяющие переменную величину y .

Уравнение регрессии переменной y по факторам $x_1, x_2, \dots, x_n$ имеет вид

$$y = a_1 x_1 + a_2 x_2 + a_3 x_3 + \dots + a_j x_j + \dots + a_n x_n, \quad (1.19)$$

где $a_1, a_2, \dots, a_n$ – коэффициенты регрессии, определяемые как:

$$a_1 = -\frac{\sigma_0}{\sigma_1} \frac{D_1}{D_0}, \quad a_2 = -\frac{\sigma_0}{\sigma_2} \frac{D_2}{D_0}, \quad a_n = -\frac{\sigma_0}{\sigma_n} \frac{D_n}{D_0}, \quad (1.20)$$

здесь σ_0 – среднее квадратическое отклонение переменной y ; $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_n$ – средние квадратические отклонения переменных $x_1, x_2, \dots, x_n$; $D_1, D_2, \dots, D_n$ – алгебраические дополнения, соответствующие элементам корреляционной матрицы $r_1, r_2, \dots, r_n$.

Среднее квадратическое отклонение фактического ряда от рассчитанного определяется:

$$\sigma_y = \sigma_0 \sqrt{1 - \bar{r}^2}, \quad (1.21)$$

а средние квадратические отклонения сводного коэффициента множественной линейной регрессии и парных коэффициентов – соответственно по формуле:

$$\sigma_{\bar{r}} = \frac{1 - \bar{r}^2}{\sqrt{n - m}} \quad (1.22)$$

где n – длина рассматриваемых рядов исходной информации, m – число переменных x :

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}}, \quad (1.23)$$

Средние квадратические отклонения коэффициентов регрессии $a_1, a_2, \dots, a_n$ равны:

$$\sigma_{aj} = \sqrt{\frac{n\sigma_y^2 D'}{(n - m)D''}}, \quad (1.24)$$

где D' – минор определителя D , равного

$$D'' = \begin{vmatrix} n\sigma_1^2 & \dots & n\sigma_1\sigma_2r_{2,1} & \dots & n\sigma_1\sigma_2r_{n,1} \\ n\sigma_1\sigma_2r_{2,1} & \dots & n\sigma_2^2 & \dots & n\sigma_2\sigma_nr_{n,2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ n\sigma_n\sigma_1r_{1,n} & \dots & n\sigma_n\sigma_2r_{2,n} & \dots & n\sigma_n^2 \end{vmatrix} \quad (1.25)$$

Из формул (1.17) – (1.25) следует, что точность расчетов зависит, с одной стороны, от длины исходных рядов, а с другой – от числа аргументов. Чем больше n и меньше m , тем надежнее должны быть полученные результаты. Подробное метод множественной линейной корреляции представлен в [34, 40].

Пример расчета. Оценить тесноту связи и вывести уравнение зависимости величины инфильтрации воды в почво-грунты (y) от определяющих ее факторов для речных бассейнов Северо-Запада России и Балтии. В качестве определяющих факторов приняты годовые величины атмосферных осадков (x_1) и испарения (x_2). Исходные данные и вспомогательные расчеты приведены в табл. 1.5.

Таблица 1.5

Исходные данные

№ п/п	Река – пункт	Площадь, км ²	Инфильт- рация, мм	Осадки, мм	Испаре- ние, мм
1	2	3	4	5	6
1	Мга – д. Горы	709	544	735	481
2	Тосна – ст. Тосно	1900	552	743	505
3	Оять – д. Мининская	685	591	836	515
4	Оять – д. Шангиничи	4930	574	818	498
5	Паша – ниже д. Дуброво	3910	529	805	447
6	Паша – с. Часовенское	5710	533	791	464
7	Сясь – д. Яхново	6230	554	764	491
8	Тихвинка – д. Горелуха	2070	594	805	510
9	Пчевжа – д. Белая	1690	527	724	470
10	Шуя – д. Нижний Бесовец	9560	562	798	499
11	Мета – пос. Потерпелицы	13 200	640	770	562
12	Мста – с. Бор	16 900	634	780	556
13	Мста – д. Девкино	22 500	627	800	545
14	Уверь – д. Меглецы	1750	598	805	502
15	Ловать – г. Великие Луки	3270	599	738	530
16	Ловать – д. Сельцо	8230	579	742	522
17	Ловать – г. Холм	14 700	561	748	514
18	Кунья – д. Уварово	2480	536	730	484
19	Кунья – г. Холм	5140	531	740	468
20	Б. Тудер – д. Бабяхтино	871	555	804	483
21	Шелонь – д. Заполье	6820	572	754	540
22	Луга – д. Воронино	864	588	741	544
23	Луга – г. Луга	2330	585	732	513
24	Луга – ст. Толмачево	5990	578	740	495
25	Луга – г. Кингисепп	12 200	571	751	495
26	Оредеж – р.п. Вырица	659	555	762	383
27	Оредеж – д. Моровино	2700	583	750	498
28	Саба – д. Райково	1280	574	751	517
29	Плюса – д. Плюса	1440	571	712	483
30	Плюса – д. Брод	5090	599	754	508
31	Плюса – г. Сланцы	6340	604	768	506

1	2	3	4	5	6
32	Великая – д. Гуйтово	13 400	556	730	496
33	Великая – д. Пятоново	20 000	580	731	523
34	Пиуза – ст. Петсери	624	681	788	564
35	Вяйке-Эмайыги – д. Тыллисте	1070	614	803	551
36	Педья – д. Тырве	792	619	780	515
37	Пуртсе – д. Люганузе	792	599	801	536
38	Лейвайыги – д. Паюба	84,3	524	750	442
39	Кейла – д. Кейла	665	565	750	464
40	Вазалемма – х. Урба	383	534	730	417
41	Вихтерпалу – д. Вихтерпалу	469	451	695	397
42	Казари – д. Тээнуге	649	555	778	470
43	Казари – д. Казари	2660	553	770	477
44	Пярнуд – Тахкузе	2120	603	791	499
45	Пярну – д. Орехюля	5180	587	804	505
46	Салаца – ст. Лагасте	3310	575	804	484
47	Гауя – х. Лемби	1510	608	792	514
	Среднее		575	766	497

Парные коэффициенты корреляции определены по формуле (1.2) и равны: $r_{yx_1} = 0,45$; $r_{yx_2} = 0,81$; $r_{x_1x_2} = 0,29$. Их средние квадратические отклонения определены по формуле (1.23) при $n = 47$, равны соответственно $\sigma_{yx_1} = 0,12$; $\sigma_{yx_2} = 0,05$; $\sigma_{x_1x_2} = 0,13$. Применительно к рассматриваемому случаю определитель (1.18) имеет вид:

$$D = \begin{vmatrix} 1 & 0,45 & 0,81 \\ 0,45 & 1 & 0,29 \\ 0,81 & 0,29 & 1 \end{vmatrix} = 1 - 0,45^2 - 0,81^2 - 0,29^2 + 2 \cdot 0,29 \cdot 0,45 \cdot 0,88 = 0,29.$$

Его миноры равны:

$$D_{yx_1} = \begin{vmatrix} 0,45 & 0,29 \\ 0,81 & 1 \end{vmatrix} = 0,45 - 0,81 \cdot 0,29 = 0,22;$$

$$D_{yx_2} = \begin{vmatrix} 0,45 & 1 \\ 0,81 & 0,29 \end{vmatrix} = 0,81 - 0,45 \cdot 0,29 = 0,68;$$

$$D_{yx_1} = \begin{vmatrix} 1 & 0,29 \\ 0,29 & 1 \end{vmatrix} = 1 - 0,29^2 = 0,92.$$

Сводный коэффициент корреляции определен по формуле (1.17):

$$\bar{r} = \sqrt{1 - \frac{0,29}{0,92}} = 0,83;$$

а его среднее квадратическое отклонение по (1.22) равно

$$\sigma_{\bar{r}} = \frac{1 - 0,83^2}{\sqrt{47 - 3}} = 0,05.$$

Уравнение регрессии для трех переменных, исходя из (1.19), можно записать:

$$y = a_1 x_1 + a_2 x_2 \quad (1.26)$$

или

$$y - \bar{y} = a_1(x_1 - \bar{x}_1) + a_2(x_2 - \bar{x}_2) \quad (1.27)$$

где $\bar{y}$, $\bar{x}_1$, $\bar{x}_2$ — средние значения рядов y , x_1 , x_2 при $n = 47$ (табл. 1.5).

Средние квадратические отклонения σ_y , σ_{x_1} , σ_{x_2} исходных рядов определены по формуле (1.8):

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{47} (x_i - 575)^2}{47}} = \sqrt{\frac{66410}{47}} = 37,59$$

$$\sigma_{x_1} = 31,94; \quad \sigma_{x_2} = 38,62.$$

Для определения величин коэффициентов регрессии по формулам (1.20) рассчитаны значения средних квадратических отклонений всех переменных. Для случая $m=3$ и двух аргументов формулу (1.24) можно записать в виде:

$$\sigma_{a_1} = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1} \sqrt{(n-2)(1-r_{x_1 x_2}^2)}} = \frac{37,59}{31,94 \sqrt{45(1-0,29)^2}} = \frac{37,59}{205,06} = 0,18;$$

$$\sigma_{a_2} = \frac{37,59}{38,62 \sqrt{45(1-0,29)^2}} = 0,15.$$

Рассчитанные σ и D дают возможность определить величины коэффициентов регрессии уравнения связи (1.26). Значения a_1 и a_2 определены по формулам (1.20):

$$a_1 = \frac{37,59}{31,94} \cdot \frac{0,22}{0,92} = 1,177 \cdot 0,239 = 0,28;$$

$$a_2 = \frac{37,59}{38,62} \cdot \frac{0,68}{0,92} = 0,973 \cdot 0,739 = 0,72.$$

Уравнение связи представлено в виде (1.27):

$$y - 575 = 0,28 (x_1 - 766) + 0,72 (x_2 - 587)$$

или

$$y = 28 x_1 - 0,72 x_2 - 2,68. \quad (1.28)$$

Среднее квадратическое отклонение полученной связи рассчитано по (1.21):

$$\sigma_{\bar{y}} = 37,59 \sqrt{1 - 0,83^2} = 21,0.$$

Полученные значения σ_{a_1} , σ_{a_2} и $\sigma_{\bar{y}}$ свидетельствуют о достаточной надежности коэффициентов регрессии, а уравнение (1.28) может быть использовано для расчета величины инфильтрации по имеющимся сведениям об атмосферных осадках и испарении.

Обычно математическая модель и парной и множественной линейной корреляции реализуется на ЭВМ с помощью имеющихся статистических пакетов: STATGRAPHICS, STADIA и др. Однако для глубокого понимания сути корреляционного анализа и получения выводов уравнений регрессии, оценки их достоверности, проводится краткое изложение методов и примеры расчетов. Более подробно эти методы изложены в учебниках по математической статистике, а применительно к гидрометеорологии – в [34, 40].

1.3. Статистическая обработка материалов гидрометеорологических наблюдений

1.3.1. Общие положения

Как правило, ряды гидрометеорологических величин формируются под действием большого числа факторов, законы колебаний которых точно не известны. Поэтому их совокупное влияние и получаемые закономерности могут изучаться только вероятностными методами, а исследуемые ряды рассматриваются как случайные. Вероятностные методы, или методы математической статистики, дают возможность определять средние значения исследуемых характеристик, оценивать закономерности их колебаний, т. е. можно выявить структуру рассматриваемых рядов. Знание этой структуры необходимо при разработке проектов, связанных с изучением и использованием водных ресурсов. При этом статистические ряды могут представлять процесс не только во времени, но и показывать пространственное распределение переменных. В первом случае можно исследовать, например, закономерность изменения во времени речного стока, а во втором – изменение запасов воды в снеге, накопленных в разных частях речного бассейна, и т.п.

Структуру статистического ряда характеризует вид кривой распределения (закон распределения) и соответствующие ему основные числовые параметры. Каждая кривая распределения может быть трансформирована в *кривую обеспеченности* (вероятности превышения), которая представляет собой интегральную кривую, показывающую обеспеченности превышения (в процентах или долях от единицы) данной величины среди общей совокупности рассматриваемого ряда. При решении задач, которые рассматриваются в курсе «Общая гидрология», и, в частности, при исследовании гидрометеорологических процессов, прежде всего следует обратить внимание на построение и анализ кривых распределения, отражающих структуру рядов, и на определение их параметров. Кривые же обеспеченности представляют собой инструмент инженерных расчетов и прогнозов.

1.3.2. Построение и анализ эмпирических кривых распределения

В качестве исходной информации принят статистический ряд какой-либо переменной гидрометеорологической величины $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$, состоящий из n членов. Прежде чем получить непрерывную кривую распределения, строится *гистограмма* – ступенчатая диаграмма распределения частот. Для этих целей рассматриваемый ряд величин x_i ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) ранжируется и разбивается на некоторые определенные интервалы Δx , для каждого из которых подсчитывается число случаев m_1, m_2, m_3 и т. д. или частота появления изучаемой переменной величины в пределах выделенных интервалов. Эмпирические частоты вычисляются как

$$P = \frac{m}{n} 100\%, \quad (1.29)$$

где n – общее число наблюдений (объем ряда наблюдений); m – число случаев (значений), благоприятствующих переменной x_i .

На рис. 1.6 представлена гистограмма распределения, на которой по оси абсцисс отложены интервалы изменения переменной величины x , по оси ординат – число случаев ее появления в каждом интервале.

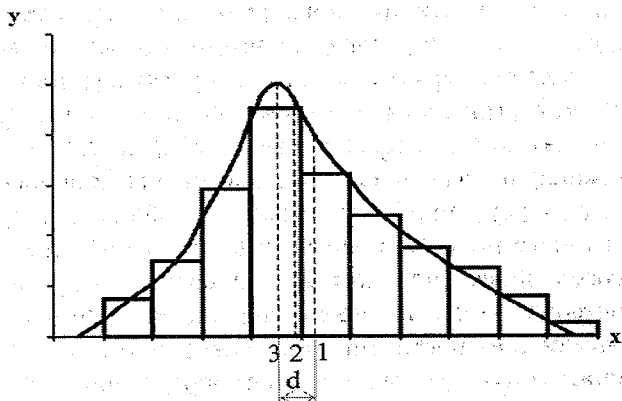


Рис. 1.6. Гистограмма распределения.
1 – средняя арифметическая, 2 – медиана, 3 – мода

При бесконечном уменьшении размеров интервалов ($\Delta x \rightarrow 0$) образуется плавная кривая распределения частот. Просуммировав значения m_i , можно получить интегральную кривую распределения. На кривой можно выделить три характерные точки: *центр распределения* – ордината, соответствующая среднему арифметическому значению ряда, *медиану* – ордината, делящая всю площадь кривой распределения пополам и *моду* – ордината, которой соответствует максимальная частота. Кривые распределения бывают симметричные и асимметричные с положительной или отрицательной асимметрией. Мерой асимметричности служит *радиус асимметрии* (d), равный расстоянию между центром распределения и ординатой моды.

Кривые распределения можно описать аналитическими уравнениями. В качестве параметров таких кривых следует назвать: центр распределения, меры рассеивания переменных, показатели асимметрии. Их числовые значения определяются в виде среднего арифметического ряда, коэффициентов вариации и асимметрии.

Средняя арифметическая величина определяется как

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i. \quad (1.30)$$

В качестве меры рассеивания используется среднее квадратическое отклонение σ или *стандарт*:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}}, \quad (1.31)$$

или при коротких рядах ($n \leq 30$) в знаменателе здесь и далее вместо n применяется $(n - 1)$. Величина σ имеет размерность переменной величины. Квадрат среднего квадратического отклонения называется *дисперсией* (σ^2).

Нормированное на $\bar{x}$ среднее квадратическое отклонение называется *коэффициентом вариации* ($C_v = \sigma / \bar{x}$):

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{\bar{x}^2 n}}. \quad (1.32)$$

Коэффициент асимметрии представляет собой безразмерную величину и определяется по формуле:

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{n\sigma^3}. \quad (1.33)$$

Так как исследователи имеют дело с выборочными параметрами, то рассматриваемые данные наблюдений и вычисленные по ним параметры кривых распределения могут иметь значительные ошибки и быть нерепрезентативными. Поэтому ряды можно считать репрезентативными при ошибке определения среднего $\epsilon_x \leq 5-10\%$, и ошибке определения коэффициента вариации $\epsilon_{cv} \leq 10-15\%$.

Среднее квадратическое отклонение (в %) $\bar{x}$ при полностью независимых членах ряда:

$$\delta_{\bar{x}} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}}, \quad (1.34)$$

При наличии коррелятивной связи между смежными переменными ряда уравнение принимает вид:

$$\delta_{\bar{x}} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1+r(1)}{1-r(1)}}, \quad (1.35)$$

где $r(1)$ — коэффициент корреляции между смежными значениями переменных исходного ряда.

Относительное среднее квадратическое отклонение коэффициента вариации (в %) равно:

$$\delta_{C_v} = 100 \sqrt{\frac{1+C_v^2}{2n}}. \quad (1.36)$$

Ошибка коэффициента асимметрии равна:

$$\delta_{C_s} = 100 \cdot \sqrt{\frac{6}{n} (1 - 6C_v^2 + 5C_v^4)} \quad (1.37)$$

Значения δ_{C_s} в формуле (1.37), как правило, очень велики, поэтому величина C_s определяется путем подбора [34].

Часто расчет параметров по формулам (1.31)–(1.33) производится с привлечением нормированных по $\bar{x}$ значениях переменных – $K = x_i / \bar{x}$.

Для определения значения медианы можно воспользоваться приближенной формулой:

$$Me = 0,5(\bar{x}_m + x_{m+1}), \quad (1.38)$$

где x_m – значение переменной середины ранжированного ряда.

Моду следует определять как

$$M_0 = \bar{x} + 3(Me - \bar{x}). \quad (1.39)$$

При построении эмпирической кривой обеспеченности вместо частоты p рассчитывается обеспеченность (p_i):

$$p_i = \frac{m_i}{n+1} 100\%, \quad (1.40)$$

где m_i – порядковый номер ранжированного ряда.

Пример построений и расчетов

Задача. Построить график изменений рассматриваемого процесса и гистограмму распределения. Вычислить координаты и построить кривые функции распределения и обеспеченности. Определить параметры кривой распределения.

Дано. Ряд среднегодовых расходов р. Луга – пос. Толмачево за период 1926–1975 гг. ($n = 50$ лет), представленный в табл. 1.7, графы 1, 2, 3.

Решение задачи. На рис. 1.7 представлен хронологический график расходов за период наблюдений и выделена исследуемая выборка.

Для построения кривой распределения ряд разбит на 7 равных интервалов по $9,9$ ($\text{м}^3/\text{с}$) в каждом; для каждого интервала подсчитано число значений и дана оценка частоты появления по (1.29). Результаты расчетов сведены в табл. 1.6.

По данным табл. 1.6. построены гистограмма распределения и кривая обеспеченности (рис. 1.8).

Таблица 1.6

Статистическая совокупность ряда годовых расходов для построения
эмпирических кривых распределения и обеспеченности
(р. Луга – пос. Толмачево)

Параметр	Значение						
Интервал Δx	15–24,9	25–34,9	35–44,9	45–54,9	55–64,9	65–74,9	75–76,9
Число значений m	4	7	21	9	5	3	1
Частота, p	0,08	0,14	0,42	0,18	0,10	0,07	0,02
Σp	0,08	0,22	0,64	0,82	0,92	0,99	1,0
Число значений n	50	46	39	18	10	5	2
Σp_i	1	0,92	0,78	0,36	0,10	0,01	0

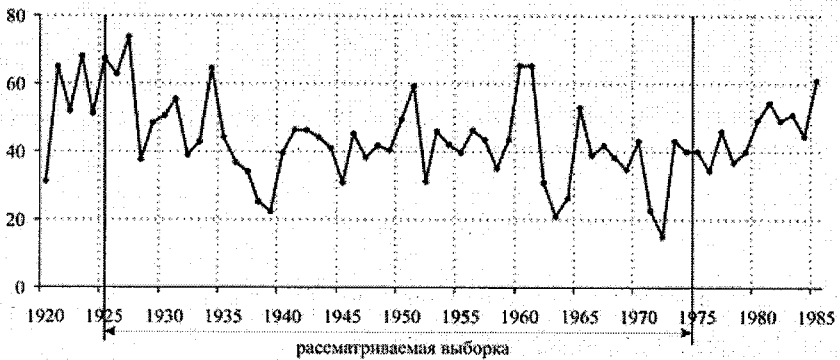
 $Q \text{ м}^3/\text{с}$ 

Рис. 1.7. Хронологический график расходов за период наблюдений

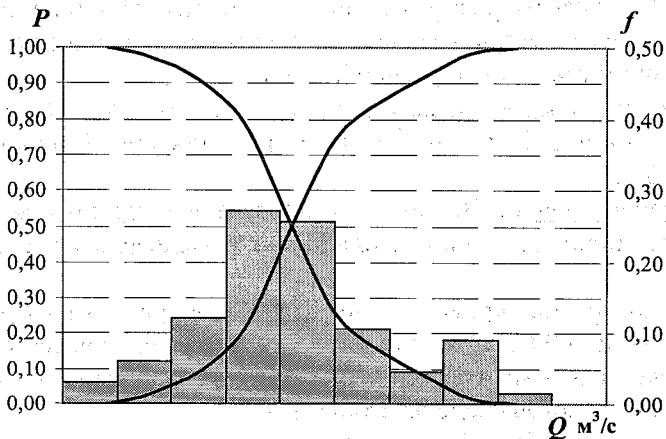


Рис. 1.8. Гистограмма распределения и кривая обеспеченности

Таблица 1.7

Расчет статистических характеристик ряда среднегодовых расходов
(р. Луга – пос. Толмачево)

Год	$Q_{\text{ср}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{ранж}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_i - \bar{Q}$	$(Q_i - \bar{Q})^2$	$(Q_i - \bar{Q})^3$	P_i
1	2	3	4	5	6	7
1926	67,4	76,3	33,2	1102,2	36594	1,96
1927	62,7	67,4	24,3	590,5	14349,2	3,92
1928	73,6	65,3	22,2	492,8	10941	5,88
1929	37,5	65,2	22,1	488,4	10793,6	7,84
1930	48,5	64,4	21,3	453,7	9663,6	9,80
1931	50,5	62,7	19,6	384,2	7530,3	11,76
1932	55,3	59,8	16,7	278,9	4657,5	13,73
1933	38,9	59,4	16,3	265,7	4330,7	15,69
1934	42,8	55,3	12,2	148,8	1815,8	17,65
1935	64,4	52,4	9,8	84,6	778,7	19,61
1936	44,2	50,5	7,4	54,8	405,2	21,57
1937	36,7	49,6	6,5	42,2	274,6	23,53
1938	34,2	48,5	5,4	29,2	157,5	25,49
1939	25,2	46,4	3,3	10,9	35,9	27,45
1940	22,4	46,3	3,2	10,2	32,8	29,41
1941	39,6	46,2	3,1	9,61	29,8	31,37
1942	46,4	45,9	2,8	7,84	22,0	33,33
1943	46,3	45,3	2,2	4,84	10,6	35,29
1944	44,3	44,3	1,2	1,44	1,73	37,25
1945	41,0	44,2	1,1	1,21	1,33	39,22
1946	30,9	43,5	0,4	0,16	0,026	41,18
1947	45,3	43,5	0,4	0,16	0,026	43,14
1948	38,2	43,3	0,2	0,04	0,008	45,10
1949	41,8	43,1	0	0	0	47,06
1950	40,3	42,8	-0,3	0,09	-0,081	49,02
1951	49,6	42,2	-0,9	0,81	-0,729	50,98
1952	59,4	41,8	-1,3	1,69	-2,20	52,94
1953	31,4	41,8	-1,3	1,69	-2,20	54,90
1954	45,9	41,0	-2,1	4,41	-9,26	56,86
1955	42,2	40,3	-2,8	7,84	-22,0	58,82
1956	59,8	40,1	-3,0	9,00	-27,0	60,78
1957	46,2	39,6	-3,5	12,2	-42,9	62,74
1958	43,5	38,9	-4,2	17,6	-74,1	64,71
1959	35,1	38,8	-4,2	17,6	-74,1	66,67
1960	43,5	38,4	-4,7	22,1	-103,8	68,63
1961	65,3	38,2	-4,9	24,0	-117,6	70,59
1962	65,2	37,5	-5,6	31,4	-156,6	72,55
1963	31,0	36,7	-6,4	41,0	-262,1	74,51
1964	20,9	35,1	-8,0	64,0	-512,0	76,47
1965	26,2	34,7	-8,4	70,6	-592,7	78,43

Окончание табл. 1.7

1	2	3	4	5	6	7
1966	52,9	34,2	-8,9	79,2	-705,0	80,39
1967	38,9	31,4	-11,7	136,9	-1601,6	82,35
1968	41,8	31,0	-12,1	146,4	-1771,6	84,31
1969	38,4	30,2	-12,2	148,8	-1815,8	86,27
1970	34,7	26,2	-16,9	285,6	-4826,8	88,23
1971	43,1	25,9	-17,9	320,4	-5735,3	90,23
1972	22,8	22,8	-20,3	412,1	-8365,4	92,16
1973	15,0	22,4	-20,7	428,5	-8869,7	94,12
1974	43,3	20,9	-22,2	492,8	-10941	96,08
1975	40,1	15,0	-28,1	789,6	-22188	98,04
Среднее		43,15		12,63	33607,0	

В первом случае по оси абсцисс отложены интервалы, а по оси ординат частоты (p). Здесь же представлена кривая функции распределения (Σp). Во втором случае по оси абсцисс отложены значения K ординаты p_i в убывающем порядке.

Вспомогательные результаты расчетов параметров кривой распределения приведены в табл. 1.7 (графы 3–7).

Значение $\sigma_{\bar{Q}}$ рассчитано по формуле (1.31):

$$\sigma_{\bar{Q}} = \sqrt{\frac{7980,29}{50}} = \sqrt{159,6} = 12,63 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Отсюда

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{Q}} = \frac{12,63}{43,15} = 0,29.$$

Для определения ошибки $\bar{Q}$ рассчитан коэффициент автокорреляции по (1.1) или (1.2). В обоих случаях величина $r(1) = 0,12$ и согласно (1.35),

$$\varepsilon_{\bar{x}} = \frac{100 \cdot 0,29}{50} \sqrt{\frac{1+0,12}{1-0,12}} = 4,6 \%$$

Без учета $r(1)$ $\varepsilon_{\bar{x}} = 4,1 \%$.

Ошибка вычисленного коэффициента вариации определена по (1.36):

$$\varepsilon_{C_v} = 100 \sqrt{\frac{1 + 0,29^2}{2 \cdot 50}} = 100 \sqrt{\frac{1,084}{100}} = 10,4 \, \%$$

В обоих случаях полученные ошибки оказались ниже установленных границ.

Расчет коэффициента асимметрии проведен по (1.33):

$$C_s = \frac{33616,9}{50 \cdot 12,63^3} = \frac{33616,9}{100734,9} = 0,33.$$

Ошибка расчета коэффициента асимметрии определена по (1.37):

$$\varepsilon_{C_s} = 100 \sqrt{\frac{6}{50} (1 - 6 \cdot 0,29^2 + 5 \cdot 0,29^4)} = 100 \sqrt{0,06372} = 100 \cdot 0,2524 = 25 \, \%.$$

Как и следовало ожидать, ошибка коэффициента асимметрии при длине ряда в 50 лет оказалась значительной.

Соотношение $C_s \approx 1,15 C_v$.

Глава 2

РЕЧНЫЕ СИСТЕМЫ

2.1. Гидрографические характеристики

2.1.1. Приемы определения гидрографических характеристик

При проведении комплексных гидрологических исследований с целью изучения водного режима речной системы, для гидрологических расчетов, при строительном проектировании широко используются гидрографические характеристики речных систем.

Термин «гидрографические характеристики» определяется как совокупность морфометрических и морфологических элементов водных объектов и их водосборов, дающих достаточно полное представление о характере, форме, размерах, протяженности водотоков и некоторых физико-географических особенностях их водосборов.

Морфометрические характеристики представляют собой количественные показатели водных объектов, а *морфологические* — качественные.

К морфометрическим характеристикам рек относятся количественные показатели: длина, гидрографическая длина, средний уклон, координаты продольного профиля, извилистость, координаты поперечного профиля и др.

К морфометрическим характеристикам водосборов: площадь, средняя высота, средний уклон склонов, густота речной сети, густота русловой сети, площадь замкнутых впадин, координаты гипсографической кривой, коэффициент канализованности речной сети и т.п.

Морфологические характеристики водосборов отражают качественно-количественные показатели, дающие представление об особенностях строения водосбора. К ним относятся: озерность, взвешенная озерность, количество и суммарная площадь естественных сточных, бессточных и искусственных водоемов, заболоченность, распаханность, лесистость, оледененность, урбанизированность, закарстованность, характер почвогрунтов водосбора, мерзлотность и т. п.

В основном все перечисленные гидрографические характеристики определяются по топографическим картам путем проведения специальных картометрических работ. В качестве основы для такой работы используются главным образом карты крупного масштаба (1:10 000 – 1:100 000). Нельзя забывать, что точность получаемой с карты гидрографической информации зависит в первую очередь от масштаба карты. Чем крупнее масштаб карты, тем выше точность определяемых по ней гидрографических характеристик.

Так, средние погрешности положения на топографической карте объектов и контуров местности относительно ближайших точек плановой съемки по существующим нормативам не превышают 0,5 мм, а в горных и пустынных районах – 0,75 мм в масштабе карты, что соответственно составляет:

- в масштабе 1 : 10 000 – 5 и 7,5 м;
- в масштабе 1 : 25 000 – 12 и 19 м;
- в масштабе 1 : 50 000 – 25 и 38 м;
- в масштабе 1 : 100 000 – 50 и 75 м.

Средние погрешности положения горизонталей по высоте в равнинной и холмистой местности не превышают 0,4*h*, а в горных районах – *h* (*h* – сечение рельефа на данной карте).

Топографические карты среднего масштаба (1 : 200 000 – 1 : 300 000) и мелкого масштаба (1 : 500 000 – 1 : 1 000 000) разрешается использовать только для определения отдельных гидрографических характеристик (площадь, средняя высота и др.) с целью использования их для предварительных расчетов.

Существует тесная зависимость точности определяемых картографическим способом гидрографических характеристик от точности используемых картографических материалов:

- используемые карты должны отражать современное состояние всех элементов местности;
- на картах не должно быть смещения красок относительно внутренних рамок карт (более 0,2–0,3 мм);
- карты должны быть в хорошем состоянии, т.е. не иметь складок, разрывов, склеек и других повреждений и деформаций.

При использовании аэрофотосъемки или спутниковых данных следует соблюдать приемы расшифровки снимков и их дальнейшую обработку изложенные в [38].

2.1.2. Морфологические характеристики

Морфологические характеристики водосборов водных объектов используются для учета физико-географических особенностей строения поверхности и почвогрунтов водосбора и для учета их влияния на водный режим рек.

Определение этих характеристик связано с измерением занимаемых ими площадей в бассейне реки.

Площадь замкнутых впадин на водосборе включает замкнутые понижения поверхности независимо от их объема, с которых поверхностный сток не поступает в данный водный объект.

Установление их границ связано с установлением положения водораздельной линии, ограничивающей впадину. Поскольку площади замкнутых впадин всегда значительно меньше всей площади бассейна, то для установления их границ, как правило, требуются топографические карты крупного масштаба.

При установлении и проведении водораздельных линий, ограничивающих замкнутые впадины, необходимо использовать все средства изображения рельефа и косвенные признаки, указывающие на наличие впадин и местоположение их границ.

Признаками наличия впадин на водосборе являются бессточные озера, отдельные болота, солончаки и др. Основной признак, подтверждающий наличие впадины, замкнутая горизонталь с указателем направления ската во внутрь.

Особое внимание следует уделить искусственным замкнутым впадинам: карьеры, выработки и тому подобные объекты.

Озерность водосбора подразделяется на общую и взвешенную.

Под *общей озерностью* водосбора понимается отношение суммы площадей всех проточных и бессточных водоемов (кроме внутриболотных озер) на водосборе к общей площади водосбора данного водотока. Озерность выражается в процентах.

Взвешенная озерность речного бассейна определяется отношением суммы произведений площади только проточных водоемов на площадь их водосборов к квадрату общей площади водосбора данной реки и определяется по формуле:

$$f_{\text{оз}} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{S_i f_i \cdot 100}{F^2} \right) \%, \quad (2.1)$$

где S_i – площадь проточного водоема; f_i – площадь водосбора водоема; F – площадь водосбора реки.

Заболоченность водосбора характеризует степень покрытия поверхности водосбора болотами различных типов. Количественно – это отношение суммарной площади, занятой болотами, к площади водосбора.

Гидрологическая роль болот и их влияние на речной сток зависят от типа болот и их расположения на водосборе. Поэтому кроме общей заболоченности необходимо выделять и измерять площади верховых и низинных болот. Величина заболоченности водосбора приводится с округлением до 5 %.

Под *лесистостью* понимается величина, характеризующая степень покрытия поверхности водосбора древесной растительностью, выраженная в процентах от общей площади водосбора.

Для определения лесистости необходимо измерить площади всех лесных угодий, суммировать и определить процент от площади водосбора.

Отдельно устанавливается степень покрытия водосбора заболоченным и суходольным лесом. Можно лесные угодья подразделять по виду или по типу растительности.

Величина лесистости водосбора округляется до 5 %.

Распаханность водосбора представляет собой отношение суммарной площади пашен на водосборе к площади водосбора, выраженное в процентах. Эта величина характеризует степень нарушения поверхности водосбора вспашкой, что существенно влияет на водный режим.

При определении распаханности рекомендуется использовать данные учета сельскохозяйственных органов, но не забывать, что они приводятся по административным районам или хозяйствам.

Распаханность приводится с округлением до 5 %.

Под *урбанизированностью* водосбора понимается отношение площади, занятой населенными пунктами и объектами промышленного, сельскохозяйственного и дорожного строительства, к общей площади водосбора, выраженное в процентах.

При измерении площади водосбора, занятой населенными пунктами и хозяйственными постройками, рекомендуется использовать палетку со стороной квадрата 2 мм.

Площади водосбора, занятые зонами безрельсовых дорог, определяются по длине дорог, измеряемой по топографической карте, и их ширине, указанной в условных обозначениях.

Степень урбанизированности водосборов вычисляется и округляется до 1 %.

Под *оледененностью* водосбора понимается покрытие площади водосбора многолетними ледниками, снежниками, с округлением до 1 % по отношению к общей площади водосбора.

Для рек, расположенных в арктической, тундровой и лесной зонах, одной из характеристик водосборов является его *мерзлотность*, которая показывает процент покрытости водосбора многолетнемерзлыми грунтами от его площади.

Данные о степени покрытия водосбора многолетнемерзлыми грунтами округляются до 5–10 %, в зависимости от точности установления границ.

Механический состав почво-грунтов, слагающих поверхность водосбора, оказывает существенное влияние на его водный режим.

Основным показателем является механический состав, слагающих водосбор почвогрунтов. Для характеристики *почвогрунтов* определяются доли площади водосбора, выраженные в процентах, занятые следующими почвогрунтами: глинистыми, суглинистыми, супесчаными, песчаными и каменистыми.

Для выделения границ этих категорий грунтов используются почвенные карты масштаба 1 : 500 000 или 1 : 1 000 000.

Граница распределения почвогрунтов в бассейнах переносится на топографическую карту, по которой и определяют площади соответствующих почвогрунтов в процентах от площади водосбора.

Учитывая невысокую точность проведения границ, точность этих характеристик может быть не менее 5 % для больших водосборов и около 10 % для относительно малых водосборов.

Определение *закарстованности водосбора* связано с трудностями, обусловленными тем, что на топографических картах карстовые районы изображаются недостаточно точно (нет границ распространения), что позволяет выделить районы распространения

карста с известной степенью приближения, обеспечивающей определение закарстованности водосбора с точностью не выше 10–20%.

Более надежным источником в определении закарстованности водосбора являются гидрогеологические карты. В зависимости от масштаба этих карт закарстованность может быть определена с погрешностью 5–10 %.

Для использования карт при определении гидрографических характеристик в различных районах рекомендуются определенные масштабы карт, приведенные в табл. 2.1 [38].

Таблица 2.1

Рекомендованные масштабы карт

Характер местности	Площадь водосбора, км ²			
	<10	10 – 50	50 – 200	> 200
Равнинные, пустынные и заболоченные слаборасчлененные районы	1 : 10 000	1 : 25 000	1 : 50 000	1 : 100 000
Горные и холмистые сильно-расчлененные районы	1 : 25 000	1 : 50 000	1 : 100 000	1 : 100 000

Почти все перечисленные характеристики могут быть определены и рассчитаны по снимкам, полученным с ИСЗ.

Методика работы с картой и способы определения различных гидрографических характеристик подробно рассмотрены в геодезии и в настоящем учебном пособии не затрагиваются.

2.1.3. Морфометрические характеристики

Определение морфометрических характеристик водотоков

Длиной водотока является расстояние от принятого истока до устья (от начала до конца участка) или до замыкающего створа.

Кроме понятия «длина водотока» выделяют *гидрографическую длину водотока*, которая представляет собой наибольшую протяженность основного русла водотока (системы водотоков), измеряемую от истока притока, составляющего с основным водотоком наибольшую длину.

При определении длины водотока по карте необходимо установить местоположение его *истока* и *устья*.

Истоком реки является место, с которого появляется постоянное течение воды в русле.

При определении местоположения истока рекомендуется руководствоваться следующими положениями:

— на топографических картах за исток реки следует принимать начало ее изображения сплошной (или пунктирной) линией либо ключ или родник, являющийся началом реки;

— если река вытекает из озера, то за ее исток принимается точка пересечения линии реки с береговой линией озера;

— если река вытекает из болота, то за исток реки принимается начало сплошной или пунктирной линии, изображенной на карте;

— если река образуется слиянием двух рек, имеющих свои собственные названия, отличные от названия основной реки, за исток (начало) основной реки принимается место слияния этих рек;

— если на карте одна из двух составляющих рек имеет название, отличное от названия основной реки, а другая не имеет собственного названия, то за исток основной реки принимается исток составляющей, не имеющей названия;

— в тех же случаях, когда река образуется в результате слияния двух и более рек, не имеющих названия, за исток принимается начало большего по длине составляющего притока. Если длина составляющих притоков одинакова, принимается исток той составляющей, у которой больше площадь водосбора. Если и длина, и площади водосборов составляющих рек одинаковы, то за исток основной реки принимается исток той составляющей, у которой он имеет большую высоту. И, наконец, если все указанные характеристики одинаковы, то за исток реки принимается исток левой составляющей, а в случае трех составляющих — исток средней из них.

Под *устьем реки* подразумевается место впадения ее в другую реку, озеро, водохранилище, море или место, в котором река теряет свою воду вследствие ухода под землю, или место полного разбора на водохозяйственные нужды.

При установлении местоположения устьев рек на карте следует придерживаться следующих основных правил:

— в общем случае за устье реки принимается точка пересечения впадающей реки с береговой линией принимающей реки, озера, моря;

— устьем реки, имеющей дельту, считается место впадения главного рукава дельты; при наличии нескольких одинаковых по водности рукавов основным считается тот, который имеет больший уклон, а если уклоны одинаковы или не могут быть установ-

лены, то за основной принимается наиболее короткий из них. У всех многорукавных устьев, имеющих название, за устье принимается устье рукава, имеющего название основной реки;

- при впадении реки двумя рукавами в разные реки, основной — более многоводный, а место его впадения принимается за устье;

- положение устьев пересыхающих рек определяется как конец обозначения этих рек на карте сплошных или пунктирных линий.

В тех случаях, когда река протекает через озеро или водохранилище, сохраняя при этом свое название, в длину реки включается и длина озера или водохранилища между точками впадения и выхода реки по средней линии водоема, примерно совпадающей с положением прежнего русла реки до создания водохранилища (рис. 2.1).

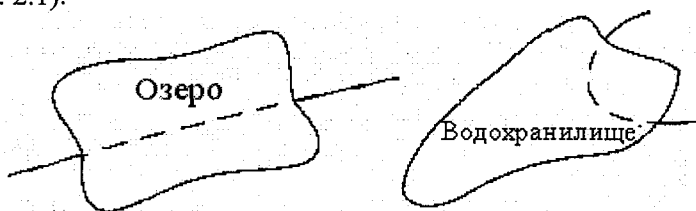


Рис. 2.1. Пример определения длины реки, протекающей через озеро или водохранилище по прежнему руслу реки

Для получения истинной длины реки необходимо учитывать степень извилистости реки или криволинейность ее плановых очертаний. С этой целью используется *показатель извилистости*.

Различают два вида извилистости реки: орографическую и гидрографическую.

Орографическая извилистость реки обусловлена характером рельефа и представляет собой, по существу, извилистость речной долины. *Гидрографическая извилистость* — это извилистость русла реки в пределах долины, обусловленная определенным типом руслового процесса.

Орографическая извилистость определяется отношением длины обобщенной плавной кривой линии, соответствующей длине долины реки (в горных районах), или длины зоны гидрографической извилистости (в равнинных районах) к длине прямой, соеди-

няющей начальную и конечную точки. Предварительно на карте карандашом выделяется осевая линия долины (рис. 2.2) или зона извилистости реки в пределах длины реки, а затем измеряется ее длина с учетом коэффициента извилистости (рис. 2.3).

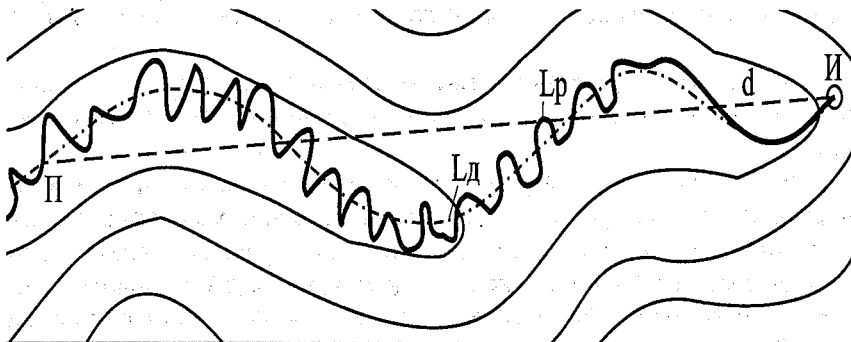


Рис. 2.2. К определению извилистости водотоков, расположенных в горных и холмистых районах. П – пункт, И – исток, L_p – длина реки, L_d – длина долины, d – расстояние от истока до пункта

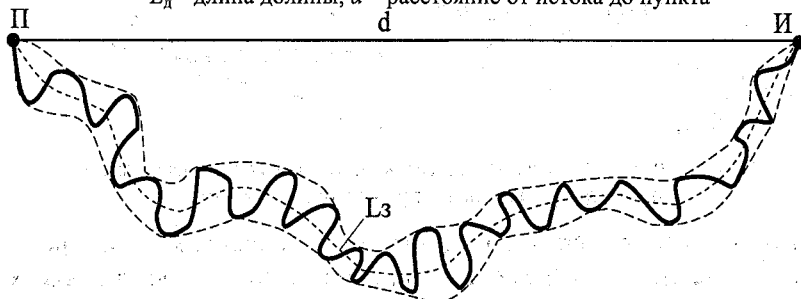


Рис. 2.3. К определению извилистости водотоков, расположенных на равнине. L_z – длина зоны извилистости

Гидрографическая извилистость определяется отношением длины реки к длине ее долины или зоны извилистости.

Коэффициент гидрографической извилистости может быть определен по образцам извилистости (рис. 2.4), которые условно названы прямыми (по рисунку I–II типа, коэффициент извилистости 1,00; 1,01), изогнутые (III–V; 1,02; 1,08), слабоизвилистые (VI–VII; 1,11; 1,13), умеренно извилистые (VIII–IX; 1,17; 1,20), извилистые (X–XI; 1,24; 1,29) и сильно извилистые (XII–XIII; 1,32; 1,35). При рассторе измерителя (циркуль) 1 мм.

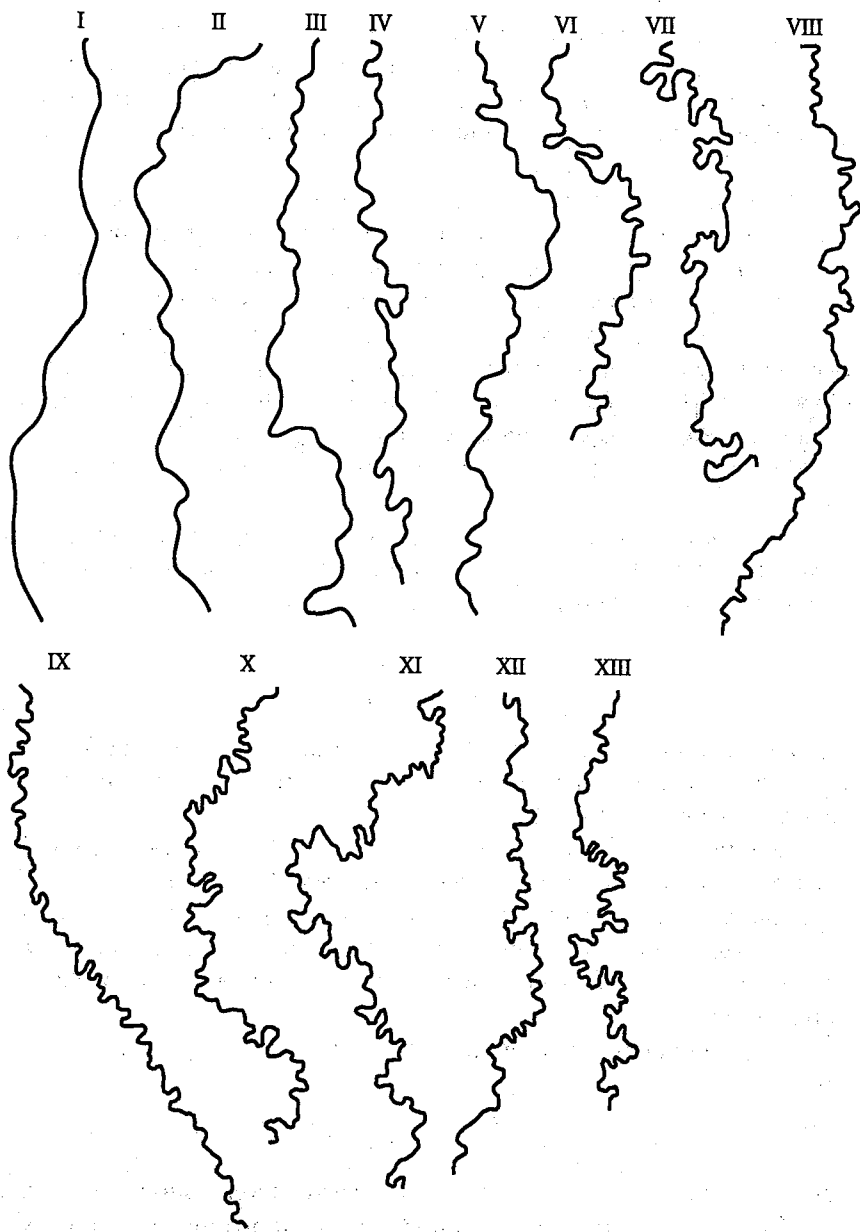


Рис. 2.4. Образцы извилистости рек

Продольный профиль реки характеризует изменение высотных отметок уровня воды в реке или дна реки по ее длине и может быть построен на основании данных о протяженности отдельных характерных участков реки и высотных отметок их границ, снятых с топографической карты.

При построении продольного профиля реки по горизонтальной оси откладывают расстояние от истока до границ характерных участков или мест пересечения реки горизонталями, по вертикальной оси – высотные отметки. Точки соединяют прямыми отрезками.

Отношение разности высотных отметок начала и конца участка к длине данного участка характеризует *уклон*. Величина уклона обычно выражается в относительных единицах – в промилле (‰), т.е. в тысячных долях от длины участка.

Различают средний и средневзвешенный уклон реки или ее участка.

Средний уклон продольного профиля реки представляет собой отношение падения реки, т.е. разность высот истока и устья, к соответствующей гидрографической длине реки:

$$I = \frac{H_u - H_y}{L} = \frac{\Delta H}{L}, \quad (2.2)$$

где I – средний уклон реки, ‰; H_u – отметка высоты истока, м; H_y – отметка высоты уреза воды в устье, м; L – длина водотока между этими точками, км.

Для рек с неровным профилем с частыми уклонами вычисляется так называемый *средневзвешенный уклон* (рис. 2.5).

Для его определения на продольном профиле проводится выравнивающая прямая линия из условия равенства и минимума площадей, расположенных между линией профиля и выравнивающей прямой.

Выравнивающая линия должна проходить через точку C с координатами

$$x_c = \frac{L}{2}; \quad y_c = H_{cp} = \frac{\Omega}{L},$$

где L – длина реки; H_{cp} – средняя высота продольного профиля; Ω – площадь, ограниченная линией продольного профиля и осями координат.

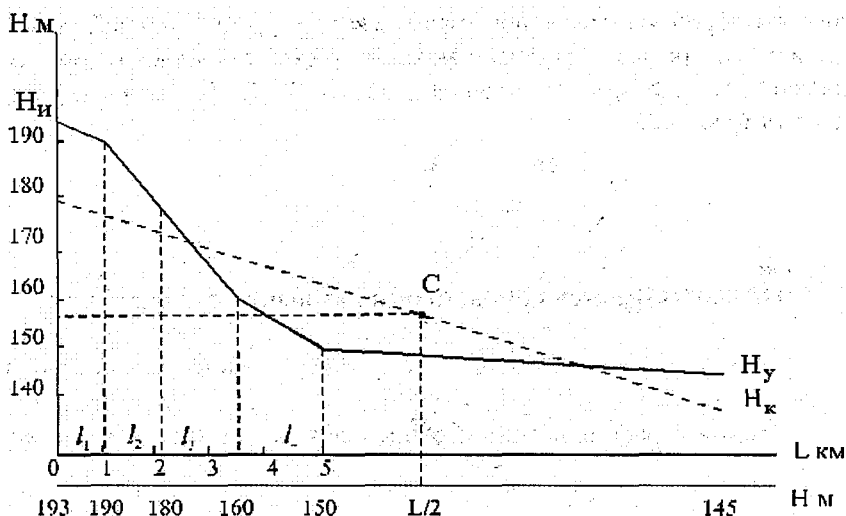


Рис. 2.5. Продольный профиль р. Иги

После установления точки С через нее проводится выравни-
вающая прямая и с линии выравненного профиля снимаются от-
метки ее концов (H_n , H_k) и находится средневзвешенный уклон:

$$I_{\text{ср.взв}} = \frac{H_n - H_k}{L}.$$

Как отмечалось, $H_{\text{ср}} = \frac{\Omega}{L}$, где Ω – площадь, ограниченная ли-
нией продольного профиля и осями координат, определяется по
формуле:

$$\Omega = \frac{H_1 + H_2}{2} l_1 + \frac{H_2 + H_3}{2} l_2 + \dots + \frac{H_{n-1} + H_n}{2} l_{n-1}, \quad (2.3)$$

где $H_1, H_2, \dots, H_n$ – отметки переломных точек профиля, м; $l_1, l_2, \dots, l_{n-1}$ – длины участков реки между точками переломов профиля.

Результаты расчетов морфометрических характеристик дают
возможность построить *гидрографическую схему* реки. Эта схема
является схематическим изображением речной системы. При ее
построении используется длина основной реки и ее притоков, рас-
стояние до места впадения притоков в главную реку. По горизон-

тали в выбранном масштабе откладывается длина главной реки, а длины ее притоков откладываются в местах впадения в том же масштабе в виде прямых линий под углом $30-40^\circ$ к главной реке от устья (рис. 2.6).

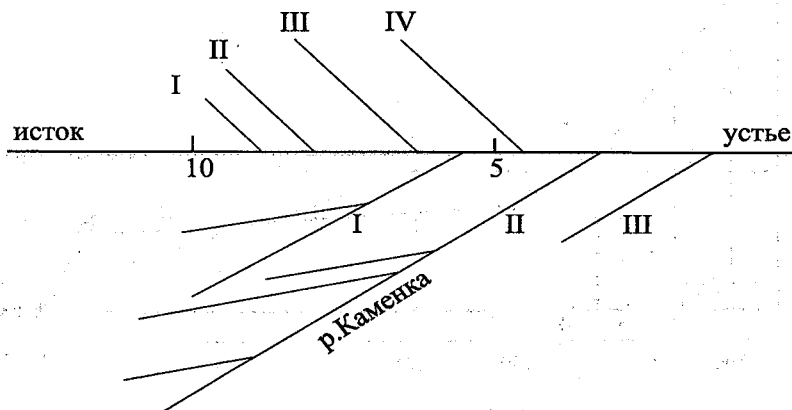


Рис. 2.6. Гидрографическая схема бассейна р. Каменки

К гидрографической схеме обычно прилагается список рек бассейнов (см. пример расчета).

Определение морфометрических характеристик речных бассейнов

Часть земной поверхности, включающая данную речную сеть и отделенная от других водоразделами, называется *речным бассейном*. Поверхность суши, с которой реки собирают свои воды, называется водосбором, или водосборной площадью бассейна.

Граница водосбора проходит по водораздельной линии, которая проводится на карте по наивысшим отметкам рельефа и разделяет сток атмосферных осадков на два противоположно направленных склона. Эта линия называется *водоразделом*.

Основной характеристикой речного бассейна является его площадь, обычно выражаемая в квадратных километрах. Определяется площадь водосбора по карте с помощью палетки или планиметра с учетом масштаба карты. Также площадь можно определить используя современные программные продукты AutoCad или ArcGTS.

Измеренные величины площадей водосбора округляются до значений, указанных в табл. 2.2.

Таблица 2.2

Принятая степень округления значений площади водосбора
в зависимости от величины этой площади

Площадь водосбора, км ²	Степень округления, км ²	Площадь водосбора, км ²	Степень округления, км ²
0 – 10	0,01	1000 – 5000	5
10 – 100	0,05	5000 – 10 000	10
100 – 1000	1	10 000 и более	50

Гипсографическая кривая водосбора показывает распределение площади водосбора по высотным зонам. В качестве ее координат используются отметки горизонталей и площади между ними.

По данным измерения площадей и отметкам ограничивающих их горизонталей строят график распределения площадей. При этом по горизонтали откладывают площади, а по вертикали – высотные отметки. Из графика распределения площадей путем суммирования площадей по высотным зонам получают кривую нарастания площадей или гипсографическую кривую. Точки гипсографической кривой откладывают на нижних границах высотных интервалов и соединяют плавной линией. Вся площадь бассейна может быть принята за 100 %, а по кривой можно определить размеры площадей, расположенных выше или ниже заданной высотной отметки (рис. 2.7).

Значительное влияние на сток реки, характер его распределения, гидрологические характеристики оказывает средняя высота водосбора. Ее определение производят либо по гипсографической кривой, либо одним из упрощенных способов – по палетке или по клеткам километровой сетки.

Используя гипсографическую кривую водосбора, вычисляют его среднюю высоту по формулам:

$$H_{\text{ср}} = \frac{F_1}{F} \cdot 1000,$$

где F_1 – площадь, ограниченная гипсографической кривой и осями координат, км²; F – площадь бассейна, км²;

$$H_{\text{cp}} = \frac{\sum_{i=1}^n (H_i + H_{i+1})(F_{i+1} - F_i)}{2F}, \quad (2.4)$$

где H_i – высота поверхности горизонтального сечения; $F_{i+1} - F_i$ – площадь между соседними горизонталями сечениями; F – площадь водосбора (все характеристики берутся в м^2 и м или в км^2 и км).

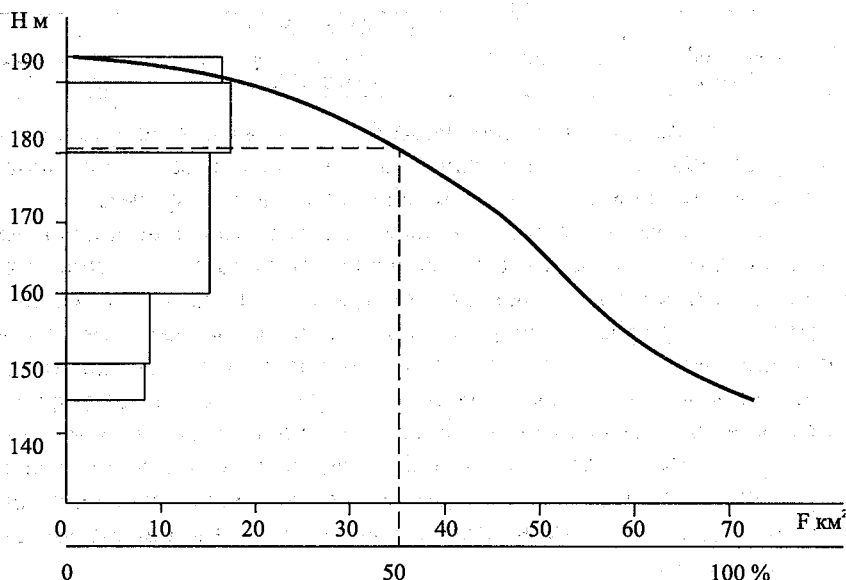


Рис. 2.7. Гипсографическая кривая

Если гипсографическая кривая построена не от нулевой отметки, а от отметки H_1 , то к полученной по формулам величине необходимо прибавить значение H_1 .

Средний уклон поверхности бассейна вычисляется как средневзвешенное значение из уклонов бассейна, заключенных между горизонталями, т.е.

$$I_6 = i_0 \frac{f_0}{F} + i_1 \frac{f_1}{F} + \dots + i_n \frac{f_n}{F}, \quad (2.5)$$

где I_6 – средний уклон поверхности бассейна; $i_0, i_1, \dots, i_n$ – уклоны участков бассейна, заключенных между горизонталями; $f_0, f_1, \dots, f_n$ – площади этих участков.

Уклоны $i_0, i_1, \dots, i_n$ склона равны отношению разности отметок соседних горизонталей к средней ширине склона между горизонталями:

$$i = \frac{\Delta h}{B} = \frac{\Delta h l_{\text{cp}}}{F}, \quad (2.6)$$

где Δh – разность отметок соседних горизонталей; B – ширина склона между горизонталями; $l_{\text{cp}} = \frac{l_1 + l_2}{2}$ – средняя длина горизонталей; F – общая площадь бассейна.

Для крайних на бассейне площадей, ограниченных самой верхней и нижней горизонталями, имеем:

$$i_0 = \frac{\Delta h l_0}{2 f_0} \text{ и } i_n = \frac{\Delta h l_n}{2 f_n}$$

С учетом этого формула (2.5) приобретает вид:

$$I_6 = \frac{\left(\frac{l_0 + l_n}{2} + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1} \right) \Delta h}{F}, \quad (2.7)$$

где $l_0, l_1, \dots, l_n$ – длина горизонталей в пределах бассейна, км или м; Δh – сечение горизонталей, км или м; F – площадь бассейна, км² или м².

Уклон получается в относительных единицах, для перевода его в промилле полученное значение необходимо умножить на 1000.

Величина уклона склонов водосбора оказывает существенное влияние на максимальные расходы половодий и паводков. Средний уклон склонов водосбора в промилле определяется по формуле:

$$\bar{I}_B = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{2} (l_i + l_{i+1}) h_i}{F}$$

или

$$\bar{I}_B = h \sum \frac{l}{F}, \quad (2.8)$$

где $h_i = H_{i+1} - H_i$ — превышение между соседними измеренными горизонталями, м; l_i — длина горизонталей, м; F — площадь водосбора, км²; h — высота сечения рельефа, м.

Под *густотой речной сети* водосбора понимается отношение суммы длин всех водотоков на нем к его площади. При этом учитывается длина всех водотоков — рек, ручьев, проток, каналов и канав в пределах площади водосбора, изображенных на карте сплошными и пунктирными линиями синего цвета:

$$D_p = \frac{\sum l}{F}, \quad (2.9)$$

где $\sum l$ — сумма длин всех водотоков, км; F — площадь водосбора, км². Густота речной сети записывается с точностью до 0,01 км/км².

Густота русловой сети водосбора определяется отношением суммарной длины речной сети, сухих русел оврагов, балок и логов к площади водосбора. Вычисляется эта величина по формуле:

$$D_o = \frac{(\sum l_d + \sum l_o)}{F}, \quad (2.10)$$

где $\sum l_d$ — суммарная длина речных долин на водосборе, км; $\sum l_o$ — суммарная длина сухих русел, оврагов, балок и логов на водосборе, км; F — площадь водосбора, км². Густота русловой сети вычисляется и записывается с округлением до 0,01 км/км².

Коэффициент канализованности определяется как для отдельных водотоков, так и для речной сети в целом. Он характеризует степень преобразования речной сети или русла реки в результате хозяйственной деятельности. Численно это отношение суммарной длины канализованных участков реки или речной сети с каналами и канавами к длине реки или всей речной сети. Записывается с точностью до 0,01.

Средняя ширина, вытянутость, длина, асимметричность бассейна, коэффициент развития водораздельной линии являются показателями геометрической формы бассейна и могут быть исполь-

зованы для анализа процессов стекания и формирования гидрографов паводков.

Средняя ширина бассейна B (км) определяется как отношение площади водосбора к его длине от наиболее удаленной точки речной системы до рассматриваемого створа:

$$B = \frac{F}{L}, \quad (2.11)$$

Отношение длины реки к средней ширине бассейна характеризует *вытянутость бассейна*:

$$\delta = \frac{L}{B} = \frac{L^2}{F}. \quad (2.12)$$

Расстояние по прямой от наиболее удаленной точки на линии водораздела до устья является *длиной бассейна*.

Коэффициент асимметрии бассейна вычисляется по формуле:

$$a = \frac{F_{\text{л}} - F_{\text{п}}}{F_{\text{л}} + F_{\text{п}}}, \quad (2.13)$$

где $F_{\text{л}}$ — площадь бассейна по левому берегу; $F_{\text{п}}$ — площадь по правому берегу.

Конфигурацию речного бассейна, т.е. его строение, форму, характеризует *коэффициент развития водораздельной линии*. Он представляет собой отношение длины водораздельной линии к длине окружности круга, площадь которого равна площади бассейна реки, и вычисляется по формуле:

$$m = \frac{S}{S_1} = \frac{S}{2\sqrt{\pi F}} = 0,28 \frac{S}{\sqrt{F}}, \quad (2.14)$$

где S — длина водораздельной линии; S_1 — длина окружности круга, площадь которого равна площади бассейна реки.

Наименьшее значение m равно 1,0, с его увеличением форма бассейна все больше отличается от формы круга.

График нарастания площади водосбора представляет собой графическое изображение увеличения площади водосбора по мере нарастания длины реки от истока к устью. Для его построения не-

обходимо иметь площади водосборов основных притоков реки, площади межбассейновых пространств и расстояния от устья по главной реке до места впадения притоков.

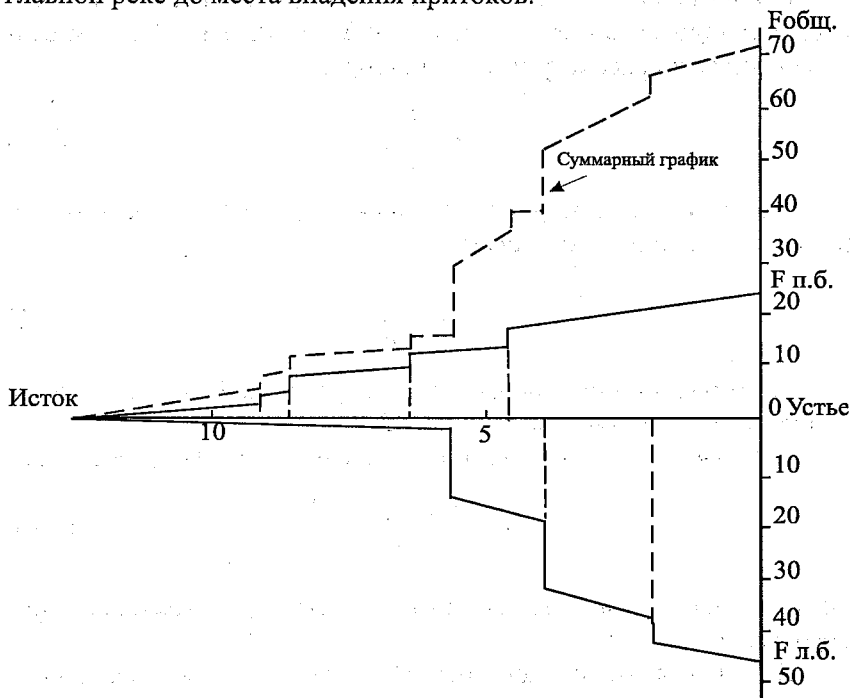


Рис. 2.8. График нарастания площади бассейна по длине р. Иги

На графике (рис. 2.8) по оси абсцисс откладывается длина главной реки в принятом масштабе, а по оси ординат — площади водосбора главной реки между притоками бассейнов и площади бассейнов притоков. Постепенное нарастание площади водосбора главной реки в местах впадения притоков сменяется резким увеличением водосбора, что на графике отмечается отрезком вертикальной линии, соответствующим величине площади водосбора притока.

Построение графика нарастания площади бассейна ведется отдельно для правобережной и левобережной частей водосбора, но можно построить и суммарный график путем геометрического суммирования ординат графиков нарастания площадей по правому и левому берегам. При этом суммирование площадей производит-

ся в точках, соответствующих местам впадения по правому и левому берегу последовательно всех притоков в направлении от истока к устью главной реки.

Пример расчета

Дано: схема бассейна р. Иги с горизонталями в масштабе 1:100 000 (рис. 2.9).

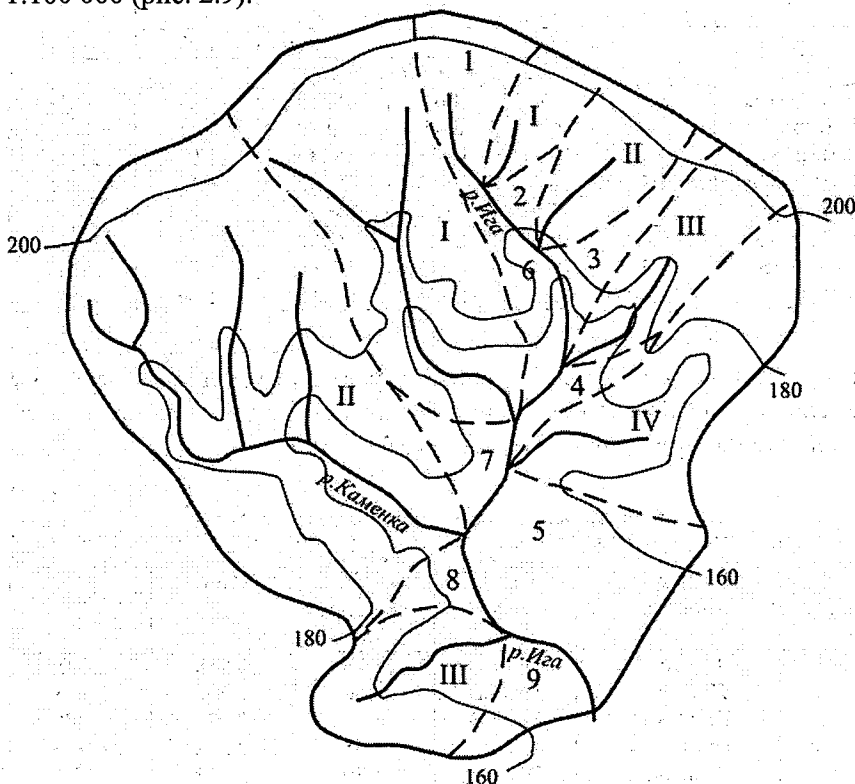


Рис. 2.9. Схема бассейна р. Иги

Требуется: определить основные морфометрические характеристики реки и ее водосборного бассейна.

Последовательность выполнения работы:

1) Определяются основные морфометрические характеристики р. Иги:

а) длины основной реки и ее притоков (циркулем).

Все измерения заносятся в ведомость (табл. 2.3)

Таблица 2.3

Ведомость измерения длины р. Иги и ее притоков
[масштаб карты 1:100 000, раствор циркуля 2 мм ($\alpha = 0,2$ км)]

Наименование участков	Количество отложений			Измеренная длина участка, км	Коэффициент извилистости	Вычисленная длина участка, км
	1-е измерение	2-е измерение	среднее			
р.Ига	53,3	53,4	53,35	10,670	1,29	13,764
Левый берег (притоки)						
I приток	4,0	4,1	4,05	0,810	1,01	0,818
II приток	8,5	8,4	8,45	1,690	1,05	1,774
III приток	10,1	10,2	10,15	2,030	1,02	2,071
IV приток	10,5	10,6	10,55	2,110	1,11	2,342
Правый берег (притоки)						
I приток	39,4	39,6	39,5	7,900	1,16	9,164
II р.Каменка	75,3	75,6	75,45	15,090	1,11	16,750
III приток	12,2	12,3	12,25	2,450	1,06	2,597

б) Строится гидрографическая схема реки. Предварительно составлен в виде табл. 2.4 список рек (притоков) по бассейну р. Иги, который является основой для построения гидрографической схемы, представленной на рис. 2.6.

Таблица 2.4

Список рек (притоков) по бассейну р. Иги

№ п/п	Река (приток)	Куда впадает, с какого берега	Расстояние от устья, км	Длина, км	Площадь водосбора, км ²
1	Приток I	Ига (л)	8,76	0,818	1,425
2	Приток II	Ига (л)	7,06	1,774	2,375
3	Приток III	Ига (л)	6,30	2,071	3,80
4	Приток IV	Ига (л)	4,58	2,342	4,755
5	Приток I	Ига (п)	5,30	9,164	12,285
6	р. Каменка	Ига (п)	3,48	16,750	22,465
7	Приток III	Ига (п)	1,80	2,597	4,28

в) Найдена извилистость реки по соотношению длины реки $L_{изм}$ к длине прямой линии $L_{пр}$, соединяющей исток и устье реки.

В нашем варианте коэффициент извилистости $K = L_{изм} / L_{пр} = 1,29$.

г) Определены продольный профиль и уклон реки.

Построенный продольный профиль р. Иги представлен на рис. 2.5, по которому определен уклон реки:

$$I_{\text{ср}} = \frac{\Delta H}{L} = \frac{H_{\text{ист}} - H_{\text{уст}}}{L} \approx 3,49 \text{ ‰}.$$

Средневзвешенный уклон по выровненному профилю реки равен:

$$I_{\text{ср. взв}} = \frac{H_{\text{н}} - H_{\text{к}}}{L} \approx 3,2 \text{ ‰}.$$

2. Определены также основные морфометрические характеристики водосбора р. Иги.

а) Площадь основной реки и ее притоков.

Выделенные в бассейне реки площади основных притоков и межбассейновых пространств, определены с помощью планиметра, а результаты измерений занесены в табл. 2.5.

Таблица 2.5

Ведомость измерения площадей водосборов притоков и межбассейновых пространств в бассейне р. Иги (планиметр № 2379, цена деления К = 0,095 км²/дел)

Площадь	Отсчет		Раз- ность	Среднее значение разности	Измерен- ная пло- щадь	По- правка	Окончательная площадь, км ²
	конец	начало					
1	2	3	4	5	6	7	8
Левый берег							
Межбассейновое пространство I	8655 2757	8630 2732	25 25				
Приток I	8655 2745	8640 2730	15 15	25 15	2,375 1,425	0 0	2,375 1,425
Межбассейновое пространство 2	8640 2800	8630 2790	10 10				
Приток 2	8640 2800	8615 2775	25 25	10 25	0,95 2,375	0 0	0,95 2,375
Межбассейновое пространство 3	8618 2849	8599 2830	19 19				
Приток 3	8618 2805	8599 2765	19 40	19 40	1,805 3,80	0 0	1,805 3,80
Межбассейновое пространство 4	8457 2860	8447 2850	10 10				
Приток 4	8457 2901	8447 2850	10 51	10 50	0,95 4,75	0 +0,005	0,95 4,755
Межбассейновое пространство 5	8516 2969	8445 2898	71 71				
				71	6,745	+0,01	6,755

1	2	3	4	5	6	7	8
Правый берег							
Межбассейновое пространство 6	8670 2653	8647 2630	23 23	23	2,185	0	2,185
Приток 1	8776 2760	8647 2630	129 130	129	12,255	+0,03	12,285
Межбассейновое пространство 7	8545 2946	8532 2934	13 12	13	1,235	0	1,235
Межбассейновое пространство 8	8490 3000	8480 2990	10 10	10	0,95	0	0,95
р. Каменка (2)	8726 3466	8490 3230	236 236	236	22,42	+0,045	22,465
Межбассейновое пространство 9	8728 3340	8708 3320	20 20	20	1,90	0	1,90
Приток 3	8708 3320	8663 3275	45 45	45	4,275	+0,005	4,28
$\Sigma F_{\text{пр.б.}} = 45,30; \Sigma F_{\text{л.б.}} = 25,19$							
				Сумма	70,395	0,095	70,490
р. Ига (устье)	9049 3218	8306 2477	743 741	742	70,49		70,49
Невязка +0,095 км ²							

б) Построен график нарастания площади бассейна р. Иги, для чего использована дополнительная табл. 2.6, где приведены графы, характеризующие нарастание площади. По данным этой таблицы построен график нарастания площади водосбора (рис. 2.8).

Таблица 2.6

Нарастание площади бассейна р. Иги

Площадь	Расстояние от устья, км	Площадь, км ²	
		F	ΣF
1	2	3	4
Левый берег			
Межбассейновое пространство 1		2,375	2,375
Приток 1	8,76	1,425	3,8
Межбассейновое пространство 2		0,95	4,75
Приток 2	8,06	2,375	7,125
Межбассейновое пространство 3		1,805	8,93
Приток 3	6,30	3,80	12,73
Межбассейновое пространство 4		0,95	13,68

Окончание табл. 2.6

1	2	3	4
Приток 4	4,58	4,755	18,435
Межбассейновое пространство 5		6,755	25,19
Правый берег			
Межбассейновое пространство 6		2,185	2,185
Приток 1	5,30	12,285	14,47
Межбассейновое пространство 7		1,235	15,705
р.Каменка	3,48	22,465	38,17
Межбассейновое пространство 8		0,95	39,12
Приток 3	1,80	4,28	43,40
Межбассейновое пространство 9		1,90	45,30

в) Для построения гипсографической кривой бассейна р. Иги заполнена табл. 2.7, по данным которой построена кривая (рис. 2.7).

Таблица 2.7

Распределение площадей по высотным зонам бассейна р. Иги

Отметка высотной зоны	Площадь высотной зоны, км ²	Нарастающая Σ площадей	
		км ²	% от всей площади бассейна
193 – 190	18,145	18,145	25,7
190 – 180	18,525	36,67	52,0
180 – 160	16,435	53,105	75,3
160 – 150	8,930	62,035	88,0
150 – 145	8,455	70,49	100,0

г) По полученным данным определены следующие характеристики водосбора:

- густота речной сети $D = \Sigma Z / F \approx 0,70$ км/км²;
- ширина водосбора $B = F / Z = 5,12$ км;
- коэффициент асимметрии водосбора $a = -0,27$;
- коэффициент развития водораздельной линии водосбора:

$$m = \frac{0,28S}{\sqrt{F}} = 1,55,$$

$$S = 14,76;$$

- средняя высота водосбора $H_{\text{ср}} \cong 175$ м;
 - средний уклон бассейна р. Иги $I_6 = 19,8$ %.
- Исходные данные для расчета приведены в табл. 2.8.

Таблица 2.8

Определение длин горизонталей

Высотная отметка горизонталей, м абс.	Длина горизонталей, км
190	17,7
180	24,6
160	27,3
150	17,9

2.1.4. Взаимосвязь гидрографических характеристик рек и их бассейнов

Речная сеть является конечным звеном определенного физико-географического процесса – процесса взаимодействия климатических, гидрологических и геоморфологических факторов. Речную сеть можно считать своеобразным интегральным показателем этого процесса.

Для сравнения двух или более речных бассейнов или речных систем необходимо рассмотреть и сопоставить некоторые количественные показатели, характеризующие особенности их геометрического строения. Это морфометрические характеристики, основными из которых являются длина реки и площадь водосбора, а также средневзвешенный уклон реки и водосбора, средняя ширина водосбора и другие. Перечисленные и определенные выше характеристики находятся в тесной взаимосвязи между собой, что указывает на общность в формировании речных систем района, расположенных в одинаковых физико-географических условиях.

Эти взаимосвязи морфометрических характеристик реки и ее бассейна представляет значительный интерес в работе инженера – гидролога, поскольку эти связи дают представление о закономерностях в строении речных бассейнов района, его речной сети. Подобранные аналитические выражения к этим связям являются районными региональными формулами для расчета той или иной характеристики по известной морфометрической величине. Эти зависимости дают наглядное представление о том, как меняются с изменением площади водосбора такие показатели, как длина ре-

ки, средняя ширина бассейна, средневзвешенный уклон реки, максимальный модуль стока, и как они могут быть использованы для подсчета запасов воды в русловой сети, вычисления притока воды в речную сеть и других целей.

Так, между площадью бассейна F и длиной реки L корреляционная зависимость обычно выражается в форме степенного уравнения:

$$F = KL^n, \quad (2.15)$$

где K и n – районные параметры. Аналогична связь между шириной бассейна и площадью.

Между уклоном реки и площадью бассейна или длиной реки зависимость обратная и характеризуется уравнениями вида:

$$I = \frac{B}{(F+1)^m}; \quad (2.16)$$

$$I = \frac{B_1}{(L+1)^{m_1}}, \quad (2.17)$$

где B , m , B_1 и m_1 – районные параметры. Естественно, что значения параметров различны для разных географических зон, для горных и равнинных районов.

Для построения указанных связей, как правило, используются справочники «Ресурсы поверхностных вод СССР», при этом необходимо брать 15–25 бассейнов с различными диапазонами площадей, но расположенных в одной географической зоне. Обычно связи строятся в логарифмических координатах.

Пример расчета

Дано: основные морфометрические характеристики рек бассейна реки Самары. Весь бассейн расположен в одинаковых физико-географических условиях.

Требуется: 1. Построить графики связи:

- а) длины реки (L) с площадью водосбора (F),
- б) средней ширины водосбора (B_{cp}) с площадью водосбора (F),
- в) средневзвешенного уклона реки ($I_{взв}$) от длины реки (L),
- г) средневзвешенного уклона реки ($I_{взв}$) от площади водосбора (F).

2. Подобрать аналитические выражения к построенным зависимостям и проанализировать их.

Порядок выполнения работы:

1. Выписаны основные морфометрические характеристики по створам, расположенным в выбранном бассейне (табл. 2.9).

Таблица 2.9

Основные морфометрические характеристики рек бассейна р. Самара

Река – пункт	F , км ²	L , км	B_{cp} , км	H_{cp} , м	$I_{взв}$, ‰
р. Самара – с. Новосергиевка	1340	114	11,6	227	0,8
р. Самара – ст. Елшанка	22 800	355	64,2	181	0,4
р. Бол. Уран – с. Ивановка	1 400	145	10,0	211	0,8
р. Сорока – с. Марковка	538	24	22,4	170	2,4
р. Ток – с. Красноярка	5 440	268	20,3	197	0,3
р. Ток – с. Ероховка	1 810	145	12,5	178	0,6
р. Бузулук – с. Байгоровка	1 820	148	12,3	178	0,6
р. Бузулук – с. Перевозниково	4 280	231	18,5	162	0,4
р. Боровка – с. Якутино	651	59	11,0	199	1,4
р. Боровка – с. Паника	2 040	144	14,2	175	0,6
р. Котубанка – рзд. Лес	119	17	7,0	137	6,3
р. Бол. Кинель – с. Азаматово	908	68	13,7	261	0,8
р. Бол. Кинель – с. Бугуруслан	5 970	187	33,8	194	0,6
р. Бол. Кинель – пгт Тимашево	12 000	368	32,6	165	0,4
р. Мочегай – с. Октябрьское	1 480	73	20,3	198	1,6
р. Мал. Кинель – п. Кузьмино	2 150	178	12,0	163	0,5
р. Сабай – с. Сарбай	365	39	9,35	142	2,2

2. Для построения графиков искомых зависимостей заполнена вспомогательная табл. 2.10.

Таблица 2.10

Вспомогательная таблица логарифмов основных морфометрических характеристик по речным водосборам бассейна р. Самара

№ п/п	Река – пункт	$\lg F$	$\lg L$	$\lg B_{cp}$	$\lg I_{взв}$	$\lg M_{max}$
1	р. Самара – с. Новосергиевка	3,13	2,057	1,064	-0,097	2,06
2	р. Самара – ст. Елшанка	4,36	2,550	1,808	-0,398	1,68
3	р. Бол. Уран – с. Ивановка	3,158	2,161	1,000	-0,097	2,13

3. На основании табл. 2.9 построены графики искомых связей и подобраны к полученным связям аналитические выражения, используя методы, указанные выше (рис. 2.9) (техника вычисления см. разд. 1.2.1).

4. Выполненные построения и расчет аналитических выражений связей позволят получить расчетные региональные формулы для рассмотренного речного бассейна.

Расчетные формулы имеют вид:

$$L = 0,49F^{0,73}; B_{\text{ср}} = 0,69F^{0,43}; I_{\text{ср.взв}} = 72,4L^{-0,58}; \\ I_{\text{ср.взв}} = 75,9F^{-0,95}, F = KL^n$$

и могут быть использованы для расчета морфометрических характеристик на неизученных реках бассейна по имеющимся другим характеристикам.

Теснота связей, отсутствие резких отклонений от линии регрессии указывает на то, что все водосборы находятся в общих физико-географических условиях и формирование речной сети и гидрологического режима на ней проходит однотипно.

2.2. Закономерности развития речной сети

2.2.1. Установление порядка водотоков

Анализ внутреннего строения речных систем и исследование законов изменения параметров речных потоков, входящих в систему, представляет определенный интерес в практике инженерной гидрологии. Несмотря на то что каждая речная система обладает своими особенностями, которые обусловлены комплексом физико-географических и климатических характеристик, в строении речных систем наблюдаются закономерности, которые выявляются на основе анализа строения речной сети.

В настоящее время существуют два подхода к выделению структуры гидрографической сети – это так называемые “восходящая” и “нисходящая” схемы.

В первом случае полагается, что речная сеть состоит из главного ствола, т.е. главной реки и питающих ее различных притоков. Притоки, впадающие непосредственно в главную реку, называются притоками I порядка (класса). Притокам, впадающим в притоки I порядка, присваивается наименование притоков II порядка и т. д. Причем порядок в этом случае распространяется на весь водоток – от места впадения в реку более низкого порядка до истока (рис. 2.10, а).

Вопрос, какую реку в рассматриваемой речной сети считать за главную, решается при таком подходе по ряду признаков: длине, ширине и глубине реки, общему направлению рек при слиянии и т.п. Очевидно, что такое, в известной степени, формальное деление рек системы на главную и притоки различных порядков не отвечает физической природе речного потока и процессу формирования речной сети.

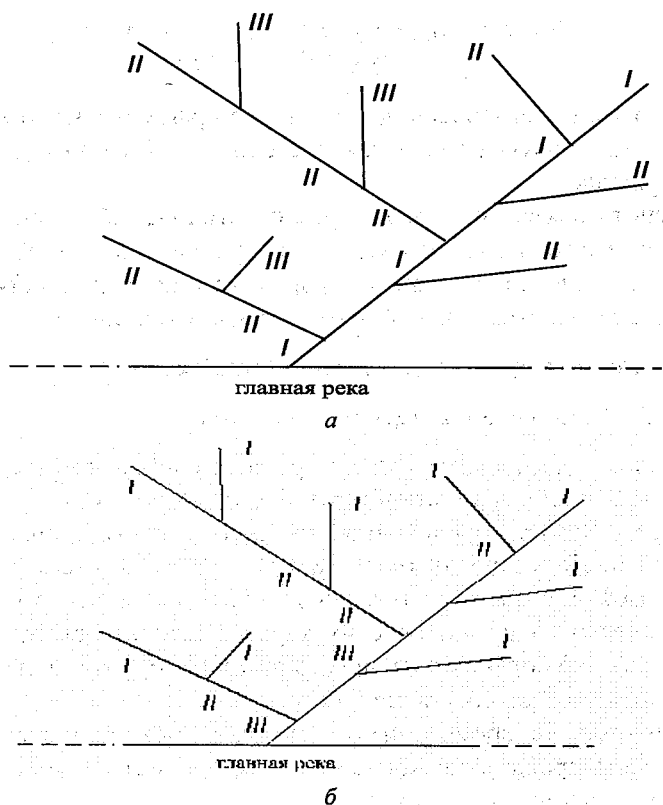


Рис. 2.10. Выделение порядков водотоков.
а – «восходящая» схема; б – «нисходящая» схема

Американским гидрологом Р.Е. Хортоном было высказано предложение о целесообразности обратной нумерации водотоков гидрографической сети, сохранив в силе понятие о главной реке. Такой подход к выделению структуры речной сети называют «нисходящей» схемой. В этом случае I порядок присваивается элементарному неразветвленному водотоку, сливаясь, два водотока I порядка образуют водоток II порядка и т. д.

В трактовке Хортона порядок, как и в первом случае, распространяется на весь приток от места впадения его в главную реку до истока (рис. 2.10, б).

Это положение уточнил и дополнил Н.А. Ржаницын. По Ржаницыну, место слияния двух рек представляет собой качественный

скачок в движении потока. Следовательно, в речной сети не может быть реки, сохраняющей свой порядок от истока до устья. Каждая река изменяет по длине свои физические характеристики.

В такой постановке порядок реки, соответствующий “нисходящей” схеме, является некоторой интегральной характеристикой, отражающей закономерности строения и развития речной системы (рис. 2.10, б). В дальнейшем в работах ряда авторов эти положения получили развитие.

Используя для анализа указанные схемы, можно проследить за закономерным изменением показателей речной сети при переходе от элементарных порядков к более высоким, следуя от истока к устью, выявить закономерные изменения осредненных морфометрических характеристик в зависимости от порядка потока.

2.2.2. Определение закономерностей строения речной сети

Для определения закономерностей строения речной сети строятся графические связи и к ним подбираются аналитические выражения с районными параметрами.

К этим связям относятся:

– связи количества водотоков различных классов N_k в пределах бассейна от порядка водотока K :

$$N_k = r_b^{n-k}, \quad (2.18)$$

где n – порядок главной реки; r_b – коэффициент бифуркации, или отношение числа потоков более низкого класса к числу потоков на один класс выше:

$$r_b = \frac{N_I}{N_{II}} \cong \frac{N_{II}}{N_{III}} \cong \dots \cong \frac{N_{n-1}}{1}; \quad (2.19)$$

– количество водотоков всех порядков N может быть определено как сумма членов геометрической прогрессии:

$$N = \frac{r_b^n - 1}{r_b - 1}; \quad (2.20)$$

– средняя длина водотоков каждого порядка $\bar{l}_k$ выражается в форме члена возрастающей геометрической прогрессии с увеличением порядка k :

$$\bar{l}_k = \bar{l}_1 r_l^{k-1}, \quad (2.21)$$

где $\bar{l}_I$ – средняя длина водотоков I порядка; r_I – коэффициент развития длины водотоков, представляющий отношение средних длин водотоков смежных порядков:

$$r_I = \frac{\bar{l}_{II}}{\bar{l}_I} \cong \frac{\bar{l}_{III}}{\bar{l}_{II}} \cong \dots \cong \frac{l_n}{l_{n-1}}. \quad (2.22)$$

Подобные отношения имеют место и при оценке водности реки в зависимости от ее класса. Поэтому связь средней водности потока с классом реки имеет вид:

$$\bar{Q}_N = \bar{Q}_I K_Q^{N-1}, \quad (2.23)$$

где $\bar{Q}_I$ – среднегодовой расход потока I порядка; K_Q – коэффициент расхода, представляющий отношение средних расходов водотоков смежных порядков

$$K_Q = \frac{Q_{II}}{Q_I} \cong \frac{Q_{III}}{Q_{II}} \cong \dots \cong \frac{Q_n}{Q_{n-1}}. \quad (2.24)$$

При этом аналогичен вид связи и для среднемаксимальных и среднеминимальных расходов воды от порядка (класса) реки.

Установление указанных зависимостей производится по измеренным характеристикам водотоков в однородных физико-географических районах либо в пределах крупных речных систем.

После выделения водотоков каждого порядка измеряются их длины, площади водосборов и вычисляются средние длины рек и площадей водосборов для каждого порядка. Полученные значения служат для построения связей вида:

$$\lg N = f(K), \lg \bar{L} = f(K), \lg \bar{F} = f(K),$$

где K – порядок (класс) водотока (откладывается на вертикальной оси); N , $\bar{L}$, $\bar{F}$ – число, средние длины и средние площади бассейнов рек каждого порядка (откладываются по горизонтальной оси).

Порядок водотока определяет не только геометрическое строение бассейна, но и водность реки. Для такой оценки строятся связи вида:

$$\lg \bar{Q}_0 = f(K), \lg \bar{Q}_{\max} = f(K), \lg \bar{Q}_{\min} = f(K),$$

где $\bar{Q}_0$, $\bar{Q}_{\max}$, $\bar{Q}_{\min}$ – средние по порядкам годовые, максимальные и минимальные расходы воды.

Все указанные зависимости могут быть использованы для определения морфометрических характеристик и водности для тех водотоков, где они отсутствуют, а также для оценки русловых запасов воды в речной системе.

Пример расчета

Дано:

1. Гидрографическая схема речного бассейна с гидрометрическими створами (рис. 2.11).
2. Основные морфометрические и гидрологические характеристики по 15–20 створам в выбранном речном бассейне.

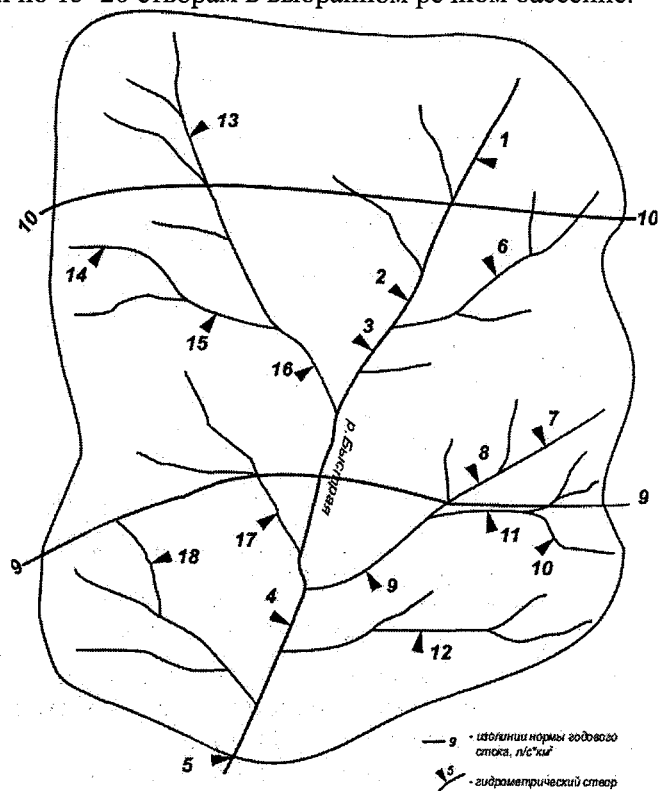


Рис. 2.11. Гидрографическая схема бассейна р. Быстрой с гидрометрическими створами

Последовательность расчетов:

1. Выделены порядки (классы) водотоков, используя объединенную схему Хортон–Ржаницына.
2. Определено число водотоков каждого порядка и вычислены их средние характеристики (F , L , $\bar{Q}_0$, $\bar{Q}_{\max, 1\%}$).
3. Построены графики зависимостей средних морфометрических (рис. 2.12) и гидрологических (рис. 2.13) характеристик от порядка водотоков и подобраны к ним аналитические выражения с расчетными параметрами.
4. Результаты проанализированы.

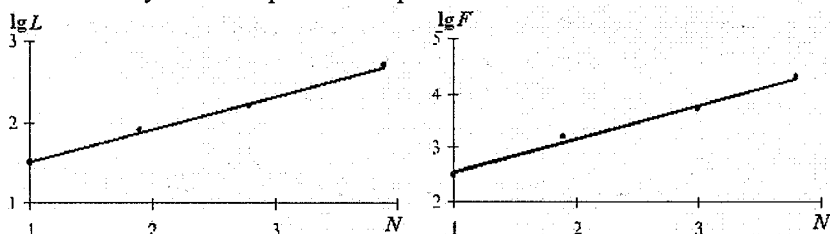


Рис. 2.12. Зависимость средних для данного порядка величин морфометрических характеристик от порядка водотока.
 a – длины реки b – площади водосбора

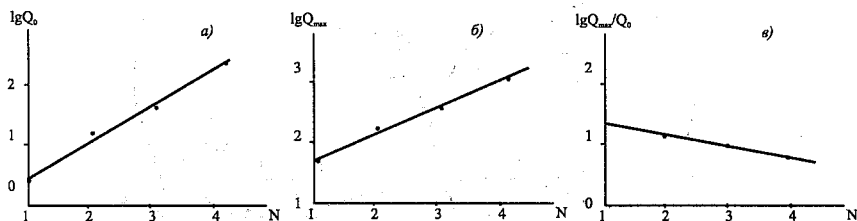


Рис. 2.13. Зависимость средних для данного порядка величин гидрологических характеристик.
 a – нормы стока; $б$ – максимального расхода;
 $в$ – отношения $Q_{\max}/Q_0$ от порядка водотока

Выполненные расчеты по полученным формулам для значений гидрологических и морфометрических характеристик различных порядков представлены в табл. 2.11 и 2.12.

На основании произведенных расчетов можно заключить, что для рек бассейна р. Быстрой зависимость морфометрических и гидрологических характеристик от порядка водотока прослежива-

ется довольно четко, разброс точек на графиках небольшой, что подтверждает положение о наличии общих закономерностей развития и строения речной системы. Полученные зависимости и формулы могут быть использованы для качественной оценки водности неизученных рек данного бассейна.

Таблица 2.11

Расчет средних значений коэффициентов для формул (2.21)–(2.24) по бассейну р. Быстрой

Порядок водотоков	L км	K_1	F км ²	K_2	Q_0 м ³ /с	K_3	$Q_{\max,1\%}$ м ³ /с	K_4
I	27,3		315		2,36		47,2	
II	67,9	2,49	1750	5,56	15,2	6,44	165	3,50
III	128	1,89	4540	2,59	41,9	2,76	331	2,01
IV	228	1,78	19600	4,32	180	4,3	982	2,97
Среднее		2,05		4,16		4,50		2,83

Таблица 2.12

Фактические и рассчитанные по формулам (2.21) – (2.24) значения морфометрических и гидрологических характеристик для рек различных порядков в бассейне р. Быстрой

Порядок водотоков	$\bar{L}_\phi$ км	$\bar{L}_p$ км	σ_L	$\bar{F}_\phi$ км ²	$\bar{F}_p$ км ²	σ_F	$\bar{Q}_{0\phi}$ м ³ /с	$\bar{Q}_{00}$ м ³ /с	σ_{Q_0}	$\bar{Q}_{\max,1\%}$ м ³ /с	$\bar{Q}_{\max,p,1\%}$ м ³ /с	$\sigma_{Q_{\max,1\%}}$
1	27,3	27,3		315	315		2,36	2,36		47,2		
2	67,9	56,0	17,6	1750	1310	25,1	15,2	10,6	30,3	165	134	18,8
3	128	115	10,2	4540	5450	20,0	41,9	47,8	14,1	331	378	14,2
4	228	235	3,15	19600	22700	15,8	180	215	19,4	982	1070	8,96
Среднее			10,3			20,3			21,3			14,0

Как видно из табл. 2.12 средняя ошибка расчета по формулам (2.21) – (2.24) составляет 10–20 %, а величина коэффициента K_1 близка к среднему значению этого коэффициента, полученному Н.А. Ржаницыным для степных бассейнов ЕТР.

Глава 3 РЕЧНОЙ СТОК

3.1. Основные стоковые характеристики

Водные объекты, характеризующиеся движением воды в направлении уклона в углублении земной поверхности (реки, ручьи, каналы и т. п.), объединяются понятием «водотоки».

С целью учета и сопоставления стока (водности) рек или стока в нескольких створах на одном водотоке используются различные характеристики стока.

Основной единицей измерения стока, характеризующей водность, например реки в конкретном створе (пункте) в заданный момент времени, является *расход воды*.

Расход воды выражается в кубических метрах за секунду (Q , $\text{м}^3/\text{с}$). Для сопоставления водности реки в створах или в различных реках используются значения среднего расхода воды за конкретный период времени – многолетний, за год, месяц, декаду, сутки и др. Способы его определения рассматриваются в курсе гидрометрии.

Суммарный сток характеризует объем воды, проходящей через данный створ реки за соответствующий период времени (год, месяц, сутки и т.д.) имеющий размерность кубический метр или кубический километр. Значение *среднего расхода* реки $Q_{\text{ср}}$ за любой интервал может быть получено путем деления величины объема стока W на соответствующий период времени T , выраженный в секундах, т. е.

$$Q_{\text{ср}} = \frac{W}{T}, \quad (3.1)$$

откуда $W = Q_{\text{ср}} T \cdot 86\,400$, (3.2)

где T – число суток; 86 400 – число секунд в сутках; $Q_{\text{ср}}$ – средний расход за интервал времени T , $\text{м}^3/\text{с}$.

Величина расхода находится в прямой зависимости от площади водосбора реки, поэтому расходы двух разных рек несравнимы

между собой, так как площади их водосборов неодинаковы. В этом случае для сравнения используют характеристику – *модуль стока*.

Модуль стока – количество воды, стекающей за одну секунду с единицы площади бассейна реки, или это расход воды с 1 км² бассейна. Таким образом, размерность модуля стока – л/(с·км²), и он определяется из соотношения:

$$M = q = \frac{Q_{\text{ср}} \cdot 1000}{F}, \quad (3.3)$$

где 1000 – коэффициент перевода из кубических метров в литры в секунду; F – площадь водосбора реки, км².

В современной гидрологической литературе многие гидрографические, стоковые и др. характеристики выражаются разными символами. Например, модуль стока « M » и « q », слой « h » и « y » и т.п.

В практике гидрологических расчетов сток нередко выражают, как и осадки, в миллиметрах слоя, считая, что весь объем стока равномерно распределен по площади бассейна. Зная объем стока (W м³) за какой-либо временной период и площадь водосбора реки (F км²), *слой стока* определяется из выражения:

$$h = y = \frac{W \cdot 10^3}{F \cdot 10^6} = \frac{W}{F \cdot 10^3}. \quad (3.4)$$

Значение в знаменателе 10^6 – переводное число квадратных километров в метры, а значение в числителе 10^3 – перевод в миллиметры.

Так как объем стока $W = Q_{\text{ср}} T$, то можно записать:

$$h = y = \frac{Q_{\text{ср}} T}{F \cdot 10^3}. \quad (3.5)$$

Значения слоя стока h и модуль стока M за год взаимосвязаны:

$$h = \frac{W}{F} = \frac{Q_{\text{ср}} T}{F \cdot 10^3} = \frac{MT}{10^3} = \frac{M \cdot 31,5 \cdot 10^6}{10^3} = M \cdot 31,5 \cdot 10^3, \quad (3.6)$$

где $31,5 \cdot 10^6$ – число секунд в году.

Аналогично можно получить зависимость для любого интервала времени. Например, за месяц (30 суток):

$$T = 30 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60 = 2,59 \cdot 10^6 \text{ с и } h = 2,59 \cdot M.$$

Откуда: для года — $M = \frac{h}{31,5} = 0,312h$, для месяца —

$$M = \frac{h}{2,59} = 0,386h.$$

Часто сток выражают в долях от суммы осадков за соответствующий интервал времени. Эта величина называется *коэффициентом стока* и представляет собой отношение слоя стока h с данной площади к слою осадков P , выпавших на эту площадь за общий интервал времени:

$$\alpha = \eta = \frac{h}{P}. \quad (3.7)$$

Коэффициент стока является безразмерной величиной, меньше единицы и показывает, какая доля осадков, выпавших в бассейне, стекает в реку.

Кроме перечисленных характеристик стока в гидрологических расчетах применяют так называемые *модульные коэффициенты*, представляющие собой отношение стока за какой-либо период к его среднему многолетнему значению за тот же период:

$$K_i = \frac{Q_i}{Q_{\text{ср}}} = \frac{W_i}{W_{\text{ср}}} = \frac{h_i}{h_{\text{ср}}} = \frac{M_i}{M_{\text{ср}}}. \quad (3.8)$$

Модульные коэффициенты характеризуют водность данного года по отношению к ее средней величине за период T : значение K больше единицы, указывает на многоводный год, а меньше единицы — на маловодный.

Таблица 3.1

Соотношение между основными характеристиками стока

Характеристика стока	$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	$M \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$y, \text{ мм}$	$W, \text{ м}^3$
Q	—	$10^{-3}MF$	$10^3 YF t^{-1}$	$W t^{-1}$
M	$10^3 Q F^{-1}$	—	$10^6 Y t^{-1}$	$10^3 W F^{-1} t^{-1}$
y	$10^{-3} Q F^{-1} t$	$10^{-6} M t$	—	$10^{-3} W F^{-1}$
W	$Q t$	$10^{-3} M F t$	$10^3 Y F$	—

Для удобства пересчета одной характеристики в другую можно воспользоваться табл. 3.1.

Время в табл. 3.1 дано в секундах. В зависимости от интервала, естественно, меняется и число секунд в нем. В табл. 3.2 приведены применяемые в гидрологических расчетах периоды и количество временных единиц в них.

Таблица 3.2

Продолжительность периодов

Период		В периоде содержится				
название	вид	суток	часов	минут	секунд	
					полных	в принятом сокр.
Год	Обычный	365	8760	525 600	3 153 600	$31,54 \cdot 10^6$
	Високосный	366	8784	527 040	31 622 400	$31,62 \cdot 10^6$
	Средний	365,25	8766	525 960	31 557 600	$31,56 \cdot 10^6$
Месяц	Февраль обычный	28	672	40 220	2 419 200	$2,42 \cdot 10^6$
	Февраль високосный	29	696	41 760	2 505 600	$2,51 \cdot 10^6$
Месяц	Апрель, июнь, сентябрь, ноябрь	30	720	43 200	259 200	$2,59 \cdot 10^6$
	Январь, март, май, июль, август, октябрь, декабрь	31	744	44 640	2 678 400	$2,68 \cdot 10^6$
	средний	30,43	730,5	43 830	2 629 800	$2,63 \cdot 10^6$
Декада	Последняя – февраль обычного года	8	192	11 520	691 200	$6,9 \cdot 10^6$
	Последняя – февраль високос- ного года	9	216	12 960	777 600	$7,8 \cdot 10^6$
	полная	10	240	14 400	864 000	$8,6 \cdot 10^6$
	Последняя – янва- ря, марта, мая, июля, августа, октября, декабря	11	264	15 840	950 400	$9,5 \cdot 10^6$
Неделя	Календарная	7	168	10 080	604 800	$6,0 \cdot 10^5$
Сутки	Календарная	1	24	1 440	68 400	$8,64 \cdot 10^4$

Пример расчета. Определить многолетние характеристики стока р. Вороны у п. Уварово.

Исходные данные: площадь бассейна $F = 9890 \text{ км}^2$, среднегодовые осадки 398 мм и среднегодовые расходы за период с 1956 по 1984 г. (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Средние расходы воды р. Вороны у п. Уварово за 1956–1984 гг.

№ п/п	Год	$Q_{\text{ср}},$ м ³ /с	$K_i = \frac{Q_i}{Q_{\text{ср}}}$	№ п/п	Год	$Q_{\text{ср}},$ м ³ /с	$K_i = \frac{Q_i}{Q_{\text{ср}}}$
1	1956	32,7	0,96	16	1971	26,9	0,79
2	1957	40,3	1,18	17	1972	11,7	0,34
3	1958	27,9	0,82	18	1973	21,2	0,62
4	1959	38,3	1,12	19	1974	36,3	1,07
5	1960	28,1	0,82	20	1975	20,4	0,60
6	1961	30,8	0,90	21	1976	24,2	0,71
7	1962	18,8	0,84	22	1977	42,5	1,25
8	1963	40,4	1,19	23	1978	36,9	1,08
9	1964	44,1	1,29	24	1979	76,7	2,25
10	1965	27,5	0,81	25	1980	40,3	1,18
11	1966	25,7	0,75	26	1981	57,8	1,70
12	1967	26,2	0,77	27	1982	28,1	0,82
13	1968	49,6	1,46	28	1983	38,1	1,12
14	1969	23,7	0,70	29	1984	16,9	0,50
15	1970	46,4	1,36				

Сумма 988,5

Среднее 34,1

Требуется:

Определить все многолетние характеристики стока р. Вороны за период наблюдений с 1956 по 1984 г.

Порядок выполнения работы:

Определив сумму среднегодовых расходов за весь период наблюдений ($\sum Q_i = 988,5 \text{ м}^3/\text{с}$), вычислим:

а) среднегодовой расход за период в 29 лет

$$Q_{\text{ср}} = \frac{\sum Q_i}{n} \cong 34,1 \text{ м}^3/\text{с};$$

б) суммарный объем стока

$$W = 34,1 \cdot 31,56 \cdot 10^6 \cong 1,08 \text{ км}^3;$$

в) слой стока

$$h = \frac{W}{F} = \frac{31560 \cdot Q_{\text{ср}}}{F} = \frac{31560 \cdot 34,1}{9890} = 108,8 \text{ мм} \approx 109 \text{ мм};$$

г) модуль стока

$$M = \frac{Q_{\text{ср}}}{F} 10^3 = \frac{34,1 \cdot 10^3}{9890} = 3,4 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)};$$

д) коэффициент стока

$$\alpha = \frac{109,0}{398} = 0,27.$$

3.2. Основные источники питания рек

3.2.1. Общие положения

Речной сток формируется в результате выпадения на поверхность бассейна дождей, поступления воды при таянии снежного покрова и дальнейшего стекания воды в русло реки по склонам и гидрографической сети и добегания ее до замыкающего створа. При этом происходит суммирование элементарных расходов и формируются половодья и паводки. Стеkanie воды осуществляется поверхностным или внутрипочвенным путем. Часть воды, поступившей на бассейн, инфильтруется в более глубокие подземные горизонты и поступает в русло реки значительно позже в виде грунтовых и подземных вод. Одновременно часть воды испаряется, часть задерживается в понижениях микрорельефа, т.е. формируются так называемые потери стока. От количества и интенсивности поступления на поверхность бассейна воды, скорости ее стекания и величины потерь зависят характер формирования половодий и паводков, их форма. Следует иметь в виду, что в формировании общего стока реки принимают участие и подземные воды. Однако для большинства рек наибольший вклад в суммарный годовой сток вносят воды половодий и паводков. Поэтому исследование закономерностей их формирования имеет большое научное и практическое значение.

Прежде чем рассматривать процесс стекания талых и дождевых вод и формирование паводков и половодий, следует проанализировать

зировать характер поступления воды на поверхность водосборов: рассмотреть закономерности выпадения дождей и поступления талых вод. При этом количество и распределение осадков во время дождя фиксируется непосредственно на постах (осадкомеры, плювиографы), и задача исследователя осреднить их по бассейну.

Значительно сложнее обстоит дело с определением поступления талых вод. В этом случае необходимо провести расчет снеготаяния, затем водоотдачи из снежного покрова с привлечением сведений о снегозапасах в бассейне и характере их залегания, а также метеорологических данных. Эти сведения содержатся в материалах наблюдений на метеостанциях.

Таким образом, для изучения условий формирования половодий и паводков необходимо располагать ходом дождя или водоотдачи из снежного покрова и планом бассейна с нанесенным рельефом, что дает возможность проектировать гидрограф в замыкающем створе. При этом выбирается необходимая расчетная единица времени (например, 1 час для малых бассейнов и сутки для больших) и учитываются возможные потери на испарение и инфильтрацию. Эти потери можно определять суммарно с помощью объемных или изменяющихся во времени коэффициентов стока.

3.2.2. Дождевая составляющая

По своему происхождению дожди делятся на внутримассовые и фронтальные. Каждый дождь может быть охарактеризован слоем выпавших осадков (мм), продолжительностью (минуты, часы, сутки), интенсивностью выпадения (мм/мин, мм/ч) и площадью орошения (км²). В зависимости от этих характеристик все дожди могут быть разделены на три группы:

- 1) ливни – короткие интенсивные дожди продолжительностью не более 2–3 ч со средней интенсивностью более 10–20 мм/ч;
- 2) ливневые дожди – продолжительностью от нескольких часов до 2–3 сут. со средней интенсивностью 2–10 мм/ч;
- 3) обложные дожди, имеющие продолжительность более 3–5 сут. и среднюю интенсивность до 2 мм/ч.

Ливни, как правило, охватывают одновременно площади от нескольких десятков до сотен квадратных километров, для них

характерно резкое убывание средней интенсивности во времени, а также убывание интенсивности от центра к периферии ливня. Ливни вызывают высокие паводки на малых водотоках, особенно, когда ими охвачена вся площадь бассейна. Ливни характерны для лесостепной и степной зон Европейской территории России.

Ливневые дожди отличаются значительной продолжительностью и интенсивностью. Они охватывают обширные пространства — порядка десятков и сотен тысяч квадратных километров. Ливневые дожди характерны как для равнинных, так и для горных районов — например, Карпат, Кавказа, Средней Азии и особенно для дальневосточных районов с муссонным климатом.

Для ливневых дождей характерно наличие нескольких максимумов дождя, более равномерное, чем в коротких ливнях, изменение интенсивности во времени и пространстве. Поскольку ливневые дожди большей частью имеют фронтальное происхождение, они обычно продвигаются по территории и последовательно охватывают значительные площади. Ливневые дожди вызывают высокие паводки на всех водосборах, как малых, так и больших.

Дожди обложного характера отличаются большой продолжительностью, небольшой интенсивностью, мало меняющейся во времени. Обложные дожди охватывают значительные площади и вызывают паводки на больших и средних реках, но значительно уступают по интенсивности паводкам, вызываемым ливневыми дождями.

В каждом дожде различают его начало (как правило, небольшая интенсивность, не дающая стокового эффекта), ядро (период с наибольшей интенсивностью) и окончание (интенсивность резко уменьшается).

Дожди могут иметь один или несколько максимумов (пиков). Серия следующих друг за другом дождей образует дождевые периоды. Для всех типов дождей существуют определенные закономерности выпадения во времени и в пространстве. Всегда наблюдается уменьшение интенсивности выпадения дождя с увеличением его продолжительности.

Уменьшение слоя выпавших осадков по площади происходит от центра дождя к его периферии. В то же время дождь на площади своего распространения может иметь несколько максимумов, следовательно, дождям свойственна «пятнистость» выпадения, которая минимальна у ливней.

3.2.3. Талые воды

Процесс таяния снега имеет чрезвычайно сложный характер и зависит от большого числа как метеорологических факторов, так и факторов подстилающей поверхности. Основными количественными характеристиками процесса таяния снежного покрова являются интенсивность и продолжительность снеготаяния. Продолжительность весеннего снеготаяния можно разбить на три периода:

- начальный период (сплошное залегание снежного покрова),
- период схода основной массы снега (пестрый ландшафт),
- период окончания снеготаяния (сход отдельных пятен снега).

Каждый период снеготаяния обладает своими особенностями и оказывает различное влияние на формирование элементов весеннего половодья.

Характерной особенностью первого периода является временное удержание талой воды снежным покровом в виде пленочной, подвешенной капиллярной и частично гравитационной воды. Отношение количества этой воды, удерживаемой снежным покровом, к общему количеству воды, содержащейся в данном объеме снега, представляет собой водоудерживающую способность снега и может быть выражено с помощью коэффициента водоудерживающей способности снега (α), равного отношению количества жидкой воды в данном объеме снега (h_*) к суммарному количеству воды в жидкой и твердой фазах, содержащемуся в том же объеме снега (мм):

$$\alpha = \frac{h_*}{h} 100\% . \quad (3.9)$$

Коэффициент α изменяется от 0,55 (для свежевыпавшего метелевого снега) до 0,15 (для крупнозернистого снега) в зависимости от плотности снега и степени его перекристаллизации при снеготаянии и в среднем для всего периода снеготаяния составляет около 0,30. Таким образом, в первый период снеготаяния в среднем стаивает на открытой местности около 30 % начальных запасов снега, но не наблюдается водоотдачи, т. е. поступления талой воды на поверхность почвы, поэтому этот период (ход интенсивности и длительность) не играет заметной роли в процессе весеннего половодья и лишь создает необходимые условия для следующей фазы снеготаяния.

Второй период снеготаяния характеризуется началом водоотдачи из снега и увеличивающимся числом и размером проталин — участков, освободившихся от снега. В этот период стает около 50 % снегозапасов к началу снеготаяния, а водоотдача в среднем составляет около 80 % снегозапасов к началу таяния (50 % второго периода снеготаяния плюс 30 % временно удержанной снегом воды в первом периоде снеготаяния). Следовательно, второй период снеготаяния формирует волну весеннего половодья и максимальные расходы воды на малых и средних реках.

В третьем периоде снежный покров залегает отдельными пятнами. В этот период осуществляется полный сход снега.

Талые воды этого периода не принимают участие в формировании максимальных расходов воды, а лишь увеличивают объем и длительность весеннего половодья.

Под водоотдачей из снега понимается процесс поступления на поверхность почвы избыточной (не удерживаемой снегом) гравитационной талой или дождевой воды. Вследствие водоудерживающей способности снега, как отмечено выше, водоотдачи нет в начальный период снеготаяния (первый период). Во второй и третий периоды снеготаяния водоотдача из снега превышает интенсивность снеготаяния за счет талой и дождевой воды, временно задержанной в первый период снеготаяния.

В отличие от дождей снеготаяние происходит чаще всего одновременно на больших территориях. При этом наблюдается *фронт снеготаяния* (начало снеготаяния), продвигающийся вслед за продвижением теплых воздушных масс, и *тыл снеготаяния* (момент исчезновения снежного покрова). Однако поступление воды из снега на поверхность бассейнов происходит неравномерно, главным образом, из-за неравномерности залегания снежного покрова.

3.2.4. Подземная составляющая

В среднем примерно 30 % речного стока формируется за счет подземных вод, которые залегают на различной глубине. В формировании стока рек неглубоко залегающие воды играют наиболее активную роль. Эти воды, как правило, заключены в осадочных породах (грунты, почвы) и легко разгружаются в реки, озера, раз-

личные депрессии в земной коре и участвуют в транспирации. Такие толщи горных пород носят название зоны активного водообмена. Отличительной чертой этой зоны является постоянное взаимодействие подземных вод и вод, находящихся на поверхности земли. Как правило, эти воды пресные, в редких случаях слабоминерализованные. Условно мощность этой гидродинамической зоны не более 0,3–0,5 км.

Формируются эти воды за счет выпадения атмосферных осадков и их инфильтрации.

Небольшая часть воды образуется за счет конденсации и сорбции (поглощения влаги частицами грунта), а также за счет вод рек, озер.

Условия залегания вод в зоне активного водообмена определяются геологическим строением территории, связанным с литологическим составом и структурой горных пород, наличием и глубиной залегания водопроницаемых пород, чередованием характера водовмещающих пород (песок, галька и т.п.) и водоупоров (глина, гранит и т.п.). Таким образом, формируются водоносные горизонты, располагающиеся на разной глубине. При этом вода может занимать как всю толщу водоносного горизонта, так и его часть. Поэтому подземные воды имеют уровень свободной поверхности. Существует несколько горизонтов подземных вод этой зоны. Начиная от поверхности земли, это почвенные, почвенно-грунтовые и грунтовые воды. Эти воды могут быть безнапорными и напорными. *Почвенные* воды залегают в толще почвенного покрова у самой дневной поверхности и не имеют под собой постоянного водоупора. Воды питаются атмосферными осадками, поэтому их максимальное пополнение наблюдается в сезоны дождей и таяния снежного покрова. Области их распространения совпадают с областями питания. *Почвенно-грунтовые* воды формируются на первом от поверхности земли водоупоре, их зеркало находится в почве. В отличие от почвенных вод, движение которых происходит вертикально вниз, почвенно-грунтовые воды движутся в направлении уклона. Мощность горизонта этого вида вод не превышает 2–5 м. Наибольшее их пополнение также происходит в период дождей и снеготаяния. *Грунтовые* воды чаще всего приурочены к рыхлым отложениям четвертичного периода. Эти воды безнапорные и могут

залегать в нескольких водоносных горизонтах. Глубина залегания этих вод увеличивается от пойм к водоразделам, а их горизонт опускается до 20–40 м в зависимости от географической зоны.

Все перечисленные горизонты подземных вод зоны активного водообмена дренируются речными руслами. Чем больше река, тем больше горизонтов подземных вод она вскрывает, и подземная вода поступает в реки. При этом наблюдается различное взаимодействие подземных и поверхностных вод, которое зависит от условий залегания водоносных горизонтов, глубины вреза русла, долин в толщу пород, плотности гидрографической сети и положения мест выхода подземных вод по отношению к уровню воды в реках. Последнее определяет наличие или отсутствие гидравлической связи между речными и подземными водами. *Гидравлическая связь отсутствует*, когда выход подземных вод находится выше уровня воды в реке и последний не оказывает влияния на режим подземных вод. *Гидравлическая связь существует*, когда выход подземных вод находится, наоборот, ниже уровня речных вод, изменение которых передается подземным водам.

Распределение подземного стока в реки по площади и во времени, как правило, неравномерно и в общем виде соответствует распределению поверхностного стока и атмосферных осадков, т.е. зависит от климата и особенностей подстилающей поверхности.

3.3. Расчет снеготаяния и водоотдачи

3.3.1. Существующие способы расчета снеготаяния

Метод водного баланса. При наличии данных снегосъемок на водосборных бассейнах интенсивность снеготаяния (α) может быть достаточно точно определена по уравнению водного баланса снежного покрова за время T :

$$\alpha = h_{\text{тн}} + P_{\text{т}} - E_{\text{т}} - h_{\text{тк}}, \quad (3.10)$$

где $h_{\text{тн}}$, $h_{\text{тк}}$ – суммарные запасы воды в снежном покрове и ледяной корке в твердой фазе в начале и конце расчетного промежутка времени, мм; $P_{\text{т}}$ – твердые осадки, мм; $E_{\text{т}}$ – испарение со снежного покрова, мм.

Формула (3.10) справедлива при отсутствии перераспределения снега по площади водосбора под воздействием ветрового пе-

реноса. В случае переноса снега на поверхности бассейна в правую часть этого уравнения вводится дополнительный член, равный разности отложения и выноса снега на рассматриваемом участке за тот же интервал времени.

Метод температурных коэффициентов. Этот способ является наиболее простым, но наименее точным из всех способов расчета интенсивности снеготаяния. Интенсивность снеготаяния вычисляется по формулам вида:

$$a = A + B \sum(+t_2) \quad (3.11)$$

или

$$a = K \sum(+t_2), \quad (3.12)$$

где A , B , K – коэффициенты, зависящие от целого комплекса физико-географических условий, определяющих тепловой баланс поверхности снега в период таяния; $\sum(+t_2)$ – сумма среднесуточных температур воздуха, измеренных на высоте 2 м.

В основу этого способа положено допущение о линейной зависимости средних суточных элементов теплового баланса от температуры воздуха, хотя на самом деле эта зависимость имеет нелинейный характер. Коэффициент K в формуле (3.12) показывает слой талой воды в миллиметрах, приходящийся на 1° положительной средней суточной температуры воздуха. Этот коэффициент носит название температурного коэффициента или коэффициента стаивания. Абсолютные значения его сильно меняются по годам и районам, так как зависят от метеорологических условий периода снеготаяния, характера весны и подстилающей поверхности. Так, по данным П.П. Кузьмина, в дружные весны $K \approx 6$ мм/ $^\circ\text{C}$, а в затяжные около 2,5 мм/ $^\circ\text{C}$. На величину K большое влияние оказывает соотношение радиационной и адвективной составляющих снеготаяния, которое резко меняется от года к году. Поэтому заметно различаются величины, измеренные в лесу и на открытой местности, а также на склонах разной экспозиции.

Несмотря на недостатки и приближенность этого способа, он, вследствие его простоты, находит применение в практике приближенных расчетов средних многолетних значений интенсивностей снеготаяния.

Формулы (3.11) и (3.12) применяются также при расчетах интенсивности таяния снежников в горных районах.

Метод Е.Г. Попова. В отличие от метода температурных коэффициентов метод Е.Г. Попова является более строгим и позволяет рассчитывать интенсивность снеготаяния как за сутки, так и раздельно за их светлую и темную часть.

Для расчета суточных величин (мм/сут.):

$$a = 7,1(1-r)(t_{\max} - t_2 - 0,2) - 2,8(t_2 - t_{\min}) + 1,5(t_2 - 0,5) V_{10}; \quad (3.13)$$

за светлую часть суток (мм/12ч):

$$a_d = 7,1(1-r)(t_{\max} - t_2 - 0,2) - 1,4(t_2 - t_{\min}) + 0,71(t_d - 0,5) V_d; \quad (3.14)$$

за темную часть суток (мм/12 ч):

$$a_n = 0,71V_n(t_n - 0,5) - 1,4(t_2 - t_{\min}), \quad (3.15)$$

где a , a_d , a_n — соответственно средняя суточная, средняя дневная и средняя ночная интенсивности снеготаяния; r — альbedo снега; t , $t_{\max}$, $t_{\min}$ — соответственно средняя суточная, максимальная и минимальная температуры воздуха; t_d и V_d — средняя температура воздуха и скорость ветра за дневные часы (07, 13, 19); t_n и V_n — то же за ночные часы (19, 01, 07).

Этот метод косвенно учитывает приток тепла к поверхности снега за счет прямой и рассеянной радиации, а также дает возможность оценить эффективное излучение и адвективную составляющую снеготаяния. Эти составляющие в уравнениях (3.13), (3.14) представлены соответственно первой, второй и третьей частями; в уравнении (3.15) первая часть отсутствует. Приведенные уравнения неприменимы для расчета интенсивности снеготаяния в дни с резким искажением суточного хода температуры воздуха при адвекции воздушных масс. Следует также учитывать, что эмпирические коэффициенты подобраны автором для лесной зоны Европейской территории России, поэтому применение уравнений для других территорий требует уточнения этих коэффициентов.

3.3.2. Метод теплового баланса (метод П.П. Кузьмина)

Наиболее точным и научно обоснованным методом расчета интенсивности снеготаяния в настоящее время является метод теплового баланса, разработанный П.П. Кузьминым.

Этот метод позволяет рассчитывать интенсивность снеготаяния за любые интервалы, т.е. дает возможность получить ее внут-

рисуточный ход. При условии использования репрезентативных метеорологических данных метод дает хорошие результаты.

На основании анализа общего уравнения теплового баланса снежного покрова П.П. Кузьмин предложил рассчитывать интенсивность снеготаяния по формуле:

$$S = S_{\text{ср}} - S_{\text{э.и}} \pm S_{\text{тт}}, \quad (3.16)$$

где S – суммарный приток тепла к снежному покрову (кал); $S_{\text{ср}}$ – суммарная солнечная радиация, поглощенная снежным покровом; $S_{\text{э.и}}$ – эффективное излучение, равное разности между излучением поверхности снега и поглощенным встречным излучением атмосферы; $S_{\text{тт}}$ – турбулентный теплообмен с атмосферой с учетом расхода тепла на испарение и конденсацию.

Алгебраическая сумма первых двух составляющих показывает радиационный источник тепла, третья составляющая – адвективный.

Наиболее точные расчеты интенсивности снеготаяния могут быть получены при наличии инструментальных измерений, составляющих теплового баланса. В других случаях могут использоваться эмпирические формулы определения составляющих теплового баланса по данным стандартных метеорологических наблюдений.

Определение составляющих теплового баланса при отсутствии актинометрических измерений производится следующим образом.

Суммарная солнечная радиация, поглощенная снежным покровом, вычисляется по формуле:

$$S_{\text{ср}} = (Q + q)_0 (1 - r) (1 - 0,2 N_o - 0,47 N_n), \quad (3.17)$$

где $(Q + q)_0$ – суммарная солнечная радиация при безоблачном небе, кал/(см² · сут.) (1 кал = 4,19 Дж в системе СИ); Q – прямая солнечная радиация; q – рассеянная радиация; r – альbedo снежного покрова в долях от единицы; N_o и N_n – общая и нижняя облачность в долях от единицы за светлую часть суток.

Эффективное излучение определяется по формуле:

$$S_{\text{э.и}} = \varepsilon \sigma T_{\text{п}}^4 - (0,62 + 0,05 \sqrt{e_2}) (1 + 0,12 N_o' + 0,12 N_n') \varepsilon \sigma T_{\text{а}}^4, \quad (3.18)$$

где ε – относительная способность длинноволновой радиации поглощаться верхним (действительным) слоем (для снега $\varepsilon = 0,99$); σ – постоянная Стефана–Больцмана, равная $8,26 \cdot 10^{-11}$ кал/(см²·мин·К⁴) = $1,188 \cdot 10^{-7}$ кал/(см²·сут·К⁴) = $5,67 \cdot 10^{-8}$ Дж/(м²·с·К⁴); $T_n = (273 + t_n)$ – абсолютная температура поверхности снега, где t_n – температура поверхности, °С; $T_a = (273 + t_2)$ – абсолютная температура воздуха на высоте 2 м над поверхностью снега; N_0 и N_n – общая и нижняя облачность, средняя за рассматриваемый период, в долях от единицы.

Турбулентный обмен с атмосферой, с учетом теплообмена на испарение и конденсацию, рассчитывается по формуле:

$$S_{\text{тт}} = \varepsilon_c \gamma V_{10} L, \quad (3.19)$$

где $\varepsilon_c = 0,878 \frac{1 + 0,547 V_{10}}{V_{10}}$ мм с/(м сут. °С); $\gamma = (t_2 - t_n) + 1,75(e_2 - e_n)$;

V_{10} – скорость ветра на высоте флюгера, м/с; e_2 и e_n – упругость водяного пара на высоте 2 м и максимальная упругость водяного пара при температуре поверхности снега, мбар; L – удельная теплота плавления, кал/г.

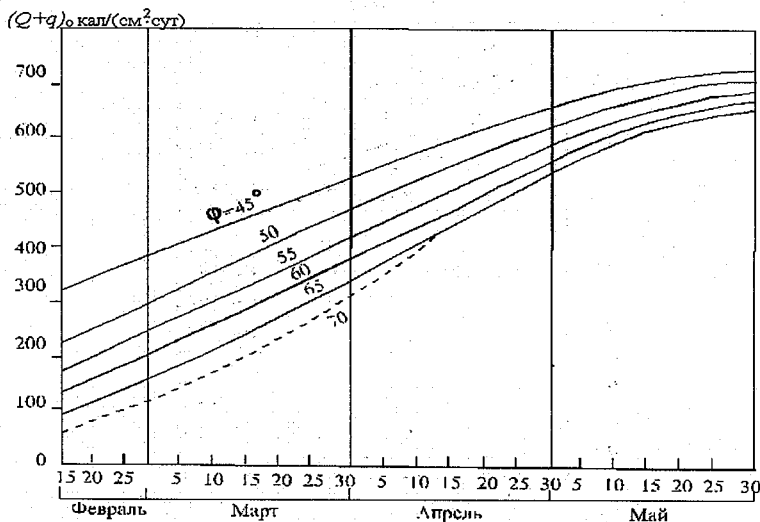


Рис. 3.1. Кривые зависимости величины $(Q + q)_0$ от широты местности φ и даты, на которую производится расчет

Подставив (3.17) и (3.18) в (3.19) и разделив на удельную теплоту плавления льда (80 кал/г или в системе СИ $334 \cdot 10^3$ Дж/кг), получим расчетную формулу интенсивности снеготаяния (мм/сут):

$$a = 0,125 [(Q + q)_0 (1 - r) (1 - 0,2N_0 - 0,47N_n) - 1440 \varepsilon \sigma T_n^4 + 1440(0,62 + 0,05 \sqrt{e_2}) (1 + 0,12N'_0 + 0,12N'_n) \varepsilon \sigma T_a^4] + \varepsilon_c \gamma V_{10}, \quad (3.20)$$

или в общем виде

$$a = a_{\text{ср}} + a_{\text{э.и}} + a_{\text{т.а}}. \quad (3.21)$$

Для облегчения расчетов по формуле (3.20) П.П. Кузьминым построены номограммы, по которым можно определить составляющие снеготаяния.

Для расчета $a_{\text{ср}}$ сначала, используя кривые зависимости, изображенные на рис. 3.1, определяется величина $(Q + q)_0$, которая зависит от широты φ и календарной даты, для которой производится расчет; величина альбедо снега r , определяемая состоянием снежного покрова, изменяется от 0,9 в начале таяния до 0,3 в конце. Учитывая, что дифференцированные величины r получить достаточно трудно, при массовых расчетах этот коэффициент принимается средним за весь период весеннего снеготаяния и равным 0,5.

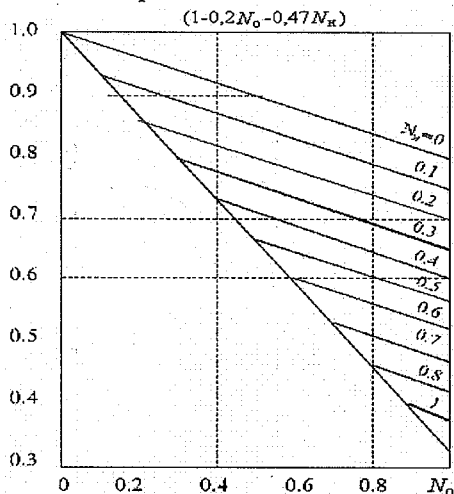


Рис. 3.2. Поправочный множитель $(1 - 0,2N_0 - 0,47N_n)$ в зависимости от общей N_0 и нижней N_n облачности

Поправочный коэффициент на облачность $(1 - 0,2N_0 - 0,47N_n)$ определяется по номограмме (рис. 3.2). При этом значения N_0 и N_n находят как средневзвешенное из наблюдений лишь за светлую часть суток в долях от единицы; при четырехсрочных наблюдениях

$$N = \frac{N_7 + 2N_{13} + N_{19}}{4}, \quad (3.22)$$

где индексы 7, 13, 19 обозначают соответствующие сроки наблюдений.

Само значение $a_{\text{ср}}$, всегда имеющее положительный знак, определяется по номограмме (рис. 3.3).

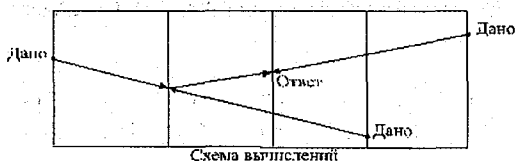
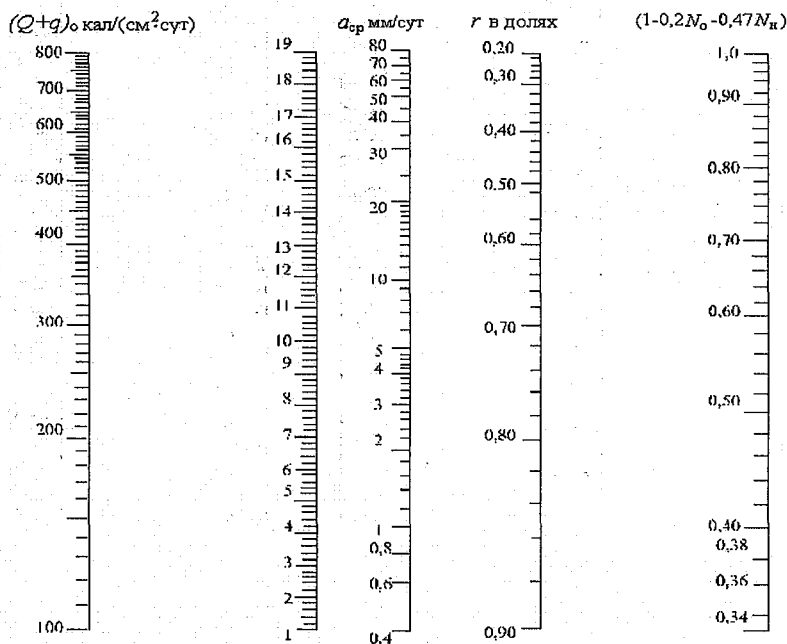


Рис. 3.3. Номограмма для вычисления составляющей $a_{\text{ср}}$.

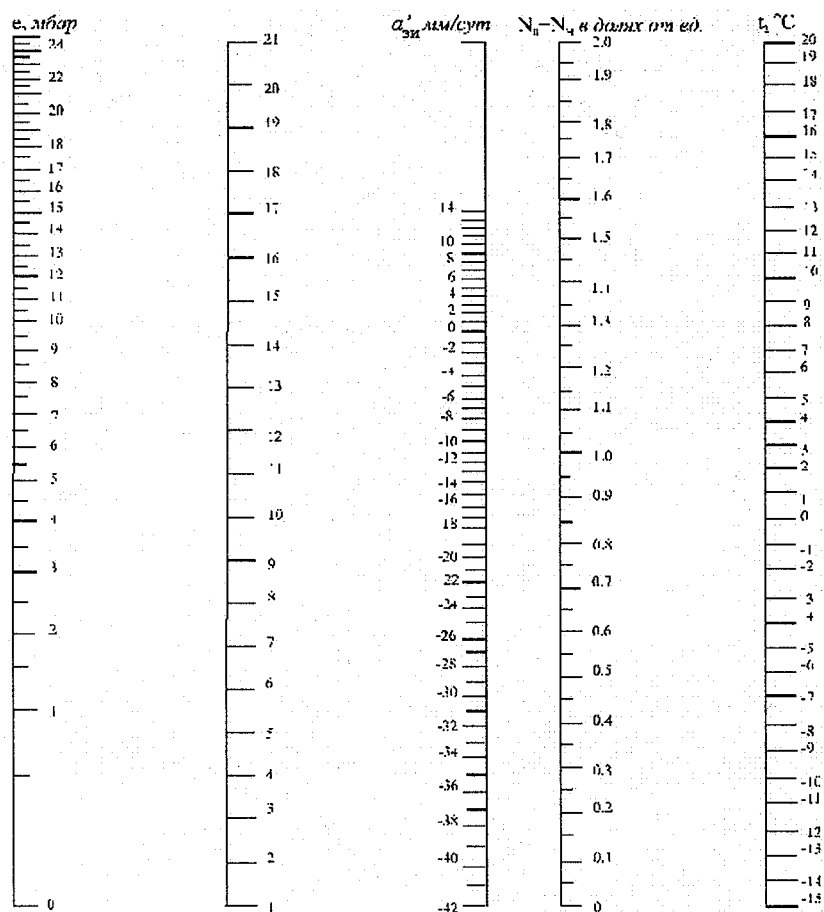


Рис. 3.4. Номограмма для вычисления составляющей a'_{3u}

t_u	0°C	-1	-3	-5	-7	-9	-11	-13	-15	-17	-19
Δ	0,0	1,1	3,6	5,9	8,1	10,4	12,6	14,8	16,9	18,9	20,9

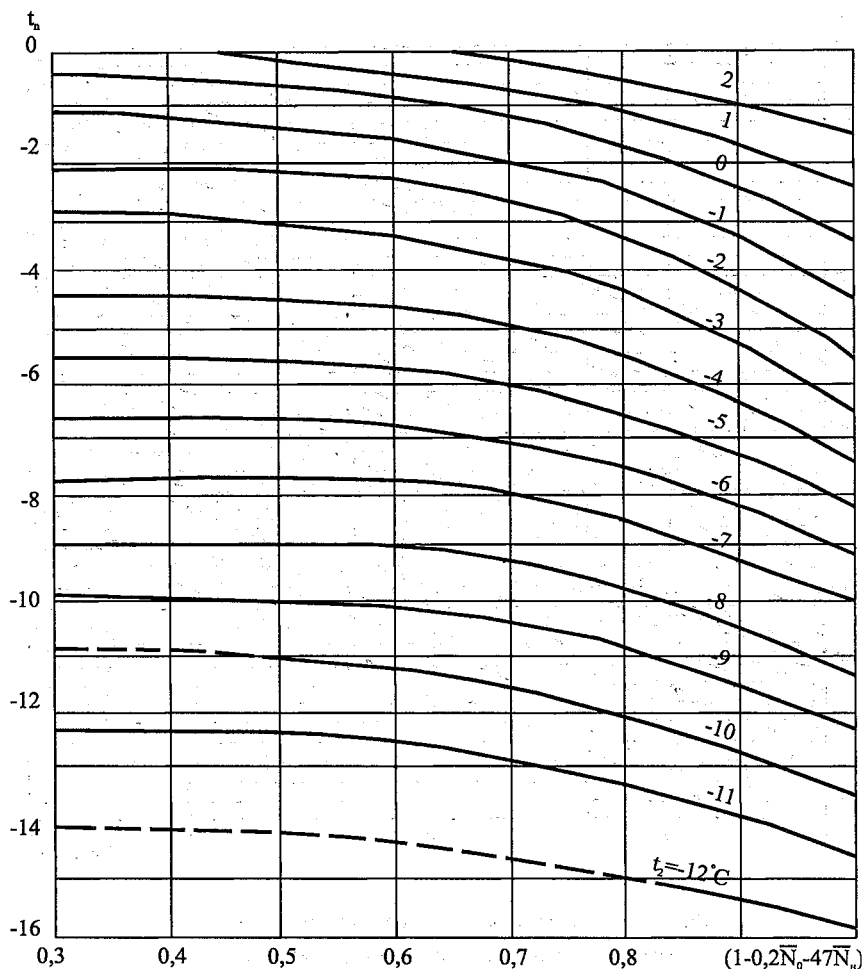


Рис. 3.5. Номограмма для вычисления температуры поверхности снега

Таким образом, при $t_n < 0^\circ\text{C}$ $a_{э,и} = a'_{э,и} + \Delta$; в случае $t_n = 0^\circ\text{C}$ $a_{э,и} = a'_{э,и}$.

Значение $a_{э,и}$, как правило, имеет отрицательный знак.

Для расчета $a_{т,а}$ сначала определяется значение γ (рис. 3.6) по разностям $(t_2 - t_n)$ и $(e_2 - e_n)$, где e_2 и e_n — средние суточные значения соответственно температуры и влажности воздуха по данным наблюдений.

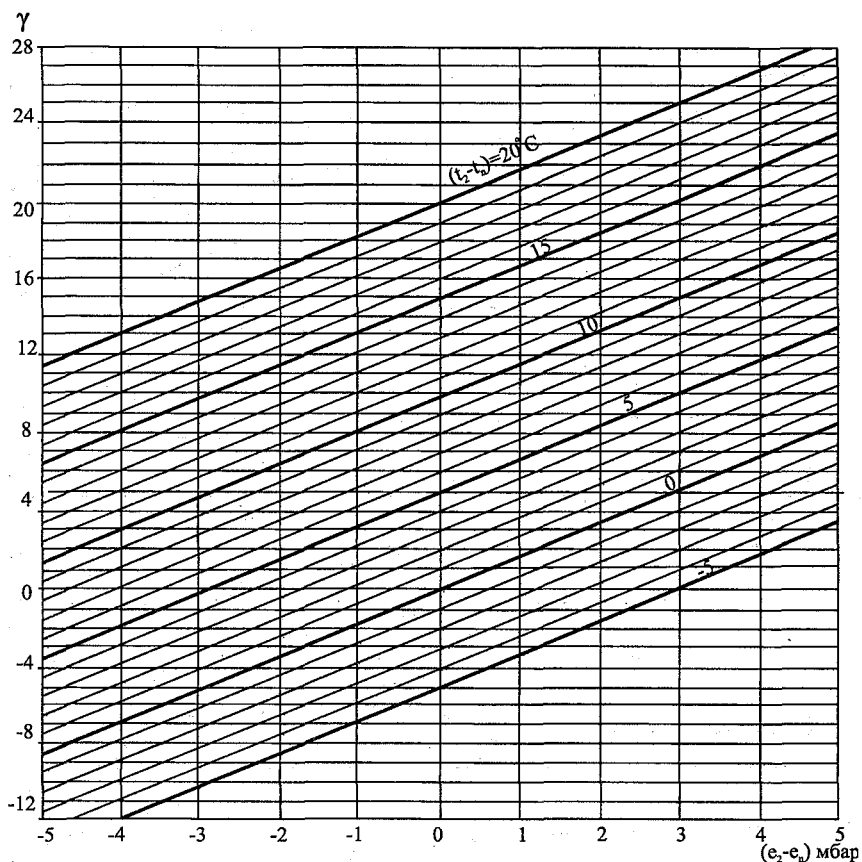


Рис. 3.6. Номограмма для определения величины γ
в зависимости от разности температуры $(t_2 - t_n)$
и упругости водяного пара $(e_2 - e_n)$

Максимальная упругость пара при температуре поверхности снега e_n определяется по значениям t_n (надо льдом) с помощью психрометрических таблиц (табл. 3.5). Значение $a_{т.а.}$ определяется с помощью номограммы (рис. 3.7) по величине γ и V_{10} . При этом знак γ определяет знак $a_{т.а.}$

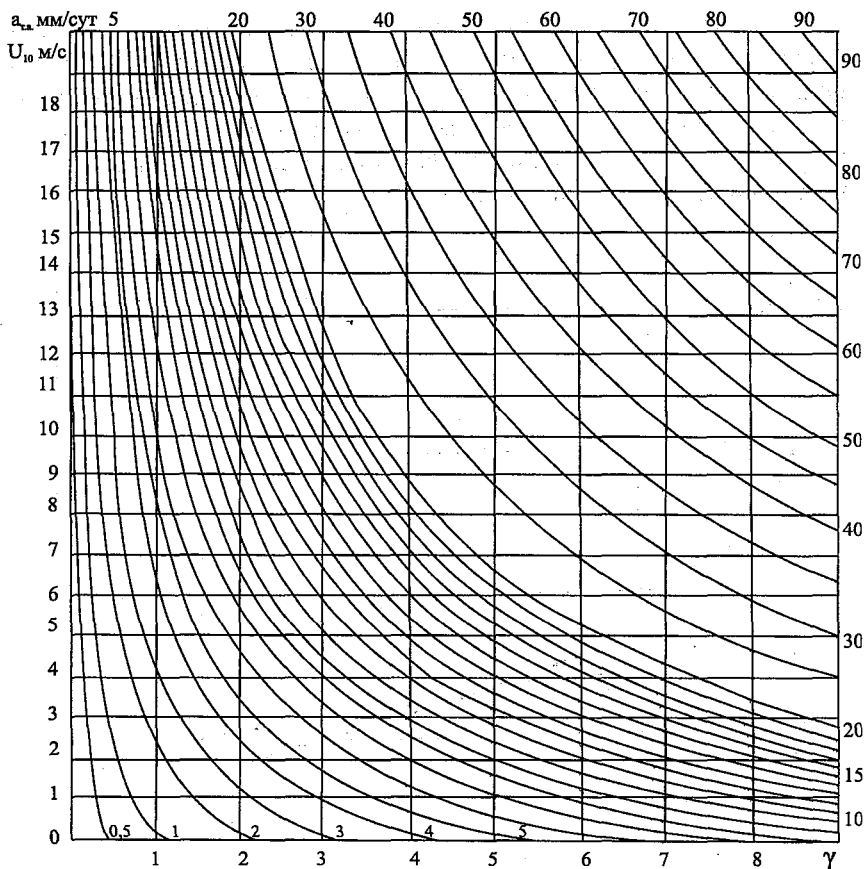


Рис. 3.7. Номограмма для вычисления составляющей $a_{т.а} = b_c \gamma u_{10}$

В отдельных случаях, когда абсолютные значения γ больше девяти, $a_{т.а}$ следует рассчитывать по формуле (3.19), исключая при этом составляющую L .

Значение суточной интенсивности таяния снега определяется простым алгебраическим суммированием вычисленных составляющих снеготаяния (3.21).

Расчитанные таким образом суточные интенсивности снеготаяния справедливы только при сплошном залегании снежного покрова и носят название неприведенной суточной интенсивности снеготаяния.

В случае несплошного залегания снежного покрова, что наблюдается во втором и третьем периодах снеготаяния, для определения приведенной суточной интенсивности снеготаяния необходимо значение его неприведенной интенсивности умножить на среднее суточное значение коэффициента покрытости площади снегом S в долях от всей площади (площади бассейна).

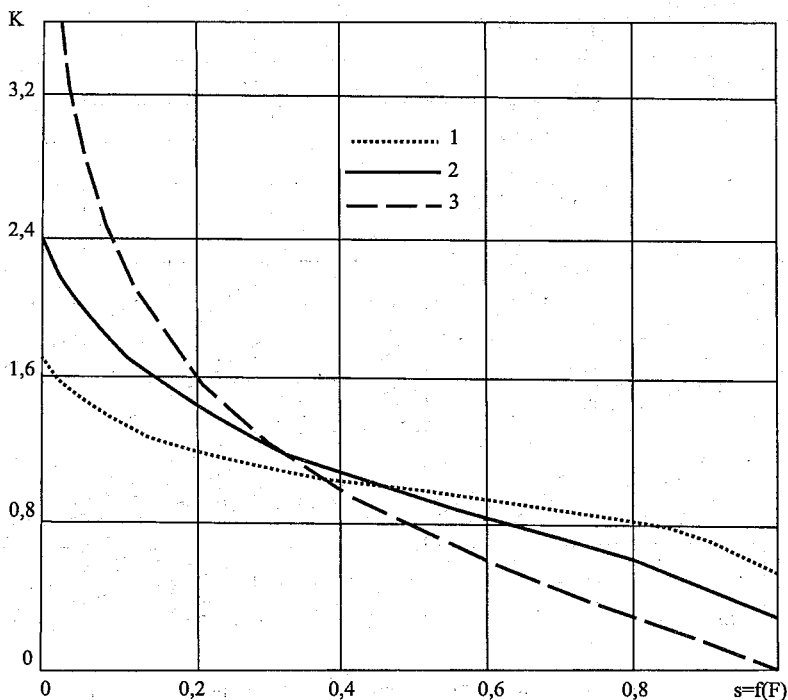


Рис. 3.8. Кривые распределения модульных коэффициентов снегозапасов по площади K .

1 — $C_v = 0,22$; 2 — $C_v = 0,45$; 3 — $C_v = 0,90$

Коэффициент покрытости S может быть определен по кривым распределения неравномерности залегания снежного покрова по площади. Эти кривые показывают зависимость изменения относительной мощности снежного покрова от покрытости рассматриваемой территории (бассейна) снегом. Форма этих кривых отражает характер неравномерности залегания снежного покрова и изменяется по географическим зонам. На рис. 3.8 представлены три

такие кривые, которые показывают неравномерности залегания снега в лесной зоне (кривая 1), лесостепной (кривая 2) и в зоне сухих степей (кривая 3), т. е. от слабо расчлененных залесенных бассейнов к открытым бассейнам, сильно расчлененных овражно-балочной сетью.

Суточные значения S определяются по одной из этих кривых по предварительно подсчитанным модульным коэффициентам K , которые представляют собой отношение суммарных неприведенных интенсивностей снеготаяния за те же сутки к среднему запасу воды в снеге на всей рассматриваемой площади $K_a = \sum \frac{a}{h}$. Следует отметить, что значения K_a и модульные коэффициенты снегозапасов

по площади $K_i = \frac{h_i}{h}$ равны между собой, так как $\sum a$ показывает слой таяния снега на тех участках, где он имеется, и в момент полного стаивания на участках $\sum a$ равен снегозапасам h_i на этих же участках. При малых значениях K , меньших или равных наименьшему модульному коэффициенту снегозапасов по площади, значения S принимаются равными единице – в этом случае вся площадь покрыта снегом. Среднее суточное значение S_{cp} определяется как полусумма значений S текущих и предшествующих суток.

Произведение неприведенной суточной интенсивности снеготаяния (a_i) на соответствующий средний суточный коэффициент покрытости поверхности снегом (S_{cp}) дает приведенную суточную интенсивность снеготаяния (a_n).

Характерными датами снеготаяния являются: дата начала снеготаяния τ_n , дата начала водоотдачи или появления проталин τ_v , дата схода основной массы снега τ_o и дата конца снеготаяния τ_k .

За начало снеготаяния принимаются первые сутки, в которые a составляет не менее 3 мм/сут., и при последовательном алгебраическом суммировании суточных интенсивностей снеготаяния, начиная от этой даты, сумма их не будет равняться нулю или иметь отрицательные значения. В противном случае за дату начала снеготаяния принимаются следующие сутки с $a \geq 3$ мм/сут. с тем же условием, чтобы последовательная сумма суточных интенсивностей снеготаяния не была равной нулю или отрицательной. Остальные три характерные даты снеготаяния определяются с помо-

щью коэффициента покрытости площади снегом. За даты начала водоотдачи $\tau_{\text{в}}$, схода основной массы снега $\tau_{\text{о}}$, конца снеготаяния $\tau_{\text{к}}$ принимаются первые сутки, в которых коэффициенты S соответственно равны или несколько меньше значений 0,975; 0,500; 0,025. Длительность трех периодов снеготаяния определяется по разности между $\tau_{\text{н}}$, $\tau_{\text{в}}$, $\tau_{\text{о}}$ и $\tau_{\text{к}}$. Т. е. продолжительность первого периода снеготаяния определяется разностью $\tau_{\text{в}} - \tau_{\text{н}}$, второго периода — $\tau_{\text{о}} - \tau_{\text{в}}$ и третьего — $\tau_{\text{к}} - \tau_{\text{о}}$.

Продолжительность периода водоотдачи из снега определяется по разности дат конца снеготаяния и начала водоотдачи из снега ($\tau_{\text{к}} - \tau_{\text{в}}$).

Среднее значение интенсивности снеготаяния за период водоотдачи из снега (приведенный и неприведенный слой) подсчитывается путем простого осреднения соответствующих интенсивностей снеготаяния за этот период, а максимальные значения их определяются путем выборки суточных значений неприведенной и приведенной интенсивностей снеготаяния.

Интенсивность снеготаяния на лесных участках (водосборах) значительно меньше, чем на открытых участках, вследствие уменьшения значений радиационной и адвективной составляющих снеготаяния под пологом леса.

Метеорологические станции обычно располагаются на открытой местности, поэтому данные непосредственных наблюдений, необходимые для расчета снеготаяния под пологом леса, часто отсутствуют. В связи с этим для лесистой местности целесообразно применять переходные коэффициенты, позволяющие определять степень снижения интенсивности снеготаяния на лесных участках по данным наблюдений на открытых пространствах (рис. 3.9).

Пример расчета снеготаяния (м/с Родино, 1955 г., апрель, $\varphi = 57^{\circ} 55'$)

Расчеты проведены с помощью номограмм 3.1–3.9 и сведены в табл. 3.5.

Дата начала расчета интенсивности снеготаяния ориентировочно установлена по значению средней суточной температуры воздуха, которая должна иметь отрицательные значения в течение двух-трех суток перед переходом ее через 0°C (в сторону положительных значений температуры).

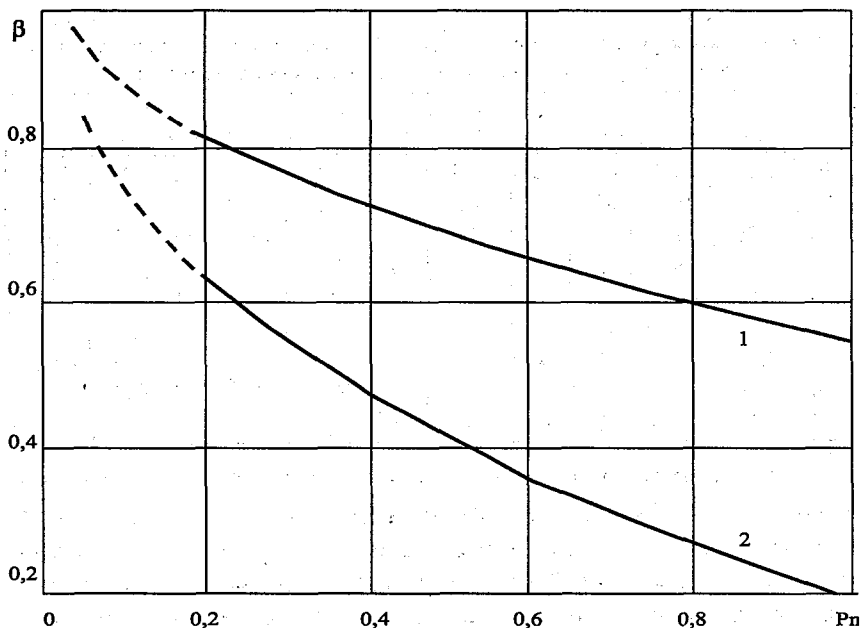


Рис. 3.9. Относительная интенсивность снеготаяния под пологом леса в зависимости от полноты и состава насаждений.

1 – лиственный лес, 2 – хвойный лес

Значения N_0 и N_{Π} в строках 2 и 3 (табл. 3.5) представлены в долях от единицы и рассчитаны по формуле (3.22). Величина $1 - 0,2N_0 - 0,47N_{\Pi}$ определена с помощью номограммы (рис. 3.2), а $a_{\text{ср}}$ (строка 5) – по номограмме на рис. 3.3. На этом же рисунке показана последовательность расчета.

На первой шкале отложены значения $(Q + q)_0$, на четвертой – значения r , принятых равными 0,5 для всех суток снеготаяния. Соединенные эти две точки прямой линией дали точку пересечения ее со второй вспомогательной шкалой. Затем на пятой шкале отложены значения поправочных коэффициентов на облачность (по данным четвертой строки) и соединены с той же прямой линией с засечкой на второй шкале. По точке пересечения второй прямой линии с третьей шкалой снято искомое значение $a_{\text{ср}}$. После определения N'_0 и N'_{Π} они просуммированы за каждые сутки (строка 9). Расчет $a_{\text{з.и}}$ проведен с помощью номограммы на рис. 3.4 по схеме, аналогично, как и при определении $a_{\text{ср}}$.

Таблица 3.4

Максимальная упругость водяного пара (надо льдом при отрицательных температурах воздуха, над водой – при положительных)

T , °C	E , мбар	t , °C	e , мбар	t , °C	e , мбар	t , °C	e , мбар	t , °C	e , мбар	t , °C	e , мбар
-20	1,05	-11	2,40	-2	5,18	7	10,0	16	18,2	25	31,7
-19	1,15	-10	2,62	-1	5,63	8	10,7	17	19,4	26	33,6
-18	1,26	-9	2,86	0	6,11	9	11,5	18	20,6	27	35,7
-17	1,39	-8	3,12	1	6,6	10	12,3	19	22,0	28	37,8
-16	1,52	-7	3,40	2	7,0	11	13,1	20	23,4	29	40,1
-15	1,67	-6	3,70	3	7,6	12	14,0	21	24,9	30	42,5
-14	1,83	-5	4,03	4	8,1	13	15,0	22	26,5	31	45,0
-13	2,00	-4	4,39	5	8,7	14	16,0	23	28,1	32	47,6
-12	2,19	-3	4,77	6	9,4	15	17,1	24	29,9	33	50,4

Температура поверхности снега определена по значениям $1 - 0,2N'_0 - 0,47N'_n$ и температуре воздуха t_2 °C с помощью номограммы на рис. 3.5. Численные значения поправки Δ определены по таблице, помещенной под номограммой на рис. 3.4, в зависимости от только что определенной температуры поверхности снега. При этом Δ определены лишь для тех суток, когда $t_n < 0$ °C, в остальных случаях $\Delta = 0$.

В строке 14 приведены значения эффективного излучения как суммы $a_{э.н} = a'_{э.н} + \Delta$.

Определение упругости водяного пара над снегом (строка 15) проведено с помощью психрометрической таблицы (табл. 3.4) по температуре поверхности снега t_n °C.

После вычисления разностей $t_2 - t_n$ и $e_2 - e_n$ с их помощью определено значение γ по номограмме (рис. 3.6). При этом эти значения могут иметь как положительный, так и отрицательный знак. Величина γ является вспомогательным членом при определении $a_{т.а}$, значения которых получены по номограмме (рис. 3.7). По данным средней суточной скорости ветра V_{10} и значению γ независимо от знака наносят точку на поле номограммы. Если точка попала на одну из кривых $a_{т.а}$, то значение ее читается по этой кривой. Если точка координат попала между кривыми, то значение $a_{т.а}$ определяют путем линейной интерполяции между значениями этих кривых. При этом знак γ определяет знак $a_{т.а}$.

Таблица 3.5

Расчет интенсивности снеготаяния методом теплового баланса.

Открытый речной водосбор в лесостепной зоне

(м/с Родино, 1955 г., апрель $\varphi = 57^\circ 55'$)

№ строки	Исходные данные и элементы расчета	Дата											
		13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	$(Q + q)_0$, кал	523	528	532	537	542	542	552	556	561	565	570	575
2	N_0	0,90	0,93	0,25	0	0	0,25	1,0	0,75	0,75	0	0	0,15
3	N_H	0,80	0,27	0,25	0	0	0	1,0	0	0	0	0	0
4	$1 - 0,2N_0 - 0,47N_H$	0,44	0,68	0,84	1,0	1,0	0,95	0,33	0,84	0,84	1,0	1,0	0,97
5	$a_{ср}$, мм	13	21	27	30	33	31	11	28	29	32	34	39
6	e_2 , мбар	3,5	3,4	4,6	4,6	4,4	4,3	4,5	5,2	4,2	3,6	4,3	4,8
7	N'_0	0,90	0,67	0,25	0	0	0,25	1,0	0,50	0,18	0	0	0,13
8	N'_H	0,10	0,27	0,25	0	0	0	1,0	0	0	0	0	0
9	$N'_0 + N'_H$	1,00	0,94	0,50	0	0	0,25	2,0	0,50	0,18	0	0	0,13
10	t_2 , °C	-7,5	-7,4	-2,6	-1,2	-0,4	-1,8	3,8	0,1	1,6	2,2	0,1	7,0
11	$a'_{э,н}$, мм	-24	-23	-21	-25	-22	-23	-4	-19	-20	-22	-23	-19
12	t_n , °C	-8,2	-8,4	-4,3	-4,6	-3,6	-4,9	0	0	0	0	0	0
13	Δ , мм	10	10	5	5	4	6	0	0	0	0	0	0
14	$a_{э,н}$, мм	-14	-13	-16	-20	-18	-17	-4	-19	-20	-22	-23	-19
15	e_n , мбар	3,1	3,0	4,3	4,2	4,5	4,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1
16	$t_2 - t_n$, °C	0,7	1,0	1,7	3,4	3,2	3,1	3,8	0,1	1,6	2,2	0,1	3,0
17	$e_2 - e_n$, мбар	0,23	0,38	0,3	0,4	-0,1	0,2	-1,6	-0,9	-1,9	-2,5	-1,8	-1,3
18	γ	0,8	1,5	1,9	3,9	3,0	3,0	0,7	-1,9	-2,2	-2,7	-3,5	0,3
19	V_{10}	1,5	1,7	2,2	5,5	4,0	2,0	2,0	1,8	5,5	6,5	5,6	2,5
20	$a_{т,а}$	1,1	2	4	13	7	5	1	-3	-7	-10	-12	1
21	a мм	0	9	15	23	22	19	8	6	2	0	-1	21
22	Σa мм	0	9	24	47	69	88	96	102	104	104	103	124
23	$K_a = \Sigma a/h_{ср}$	0	0,19	0,50	0,98	1,44	1,83	2,00	2,12	2,17	2,17	2,15	2,58
24	S	1	1	0,90	0,47	0,15	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0
25	$S_{ср}$	1	1	0,95	0,68	0,31	0,10	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
26	$a_n = aS$	0	9	14,2	15,6	6,82	1,90	0,32	0,18	0,04	0	-0,02	0,28
27	Характерные даты		τ_n		τ_b								τ_k

Общее количество талой воды (неприведенный слой), образовавшейся под действием радиационной и адвективной составляющих, определено как $a = a_{ср} + a_{э,н} + a_{т,а}$ (строка 21). Далее выполнено суммирование a (строка 22).

При вычислении модульных коэффициентов K_a (строка 23) значение $\sum a$ разделено на величину максимальных снегозапасов перед началом таяния $h_{cp} = 48$ мм. Величины K использованы для определения степени покрытости бассейна снегом S , которая получена с помощью кривой на рис. 3.8. В данном примере расчет интенсивности снеготаяния произведен для открытого речного водосбора лесостепной зоны, поэтому расчетной кривой распределения снегозапасов по площади служит кривая 2. По значениям K_a на каждые сутки проведены прямые, параллельные оси абсцисс, до пересечения с этой кривой; абсцисса точки пересечения определяет значение коэффициента S в долях от площади бассейна. При значениях S от 0 до 0,3 прямые, параллельные оси абсцисс, не пересекаются с кривой обеспеченности, т.е. вся площадь бассейна реки покрыта снегом и $S = 1,0$ (строка 24).

Расчет интенсивности снеготаяния заканчивается при значениях $S = 0$. Далее определены средние значения S_{cp} за эти сутки, вычисленные как полусумма S текущих и предшествующих суток (строка 25).

Выполненные расчеты позволили определить приведенный слой снеготаяния как aS_{cp} (строка 26). Закончен расчет установлением характерных дат снеготаяния (строка 27) и продолжительности периодов снеготаяния. Начало снеготаяния приходится на 14 апреля, и напротив этой даты ставится символ τ_n . Даты τ_b , τ_o и τ_k приходятся соответственно на 14, 16 и 24 апреля.

Водоотдача из снежного покрова началась в тот же день, что и таяние (14 апреля). Период от начала таяния до момента схода основной массы снега равен – 2 сут., период от схода основной массы снега до окончания таяния равен – 8 сут. Средняя интенсивность снеготаяния равна (приведенный слой) $48,3 / 11 = 4,4$ мм/сут. Максимальные значения интенсивности (неприведенный и приведенный слой) определены путем выборки из суточных значений (строки 21 и 26) $a = 23$ мм/сут, $a_n = 15,6$ мм/сут.

Определение доли адвективной составляющей снеготаяния произведено путем суммирования положительных значений a за период снеготаяния и определения отношения

$$\frac{\sum a_{т.а}}{\sum a} = \frac{34,1}{124} = 0,28 \text{ (28 \%)} \quad (3.23)$$

Следовательно, доля радиационной составляющей снеготаяния равна 72 %.

3.3.3. Расчет водоотдачи из снега

Метод баланса жидкой фазы в снежном покрове. При наличии данных наблюдений за интенсивностью снеготаяния и вододерживающей способностью снега на водосборных бассейнах водоотдача из снега за период между сроками наблюдений может быть достаточно точно определена по уравнению:

$$B = a + (h_{ж.н} - h_{ж.к}) + P_{ж} - E_{ж} \quad (3.24)$$

где B – водоотдача из снега; a – интенсивность снеготаяния; $h_{ж.н}$ и $h_{ж.к}$ – количество жидкой воды, содержащейся в снеге соответственно в начале и конце расчетного промежутка; $P_{ж}$ – количество жидких атмосферных осадков; $E_{ж}$ – испарение воды, содержащейся в снеге.

Величина a рассчитывается по уравнению теплового баланса снежного покрова (3.20), используя данные детальных наблюдений за составляющими теплового баланса снежного покрова, либо приближенно – по данным стандартных метеорологических наблюдений; количество жидкой воды, содержащейся в снеге, определяется по данным снегомерных съемок, а количество жидких осадков и испарение воды, содержащейся в снеге, определяются по показаниям осадкомеров и испарителей. Как правило, испарение со снега в период снеготаяния незначительно и в практических расчетах им можно пренебречь.

Метод водного баланса снежного покрова. Простым и надежным способом определения водоотдачи из снега при учащенных снегомерных съемках является расчет по уравнению водного баланса:

$$B = (h_n - h_k) + P_t + P_{ж} - E_t - E_{ж} + \Delta Q, \quad (3.25)$$

где h_n и h_k – общие запасы воды в снежном покрове в начале и конце расчетного интервала; P_t и $P_{ж}$ – твердые и жидкие атмосферные осадки; E_t и $E_{ж}$ – испарение твердой и жидкой фазы с поверхности снега; $\Delta Q = (Q_{отл} - Q_{сн})$, где $Q_{отл}$ и $Q_{сн}$ – отложения сне-

га, принесенного со стороны, и снос его ветром за пределы изучаемой территории.

Как правило, величины E_t , $E_{ж}$ и ΔQ в период снеготаяния малы и ими можно пренебречь. Следовательно, водоотдача из снега равна убыли запасов воды в снеге, рассчитанной по данным снегомерных съемок и количеству атмосферных осадков в период между съемками.

Метод А.Г. Ковзеля. Расчет водоотдачи из снега базируется на теплобалансовом методе расчета интенсивности снеготаяния П.П. Кузьмина.

В основу схемы расчета водоотдачи из снега положен графоаналитический способ учета регулирования талых вод снежным покровом в условиях неравномерного распределения запасов воды в снеге по площади.

В случае *равномерного распределения* запасов воды в снеге по площади и постоянства коэффициента водоудерживающей способности (при отсутствии осадков и испарения) суммарная водоотдача на любой момент снеготаяния может быть определена по уравнению:

$$\Sigma B = \Sigma a - ah + \alpha \Sigma B, \quad (3.26)$$

где ΣB – суммарный слой водоотдачи, мм; Σa – суммарный слой воды, образовавшийся за счет снеготаяния, мм; α – коэффициент водоудерживающей способности снега; h – общий запас воды в снеге к началу таяния, мм слоя.

При условии полного насыщения снега водой и при $\alpha = 0,3$ из (3.26) следует:

$$\Sigma B = \frac{\Sigma a}{1 - 0,3} = 1,43 \Sigma a, \quad (3.27)$$

т.е. суммарная водоотдача из снега (или ее интенсивность) для периода водоотдачи в 1,43 раза больше суммарного слоя таяния (интенсивности) за тот же период.

При *неравномерном распределении* запасов воды в снеге по площади водосбора ход водоотдачи будет весьма пестрым. Сначала талая вода будет удерживаться снежным покровом и водоотдача из снега на тех или иных участках водосбора не наступит до тех

пор, пока на них суммарный слой таяния Σa не превысит величину, равную $0,3h$. Чем меньше запас воды в данной точке, тем меньше по абсолютному значению должен быть суммарный слой таяния для того, чтобы произошла водоотдача из снега. Поэтому на участках, где запасы воды в снеге наименьшие, водоотдача наступит раньше, чем на участках, где они больше и где будет происходить только накопление талой воды в результате водоудерживающей способности снега. По мере увеличения суммарного слоя таяния Σa процесс водоотдачи захватывает все новые площади на рассматриваемом бассейне.

Расчет водоотдачи из снега при неравномерном распределении запасов воды в снеге по площади А.Г. Ковзель предложил производить по кривым распределения снеготаяния с предварительным расчетом интенсивности снеготаяния по методу теплового баланса.

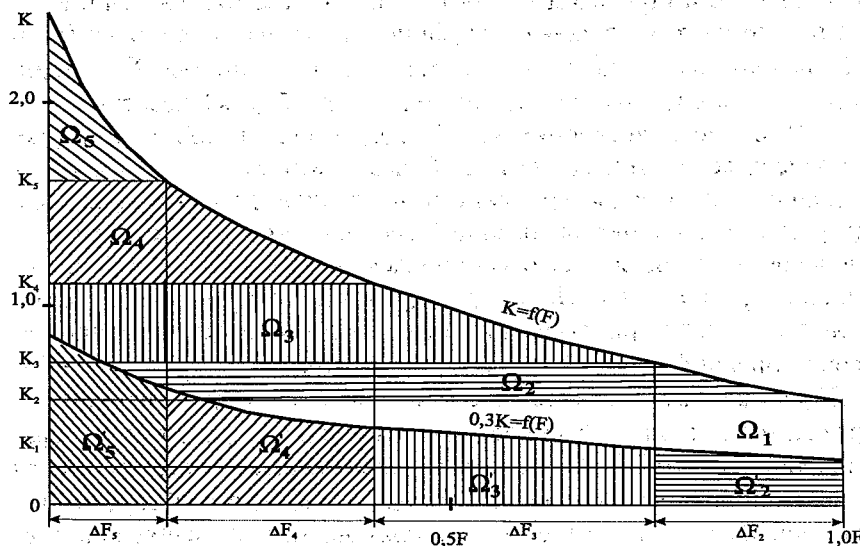


Рис. 3.10. Кривая обеспеченности запасов воды в снеге перед началом таяния по площади водосбора (схема расчета водоотдачи из снега)

На рис. 3.10 представлена одна из кривых. Здесь, помимо $K_a = f(F)$, построена другая кривая зависимости водоудерживающей способности снега от площади бассейна $0,3K = f(F)$. Коэффициент

водоудерживающей способности снега принят постоянным и равным 0,3. Значения K – модульные коэффициенты снегозапасов, практически совпадающие с модульными коэффициентами таяния.

На рис. 3.10 видно, что при малых значениях K (от 0 до K_1) водоотдачи из снега не будет ни в одной точке в пределах бассейна, так как содержание талой воды нигде не превышает водоудерживающей способности снега (модульный коэффициент снегозапасов K_1 соответствует 0,3 от наименьших запасов воды в снеге в пределах бассейна).

При значениях K_a от K_1 до K_2 водоотдача из снега будет происходить только с той части площади водосбора, на которой $K_a > K_1$ (значение K_2 равно значению K_1 наименьших запасов воды в снеге в пределах бассейна). Модульный коэффициент водоотдачи $K_a = \Sigma B/h$ в этом случае численно равен площади фигуры Ω , ограниченной снизу кривой $0,3K = f(F)$ и сверху – прямой, параллельной оси абсцисс и проходящей через K_2 . В этот период времени, в течение которого модульный коэффициент таяния меняется от K_1 до K_2 , водоотдача из снега определяется лишь разностью $\Sigma a - 0,3h$, так как снег еще полностью покрывает водосборный бассейн.

При любых значениях $K_a > K_2$ водоотдача из снега будет уже определяться не только указанной выше разностью, но и высвобождением талой воды, временно задержанной снежным покровом (в результате водоудерживающей способности снега) с той части водосбора, которая уже освободилась от снега, т.е. с той части площади, где $K_a > K_2$. Поэтому модульный коэффициент приращения водоотдачи при изменении K_a от K_2 до K_3 будет численно равен площади фигуры Ω , ограниченной кривыми $K = f(F)$ и $0,3K = f(F)$ и прямыми, параллельными оси абсцисс и проходящими через K_2 и K_3 , плюс численное значение площади фигуры Ω'_2 , ограниченной кривой $0,3K = f(F)$ и осью абсцисс в пределах части площади ΔF_2 , освободившейся от снега. Последнюю определяют как абсциссу точки пересечения прямой, параллельной оси абсцисс и проходящей через K_3 , с кривой обеспеченности $K = f(F)$.

Модульный коэффициент приращения водоотдачи для следующего интервала времени, в течение которого модульный коэффициент таяния K_a изменяется от K_3 до K_4 , численно равен сумме двух площадей Ω_3 и Ω'_3 . Численные значения этих площадей подсчитываются аналогично определению Ω_2 и Ω'_2 , изложенному выше, и т.д.

Найденные таким образом значения модульных коэффициентов приращения водоотдачи, умноженные на средние запасы воды в снеге на водосборе, дают абсолютные значения водоотдачи за соответствующие интервалы времени, т.е. $B = \Delta K_b \cdot h$.

В результате расчета изложенным выше способом получаются приведенные слои водоотдачи, так как они учитывают долю площади водосбора, на которой водоотдача происходит.

Рассмотренный способ расчета водоотдачи из снега достаточно точен и дает наглядное представление о процессе регулирования талой воды снежным покровом, неравномерно распределенным по площади. Однако применение этого способа в изложенном выше виде для расчета водоотдачи из снега требует всякий раз выполнения некоторых графических построений, планиметрирования площадей, что делает его весьма трудоемким. Поэтому А.Г. Ковзель несколько упростил схему расчета и получил зависимость коэффициента водоотдачи от трех параметров: модульного коэффициента снеготаяния (K_a), водоудерживающей способности снега (α) и вида (номера) кривой распределения снега, представленной на рис. 3.8, т.е. от значения S_v .

При этом переменной является величина K_a . Значения же α и выбранный вид кривой приняты постоянными и определенными для начальных условий и в процессе снеготаяния не корректируются. Соотношение между искомыми величинами K_b и рассчитанными K_a (см. разд. 3.3.2 «Метод теплового баланса») для трех видов кривых распределения снега при $\alpha = 0,3$ приведены в табл. 3.6.

При расчете водоотдачи из снега по рассматриваемой упрощенной схеме с помощью табл. 3.6 определяются по суточным значениям неприведенных интенсивностей снеготаяния суммарные слои стаивания на каждые сутки $\sum a$ путем последовательного алгебраического суммирования суточных значений a (от начала до конца снеготаяния). Затем подсчитываются модульные коэффициенты суммарных неприведенных интенсивностей снеготаяния на

каждые сутки $K_a = \frac{\sum a}{h_{\text{ср}}}$, где $h_{\text{ср}}$ — средние запасы воды в снеге на

рассматриваемой площади перед началом таяния, которые обычно определяются достаточно надежно по материалам сплошных или ландшафтных снегомерных съемок (в зависимости от размера во-

досбора). При отсутствии данных снегомерных съемок средние запасы воды в снеге для водосборов приблизительно могут быть определены по картам изолиний запасов воды в снеге перед началом таяния по методике, аналогичной определению средних осадков для бассейна способом изогьет (см. разд. 4.2.1).

Таблица 3.6

Значения модульных коэффициентов водоотдачи из снега $K_a = \frac{\sum B}{h}$

при $\alpha = 0,3$

K_a	Номер кривой			K_a	Номер кривой		
	1	2	3		1	2	3
0,0	0,000	0,000	0,000	2,7			0,899
0,1	0,000	0,000	0,008	2,8			0,909
0,2	0,000	0,013	0,036	2,9			0,918
0,3	0,037	0,055	0,079	3,0			0,926
0,4	0,126	0,124	0,130	3,1			0,933
0,5	0,235	0,213	0,186	3,2			0,939
0,6	0,355	0,313	0,244	3,3			0,945
0,7	0,465	0,404	0,300	3,4			0,951
0,8	0,577	0,436	0,354	3,5			0,956
0,9	0,685	0,581	0,406	3,6			0,961
1,0	0,783	0,660	0,456	3,7			0,966
1,1	0,860	0,730	0,504	3,8			0,970
1,2	0,916	0,790	0,549	3,9			0,974
1,3	0,958	0,839	0,591	4,0			0,978
1,4	0,981	0,879	0,630	4,1			0,981
1,5	0,993	0,911	0,665	4,2			0,984
1,6	0,997	0,936	0,696	4,3			0,987
1,7	1,000	0,957	0,724	4,4			0,990
1,8		0,970	0,749	4,5			0,992
1,9		0,980	0,771	4,6			0,994
2,0		0,987	0,792	4,7			0,995
2,1		0,992	0,812	4,8			0,996
2,2		0,995	0,830	4,9			0,997
2,3		0,997	0,847	5,0			0,998
2,4		0,998	0,862	5,1			0,999
2,5		0,999	0,876	5,2			1,000
2,6		1,000	0,888				

При значительных похолоданиях в период снеготаяния, когда непрерывно нарастающая сумма отрицательных суточных значений достигает величины, эквивалентной замерзанию слоя воды,

равного 0,2–0,3 и более оставшихся снегозапасов, последовательное алгебраическое суммирование суточных значений следует прервать с момента, когда они стали отрицательными.

За начало нового этапа последовательного суммирования значений a после похолодания следует принять первые сутки с положительным значением интенсивности снеготаяния, равным или большим 3 мм/сут. При этом для получения интегральной суммы таяния для всего периода снеготаяния необходимо все последующие суточные значения a прибавить к суммарной неприведенной интенсивности снеготаяния последних суток перед похолоданием.

При незначительных похолоданиях для тех суток, где a имеет отрицательный знак, значения K_a не подсчитываются.

Вид кривой $K_a = f(F)$ выбирается по данным о неравномерности залегания снега на водосборе. При отсутствии данных снегосъемок номер кривой назначается, исходя из местоположения исследуемого бассейна (см. рис. 3.8).

Начальные значения коэффициента водоудерживающей способности снега α наиболее надежно рассчитываются по начальной плотности сухого снега перед таянием как для открытой, так и для облесенной местности (под пологом леса) по методике, подробно изложенной в Трудах ГГИ, вып. 99, 1962, или приближенно:

$$\alpha = \frac{0,11}{\rho_n} - 0,11, \quad (3.28)$$

где ρ_n — плотность снега перед началом таяния, г/см³.

Для расчета водоотдачи из снега по начальным значениям коэффициента водоудерживающей способности снега выбирается соответствующая таблица суммарных значений модульных коэффициентов водоотдачи (табл. 3.6 при $\alpha = 0,3$).

По суточным значениям K_a и номеру выбранной кривой распределения путем интерполяции определяются суммарные значения модульных коэффициентов водоотдачи из снега за каждые сутки (K_a). Разность значений текущих и предшествующих суток представляет собой модульный коэффициент приращения водоотдачи за сутки (ΔK_a). Отсюда абсолютное суточное значение водоотдачи из снега (приведенный слой) составит $B = \Delta K_a h$.

Таблица 3.7

Расчет водоотдачи из снега (апрель 1955 г., м/ст Родино).

Кривая № 2, $\alpha = 0,3$; $h_{cp} = 48$ мм

№ строки	Исходные данные и элементы расчета	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1	a , мм/сут.	0	9	15	23	22	19	8	6	2	0	-1	21
2	Σa , мм/сут.	0	9	24	47	69	88	96	102	104	104	103	124
3	K_a	0	0,19	0,50	0,98	1,44	1,83	2,00	2,12	2,17	2,17	2,15	2,58
4	K_b	0	0,009	0,213	0,644	0,842	0,973	0,987	0,992	0,994	0,994	0,443	1,00
5	ΔK_b	0	0,009	0,204	0,431	0,248	0,081	0,014	0,005	0,002	0,002	0	0,007
6	$B = \Delta K_b h_{cp}$, мм	0	0,43	9,79	20,6	11,9	3,89	0,67	0,24	0,10	0,10	0	0,34
7	ΣB , мм	0	0,43	10,2	30,5	42,7	46,6	47,3	47,5	47,6	47,7	47,7	48,0

Пример расчета

Расчет водоотдачи из снега проведен по упрощенной схеме А.Г. Ковзеля по метеостанции, по которой ранее выполнен расчет интенсивности снеготаяния (табл. 3.5).

Значения $\alpha = 0,3$; кривая 2. Расчет сведен в таблицу (табл. 3.7).

Значения a (мм/сут.) рассчитаны методом теплового баланса и просуммированы (табл. 3.7). Значения модульных коэффициентов суммарных неприведенных интенсивностей снеготаяния K_a приве-

дены там же $\left(K_a = \frac{\sum a}{h} \right)$.

По суточным значениям K_a и выбранной кривой по табл. 3.7 путем интерполяции определены значения K_b на каждые сутки (строка 4). Разность значений K_b текущих и предшествующих суток представляет собой модульный коэффициент приращения водоотдачи текущих суток ΔK_b , значения которых приведены в строке 5. Абсолютные суточные значения водоотдачи из снега (приведенные слои) представлены в строке 6.

В строке 7 приведены суммарные интенсивности водоотдачи (приведенный слой) на каждые сутки от начала водоотдачи из снега. Сумма $\sum B$ должна равняться максимальным снегозапасам перед началом таяния. В нашем случае $h_{ср} = 48$ мм.

Сравнение фактических данных говорит о том, что расчет проведен правильно.

3.4. Комплексный график и расчленение гидрографа

3.4.1. Построение комплексного графика и его анализ

При использовании реки в хозяйственных целях необходимо знать ее водный режим. Особый интерес могут представлять режим речного стока, термический режим реки, режим твердого стока и др. Под режимом следует понимать закономерность изменения во времени таких характеристик, как время наступления и окончания половодий, паводков и межень, время формирования экстремумов и их величины, время установления и разрушения ледяного покрова, наличие оттепелей и другие особенности.

В процессе анализа водного режима необходимо установить генезис источников питания реки, определить ее стоковые характеристики.

Для таких исследований строятся и анализируются хронологические графики (например, за год) расходов и уровней воды, температур и ледовых явлений, твердого стока. Для объективного анализа дополнительно привлекаются сведения о температуре воздуха, атмосферных осадках и др. Такие графики получили название комплексных.

Построение комплексного графика. В состав комплексного графика помимо ежедневных расходов воды (Q , м³/с), как правило, входят среднесуточные температуры воздуха (t , °C), толщины льда и снега на льду (см), среднесуточные уровни воды (см. над '0' графика), характеристики твердого стока (расходы, кг/с или мутность, г/м³), а также диаграмма суточных сумм атмосферных осадков (P , мм) и ледовых явлений (рис. 3.11).

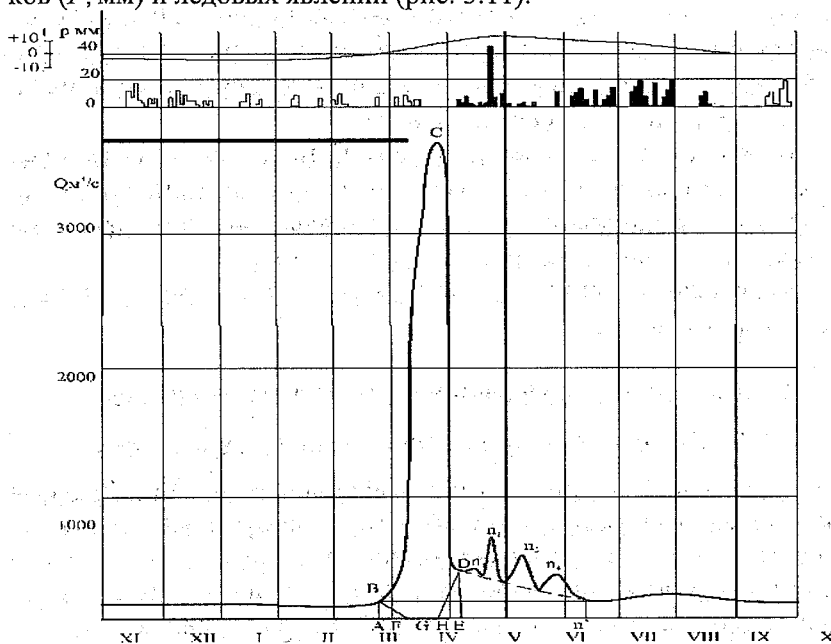


Рис. 3.11. Расчленение гидрографа с подпорным типом подземного питания при береговом регулировании методами Б. И. Куделина и «срезки» по меженным расходам

В некоторых случаях для более детального анализа формирования фаз водного режима могут быть дополнительно нанесены данные о подземном притоке, заборам воды на хозяйственные нужды, наличии стока с ледников и т.п.

При построении графиков и диаграмм следует придерживаться определенных правил. Построение целесообразно выполнять на листе миллиметровой бумаги формата А3 с горизонтальным масштабом 1 мм — 1 день, вертикальный масштаб выбирается произвольно. Возможен компьютерный вариант.

График среднесуточных температур воздуха строится по данным одной метеостанции, расположенной в центре бассейна, диаграмма суточных сумм осадков — по данным нескольких метеостанций, расположенным в пределах рассматриваемого бассейна. При этом осадки осредняются, чаще всего методом среднего арифметического или другими способами (см. разд. 4.2.1). Совмещенные графики температур воздуха и осадков дают возможность определить твердые и жидкие осадки, границей между которыми служат даты весеннего и осеннего переходов температуры воздуха через 0 °С. Все остальные данные относятся к гидроствору реки.

Анализ комплексного графика заключается в установлении характера питания реки и особенностей ее водного режима за год (календарный или гидрологический). Для этих целей на гидрографе выделяют фазы водного режима: половодье, дождевые паводки, зимняя и летнюю межень. Определение этих фаз контролируется температурами воздуха и атмосферными осадками. Начало и конец фаз в первом приближении определяют по переломным точкам на гидрографе. Весеннее половодье начинается с момента перехода температуры воздуха через 0 °С, затем фиксируются даты наступления, максимума и окончания всего половодья. Одновременно подсчитывается количество осадков, которые сформировали половодье. Это все осадки, выпавшие за предшествующую часть года (если анализ проводится за календарный год, то необходимо учесть осадки за холодный период, в том числе за октябрь–декабрь предшествующего года) и во время прохождения половодья. В этот период, как правило, выпадают жидкие осадки. Графики дают возможность проследить формирование многовершинных половодий при возврате холодов и установить тип поло-

водья (снеговое, смешанное). Здесь же определяется продолжительность этой фазы. Аналогичным образом рассматриваются дождевые паводки совместно с дождями, сформировавшими их.

Следует помнить, что из-за времени добегания даты начала, максимумов и конца дождей и паводков не совпадают – последнее, по отношению к дождям, запаздывают. Помимо этого устанавливается характер паводочного режима (количество и модальность паводков, продолжительность дождевых периодов и т.п.).

Рассматривая меженные периоды, необходимо обратить внимание на характер межени (продолжительность, прерывистость), отметить даты наступления и величину наименьших расходов, а также периоды пересыхания и перемерзания реки и т.п.

Сопоставление графиков колебаний расходов и уровней и диаграмм ледовых явлений позволяет выявить такие важные характеристики режима, как заторы и зажоры. Прерывистый ледяной покров и положительные температуры воздуха зимой говорят об имевших место оттепелях, что сказывается на устойчивости зимней межени.

Таблица 3.8

Гидрологические характеристики весеннего половодья и дождевых паводков

Наименование гидрологического явления	Начало подъема		Максимум		Конец спада		Продолжительность, сутки			W, мм ³	Y, мм	ΣX , мм	$\alpha = \frac{Y}{\Sigma X}$
	дата	Q , м ³ /с	дата	Q , м ³ /с	дата	Q , м ³ /с	подъема, t_n	спада, t_c	общая, t				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Весеннее половодье													
Дождевой паводок № 1													
Дождевой паводок № 2													
и т.п.													

Помимо перечисленных элементов, определяются следующие стоковые характеристики: слои и модули стока (среднегодовые, максимальные, минимальные летние и зимние), объемы и коэффициенты стока (для года, весеннего половодья и всех дождевых па-

водков), модульный коэффициент стока рассматриваемого года. Для этого средний годовой расход необходимо сравнить со средним многолетним расходом реки. Результаты анализа целесообразно свести в таблицы (табл. 3.8, 3.9). Одновременно определяется коэффициент естественной зарегулированности (ϕ), представляющий собой отношение площади нижней части гидрографа, ограниченной сверху линией среднего годового расхода (W), к общей площади гидрографа (Ω).

Таблица 3.9

Гидрологические характеристики летней и зимней межени

Название межени	Начало межени		Наименьший расход ме- жени		Конец межени		Продолжи- тель- ность межени, сут.	Объем стока	Слой стока
	дата	$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	дата	$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	дата	$Q, \text{ м}^3/\text{с}$			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Летняя (летне-осенняя)									
Зимняя									

3.4.2. Расчленение гидрографа по источникам питания

В формировании стока принимают участие воды различного происхождения (источники питания). Чаще всего это снеговое, дождевое, грунтовое. Однако есть реки, заметное влияние на величину стока которых оказывают воды тающих ледников, наледей, глубокие-подземные воды и др.

При исследовании процессов формирования речного стока в ряде случаев для гидрологических расчетов и прогнозов необходимо дать количественную оценку источников питания и показать «вклад» вод различного происхождения в суммарный речной сток. Для этих целей существуют приемы, которые называются расчленением гидрографа по источникам питания. Выбор того или иного способа расчленения связан, в первую очередь, с особенностями формирования подземной составляющей, динамика которой определяется степенью гидравлической связи русловых и подземных вод. Необходимо также помнить, что постоянно действующие реки в течение года обычно имеют смешанный характер водного пи-

тания. Однако в определенные фазы гидрологического режима может доминировать какой-то один источник питания. Например, в период зимней межени реки, как правило, питаются только грунтовыми водами.

В период прохождения половодий и паводков питание рек смешанное, а каждый из видов питания отличается степенью естественной зарегулированности и подземного стекания.

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

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

Практически на каждом гидрографе имеется переходный участок на кривой спада, характеризующий «промежуточный» (почвенный) сток с зарегулированностью, большей поверхностного и меньшей подземного стока. Этот вид стока может формироваться за счет склонового стекания, при его поверхностном задержании в понижениях микрорельефа, лесной подстилке, а также за счет почвенного стока. Промежуточный сток трудно выделить на гидрографе и его обычно объединяют с поверхностным. Таким образом, расчленение гидрографа общего стока заключается в выделении графически всех видов питания на основании исследования формы гидрографа. Для более объективного выделения источников питания целесообразно пользоваться комплексным графиком.

В настоящее время существует много способов расчленения гидрографов, различающихся деталями, прежде всего, выделения подземной составляющей.

Ниже приводятся наиболее часто применяемые способы расчленения для условий отсутствия и наличия гидравлической связи поверхностных и подземных вод.

Расчленение гидрографа при отсутствии гидравлической связи русловых и подземных вод. При отсутствии гидравлической связи русловых и подземных вод имеет место свободной подземной приток в речное русло. Режим подземного стока определяется только водным балансом водоносного пласта и на нем не сказыва-

ется режим уровней воды в реке. Он близок к режиму поверхностного стока с некоторым запозданием фазы максимальных уровней подземных вод по отношению к русловым водам. Подземное питание в этом случае (нисходящий тип режима подземного стока) определяется путем расчленения гидрографа на основе анализа данных по режиму подземного питания из водоносного горизонта, воды которого поступают в реки. Этот тип подземного питания рек наблюдается преимущественно в горных районах.

Наиболее приемлемые результаты дает аналитический метод определения подземного стока, предложенный Ф.А. Макаренко (рис. 3.12).

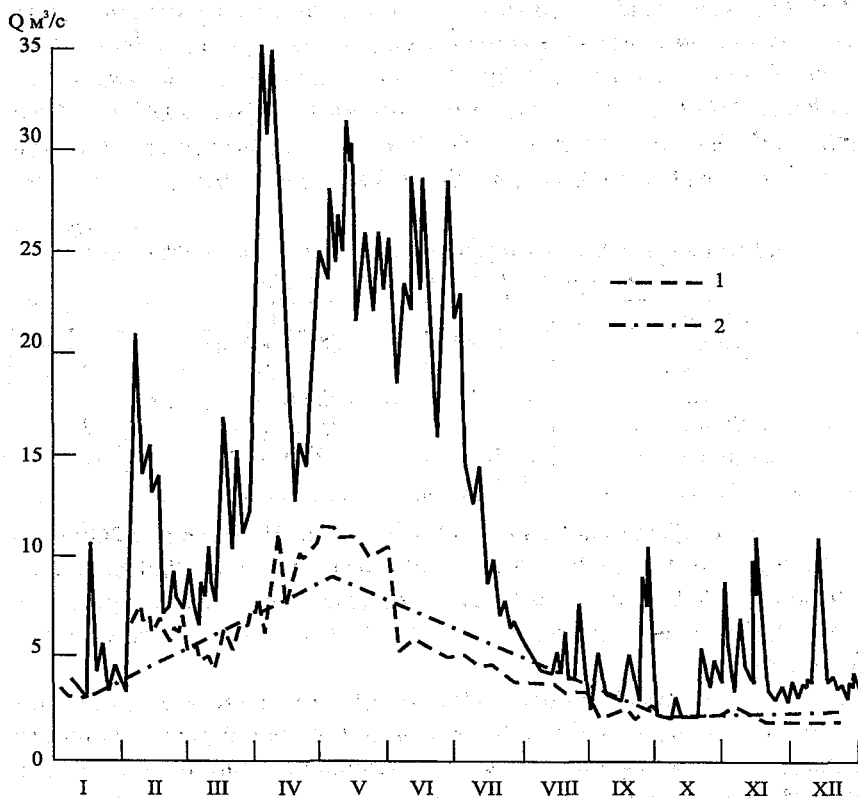


Рис. 3.12. Расчленение гидрографа горной реки с нисходящим типом питания детальным методом Ф. А. Макаренко (1) и методом О.В. Попова (2)

1. Метод Ф.А. Макаренко основан на учете данных суммарного дебита опорных родников или типовых репрезентативных родников и меженных расходов воды для расчета подземного стока по следующей формуле:

$$Q_{\text{подз}} = qk_1 + qk_2 + qk_n, \quad (3.29)$$

где $Q_{\text{подз}}$ — сток подземных вод за данный отрезок времени; q — единичный меженный расход, принимаемый за меру подземного питания реки; $k_1, k_2, \dots k_n$ — коэффициенты (месячные, декадные, суточные) изменения подземного стока в реку, определяемые по режиму родников: k_1 приравняется единице и отвечает периоду межени, остальные коэффициенты динамичности грунтового стока $k_2, \dots k_n$ определяются по кривой режима суммарного дебита опорных родников бассейна. Однако такие режимные наблюдения на опорных родниках чаще всего отсутствуют. В этих случаях значения наибольших месячных коэффициентов динамичности (K_d) подземного стока в реки приближенно можно определить по табл. 3.10.

Таблица 3.10

Значения наибольших коэффициентов динамичности месячного подземного стока в реки горных районов

Район	K_d	Район	K_d
Кавказ	1,2 – 3,5	Средняя Азия	1 – 5
Карпаты	1,5 – 2,7	Алтай	2 – 4
Урал	2,0 – 5,0	Дальний Восток (нижнее	
Горный Крым (закарстованные реки)	до 10 – 20	Приамурье)	3 – 6
Сахалин	4,0 – 5,0	Камчатка	до 4 – 5

Помимо рассмотренного способа и при отсутствии необходимых детальных сведений о режиме подземных вод иногда можно применить схематизированные приемы расчленения гидрографа, провести расчленение по аналогии или воспользоваться методом О.В. Попова.

2. В некоторых горных районах при совпадении областей питания и распространения подземных вод, сильной расчлененности рельефа гидрографической сетью, хорошей проницаемости трещиноватых и обломочных пород наблюдается относительное одностороннее течение поверхностного и подземного стоков и синхронность их с режимом атмосферных осадков. Все это приводит

к тому, что при нисходящем типе подземного стекания максимумы поверхностного и подземного стоков совпадают по времени, поэтому может быть применена следующая схема расчленения гидрографа.

В период зимней межени подземный сток характеризуется на гидрографе относительно плавной кривой истощения речного стока; кратковременные подъемы, вызванные оттепелями, срезаются по прямой или слабоизогнутой линии, соединяющей расходы воды в начале подъема и в конце спада паводка. Предполагаемая относительная синхронность режима подземного и общего речного стоков позволяет считать время подъема и спада уровней воды в реке и время увеличения и уменьшения расходов подземных вод в реку совпадающим. Поэтому период половодья и часто смыкающийся с ним период летних паводков совпадают со временем увеличения подземного питания реки. Для определения максимума подземного стока минимальный среднемесячный расход, предшествующий зимней межени, увеличивается путем умножения на коэффициент динамичности и относится к пику половодья. Расходы воды в начале подъема половодья (паводка), при максимуме подземного стока и в конце спада половодья (паводка) на гидрографе соединяются прямой линией, расчленяющей его на подземную и поверхностную составляющие. Такая схема расчленения гидрографа отражает в общих чертах динамику подземного стока в реку в течение года, и при объективном выборе коэффициента динамичности позволяет достаточно точно определить подземную составляющую.

Расчленение гидрографа при наличии гидравлической связи русловых и подземных вод. При наличии гидравлической связи русловых и подземных вод повышение уровня воды в реке вызывает подъем уровней подземных вод в результате их подпора и уменьшение подземного стока в реку вплоть до его прекращения. После прохождения пика половодья (паводка) расход подземных вод в реку увеличивается. Такое перераспределение подземного стока называется *береговым регулированием речного стока*. Береговое регулирование часто обеспечивает повышенный подземный сток и после прохождения половодья (паводка) в последующий период межени. Для расчленения гидрографов рек, имеющих гидравлическую связь русловых и подземных вод, чаще всего применяется метод Б.И. Куделина.

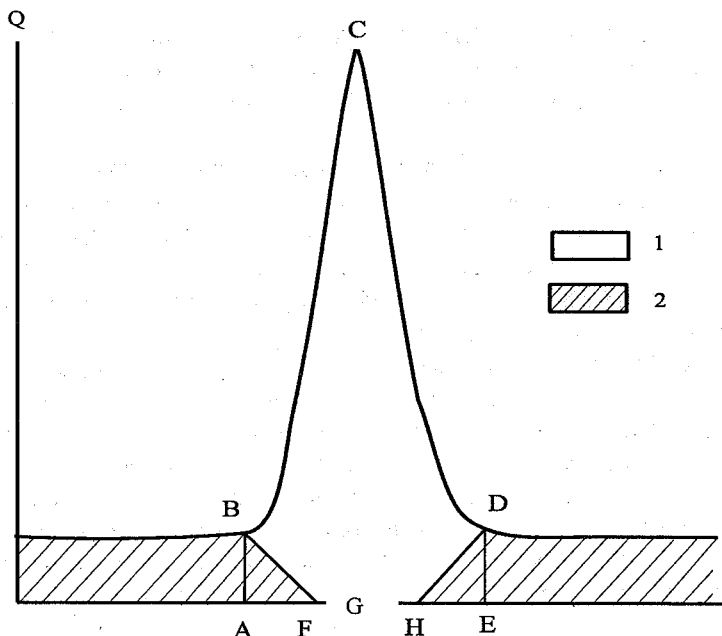


Рис. 3.13. Схема выделения подземного стока на гидрографе реки при береговом регулировании (по Б.И. Куделину).
1 – поверхностный сток; 2 – подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой

Этот метод основан на учете времени добегания речных вод от верховья к замыкающему створу при условии одновременного начала половодья (паводка) на всем бассейне и одновременном прекращении подземного питания. На гидрографе реки (рис. 3.13) по дате начала половодья или паводка (точка *B*) проводится вертикальная линия *AB*, характеризующая прекращение подземного питания реки вследствие подпора подземных вод русловыми водами.

Однако при достаточно больших размерах речного бассейна в замыкающем створе после этого могут проходить подземные воды, поступившие в русло в верхней части бассейна до начала подъема половодья (паводка). Время прекращения стока этих вод в замыкающем створе (точка *F*) легко рассчитать, если имеются данные о начале и конце половодья в верховьях бассейна, длине реки *S* до замыкающего створа и скорости добегания русловых вод.

Значение средней скорости добегания русловых вод (V км/сут) может быть рассчитано по формуле:

$$V = aI^{1/3} Q^{1/4}, \quad (3.30)$$

где a — параметр, зависящий от среднего по длине реки коэффициента шероховатости русла и поймы и определяемый по формуле $a = 0,15 (20n)^{-3/4}$ км/сут.; n — коэффициент шероховатости, определяемый по табл. 3.11; I — средний взвешенный уклон реки, ‰; Q — максимальный расход воды для расчетного периода, м³/с.

Таблица 3.11

**Значения коэффициентов шероховатости для естественных водотоков
(по М.Ф. Срибному)**

Категория	Характеристика русла	n
Равнинные реки		
1-я	Извилистые участки канализованных рек в плотных грунтах с тонким слоем илстых отложений	0,022
2-я	Естественные земляные русла в весьма благоприятных условиях, чистые и прямые, со спокойным течением	0,025
3-я	Галечные и гравийные русла в таких же условиях	0,030
4-я	Сравнительно чистые русла постоянных водотоков в обычных условиях, извилистые с некоторыми неправильностями в направлении струй или же прямые, но с неправильностями в рельефе дна (отмели, промоины, местами камни). Не заросшие ровные поймы	0,040
5-я	Русла больших и средних рек, значительно засоренные, извилистые и частично заросшие, каменистые с неспокойным течением. Поймы больших и средних рек, сравнительно разработанные, покрытые нормальным количеством растительности (травы, кустарники)	0,050
6-я	Русла и поймы, весьма значительно заросшие (со слабым течением), с большими глубокими промоинами	0,080
7-я	Поймы такие же, как в предыдущей категории, но с сильно неправильными косоструйными течениями, с заводами и пр.	0,100

При наличии на реке двух створов гидрометрических наблюдений значение средней скорости добегания пика половодья (паводка) может быть определено по разности дат наступления пиков половодья (паводка) в двух створах и расстоянию между ними по формуле:

$$V = \frac{L}{t_n - t_b}, \quad (3.31)$$

где L — расстояние между створами гидрометрических наблюдений, км; t_n и t_b — даты наступления пика половодья (паводка) соответственно в нижнем и верхнем створах, сутки.

Время добегания подземных вод, поступивших в русло, от верховьев до замыкающего створа реки (T , сут.) равно:

$$T = \frac{L}{V}. \quad (3.32)$$

Это время откладывается от даты прекращения стока и фиксируется на гидрографе точкой F . Прямая BF характеризует уменьшение стока подземных вод, проходящих через замыкающий створ транзитом.

Поступление подземных вод в речную сеть возобновляется сначала в верховьях реки после окончания весеннего половодья, когда прекращается подпор подземных вод русловыми водами (точка G). Принимая время добегания транзитных подземных вод на спаде половодья (паводка) равным времени добегания транзитных подземных вод на подъеме половодья (паводка) T и прибавляя его к дате возобновления подземного питания в верховьях реки (точка G), получаем дату возобновления подземного питания в замыкающем створе транзитными водами, пришедшими с верховий реки H . В дальнейшем будет происходить увеличение подземного стока по мере включения новых участков реки с возобновившимся подземным питанием с менее удаленных частей бассейна вплоть до конца половодья (паводка) в самом замыкающем створе (точка D) по линии HD . Линия DE отчленяет на гидрографе подземный сток после окончания берегового регулирования, а точка D соответствует началу межени.

После расчленения гидрографа определен объем стока за год и сформированного выделенными источниками питания.

Объем стока за любой интервал времени может быть рассчитан двумя способами: либо по формуле (3.2), либо путем определения площади гидрографа за соответствующий интервал времени, так как она представляет собой произведение расхода воды Q

(м³/с) и времени T (с), т.е. объем стока W (м³). В последнем случае необходимо площадь гидрографа, определенную с помощью планиметра или палетки, выразить в квадратных сантиметрах графика и умножить на масштаб по оси расходов воды (в м³/с) и по оси времени (в секундах). Или можно использовать отмеченные ранее программы AutoCad или AuGIS.

Расчет по формуле (3.2) дает точные результаты, но требует определения средних расходов воды за период подсчета объема стока. На практике часто используют разновидность этого способа: объем стока за любой интервал времени находят как сумму средних суточных расходов воды этого интервала, умноженную на число секунд в сутках.

Расчет объемов стока по площади гидрографа менее точен вследствие округления значений расходов при построении гидрографа, а также вследствие погрешностей определения самой площади гидрографа.

Объем стока за год или месяц, для которых имеются средние расходы воды, так же рассчитывается по формуле (3.2). Объемы поверхностного (половодье, дождевые паводки) и подземного стоков, определяемые путем расчленения гидрографа по источникам питания, обычно находятся по соответствующей площади гидрографа.

При расчетах речного стока часто пользуются комбинированным приемом, состоящим из двух способов. Объемы поверхностного стока определяют по соответствующим площадям гидрографа, а объемы подземного стока (в ряде случаев) принимают равными разности общего объема стока и суммарного поверхностного стока, определенного по соответствующим площадям гидрографов.

Расчленение гидрографа, в зависимости от задачи, может быть проведено за календарный или гидрологический года.

С понятием “гидрологический год” гидрологи сталкиваются постоянно. В гидрологическом словаре А.И. Чеботарева дается следующее определение: *гидрологический год* — в отличие от обычного календарного, в климатических условиях нашей страны имеет начало в осенние месяцы (1 октября или 1 ноября), когда переходящие из года в год запасы влаги в речных бассейнах малы. Применяется в целях получения лучшего соответствия между сто-

ком и осадками, так как при календарном счете времени (лет) сток и осадки не соответствуют друг другу. Осадки, выпадающие в конце календарного года, стекают не в данном году, а весной следующего. Стандартная обработка и публикация материалов ведется по календарным годам.

Пример расчета 1

Расчленение гидрографа равнинной реки в условиях подпорного типа подземного питания и берегового регулирования выполнено на примере равнинной р. Оки у г. Калуги ($F = 54\,900\text{ км}^2$, $L = 398\text{ км}$) (рис. 3.11).

В связи с тем что русловые воды реки гидравлически связаны с подземными водами в период половодья, расчленение гидрографа произведено по методу Б.И. Куделина.

Пик половодья в верхнем створе р.Оки у с.Вендереево ($F = 513\text{ км}^2$, $L = 48\text{ км}$) отмечен 17 апреля, а в нижнем створе у г. Калуги – 23 апреля. Таким образом, $V = (398 - 48) : (23 - 17) = 58,3\text{ км/сут.}$

Время добегания подземного стока от верховьев реки до замыкающего створа, согласно формуле (3.31), составит: $T = 398 : 58,3 = 6,8 \approx 7\text{ сут.}$, а отсюда транзитный подземный сток в замыкающем створе прекратится 7 апреля, поэтому на оси абсцисс графика колебаний расходов воды соответственно этой дате фиксируется точка F .

Прямая BF будет характеризовать уменьшение стока подземных вод, проходящих у г. Калуги транзитом.

26 апреля в верхнем створе у с. Вендереево окончилось половодье, и подземные воды снова стали поступать в русло на этом участке реки, поэтому соответственно этой дате на оси абсцисс графика отмечена точка G . Учитывая время добегания транзитных подземных вод, равное семи суткам, и прибавляя его к дате возобновления подземного питания в верховьях реки (26 апреля – точка G), получаем, что 3 мая возобновилось подземное питание в замыкающем створе транзитными водами, пришедшими с верховьев реки (точка H). В дальнейшем, после 3 мая, происходило увеличение подземного стока с новых участков реки с возобновившимся подземным питанием с менее удаленных частей бассейна вплоть до конца половодья в самом замыкающем створе (10 мая – точка D

на гидрографе). Это увеличение подземного питания реки отмечено линией HD до конца половодья. Линия DE отклоняется на гидрографе подземный сток после окончания берегового регулирования, и точка D соответствует началу межени.

Дождевые паводки, сформировавшиеся после окончания половодья и значительно меньшие его по объему и продолжительности, отклоняются по кривой «истощения» подземного стока. При этом линия спада дождевого паводка № 2 проэкстраполирована вниз до пересечения с кривой истощения подземного стока параллельно линии спада дождевого паводка № 3.

В рассматриваемом примере объем стока за год равен

$$W = \bar{Q}T = 249 \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 7844 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

Объем поверхностного стока весеннего половодья W_c (31 марта – 10 мая) определен по площади $BCDHF$. Определив площадь планиметрированием и умножив ее на масштаб по вертикальной и горизонтальной осям, получаем $W = 3862 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Подобным образом найден объем поверхностного стока четырех дождевых паводков, сформировавшихся после окончания весеннего половодья. Они соответственно равны $W_1 = 63,9 \cdot 10^6 \text{ м}^3$; $W_2 = 141,7 \cdot 10^6 \text{ м}^3$; $W_3 = 119,2 \cdot 10^6 \text{ м}^3$; $W_4 = 12,1 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Суммарный объем поверхностного стока за год равен:

$$W_{\text{пов.}} = W_c + W_1 + W_2 + W_3 + W_4 = 4199 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

Объем подземного стока $W_{\text{подз}}$ равен:

$$W_{\text{подз}} = W_{\Gamma} - W_{\text{пов.}} = 7844 \cdot 10^6 - 4199 \cdot 10^6 = 3645 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

Одновременно рассчитаны основные стоковые характеристики.

Модуль стока определен по формуле (3.3):

$$\bar{M}_{\Gamma} = \frac{\bar{Q} \cdot 10^3}{F} = \frac{249 \cdot 10^3}{54900} = 4,5 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2),$$

а максимальный модуль весеннего половодья:

$$M_{\text{max}} = \frac{Q_{\text{max}} \cdot 10^3}{54900} = 62,8 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2).$$

Слой стока рассчитан по формуле (3.4), используя объемы общего и поверхностного стока, определенные выше.

$$\begin{aligned} \text{За } 1955-1956 \text{ гидрологический год } y_{\Gamma} &= \frac{W_{\Gamma}}{F \cdot 10^3} = \\ &= \frac{7844 \cdot 10^6}{54900 \cdot 10^3} = 143 \text{ мм, а поверхностный слой весеннего половодья} \\ y_{\text{пов}} &= \frac{3862 \cdot 10^6}{54900 \cdot 10^3} = 70,5 \text{ мм.} \end{aligned}$$

Аналогично рассчитаны слои четырех дождевых паводков, сформировавшихся после окончания весеннего половодья, которые соответственно равны: $y_1 = 1,16$ мм; $y_2 = 2,58$ мм; $y_3 = 2,18$ мм и $y_4 = 0,2$ мм.

Коэффициент стока рассчитываем по уравнению (3.7), используя слои стока, определенные выше.

За 1955–1956 гидрологический год для рассматриваемой реки

$$\alpha_{\Gamma} = \frac{y_{\Gamma}}{x_{\Gamma}} = \frac{143}{547} = 0,26,$$

где $x_{\Gamma} = 547$ мм – средняя по бассейну годовая сумма осадков. Средние по бассейну суммы осадков (за сутки, год) подсчитывались путем осреднения данных четырех метеорологических станций, расположенных в пределах речного бассейна.

Коэффициент стока весеннего половодья составил:

$$\alpha_{\text{в.п.}} = \frac{y_{\text{в.п.}}}{x_{\text{в.п.}}} = \frac{70,5}{178,6} = 0,39,$$

где $x_{\text{в.п.}}$ – средняя по бассейну сумма осадков за период с 1 ноября 1955 г. по 10 мая 1956 г. с учетом времени добегания осадков от истока до замыкающего створа, равного семи суткам.

При определении коэффициентов стока четырех дождевых паводков время добегания принято равным времени добегания пика половодья от истока до замыкающего створа и равного семи суткам. В этом случае первый дождевой паводок сформируют дожди, выпавшие 5–13 мая с суммарным слоем осадков 19,7 мм; второй – 16–23 мая с суммарным слоем осадков 63,8 мм; третий – 28–29 мая с суммарным слоем осадков 6,4 мм и четвертый – 5–11

июня с суммарным слоем осадков 2,4 мм. Коэффициенты стока этих четырех дождевых паводков соответственно равны:

$$\alpha_1 = \frac{y_1}{x_1} = \frac{1,16}{19,7} = 0,06; \quad \alpha_2 = \frac{y_2}{x_2} = \frac{2,58}{63,8} = 0,04;$$

$$\alpha_3 = \frac{y_3}{x_3} = \frac{2,18}{6,4} = 0,34; \quad \alpha_4 = \frac{y_4}{x_4} = \frac{0,2}{2,4} = 0,08.$$

Модульный коэффициент стока этого года определяем по формуле (3.8):

$$K = \frac{Q_i}{Q_o} = \frac{249}{295} = 0,84,$$

где $Q_o = 295 \text{ м}^3/\text{с}$ заимствовано из «Справочника по водным ресурсам. Основные гидрологические характеристики».

Коэффициент естественной зарегулированности за 1955–1956 гидрологический год равен:

$$\varphi = \frac{W_1}{W} = \frac{4700 \cdot 10^6}{7844 \cdot 10^6} = 0,60.$$

Все эти сведения, а также данные о продолжительности меженей, половодья и паводков занесены в табл. 3.8 и 3.9.

Пример расчета 2

В этом примере рассмотрен лишь метод расчленения гидрографа горной реки с нисходящим типом подземного питания, т.е. при отсутствии гидравлической связи русловых и подземных вод. Расчленение проведено методом Ф.А. Макаренко для р. Ланджанури – пос. Алпана ($F = 287 \text{ км}^2$) за календарный 1952 г. (рис. 3.12) упрощенным и детальным способом.

Коэффициент динамичности K_d определен по дебиту источника Циви-Цкаро и оказался равным 3,0 (по табл. 3.10 для Кавказа, где находится исследуемая река, $K_d = 1,2 - 3,5$). 5 января 1952 г. наименьший расход межени составил $3,1 \text{ м}^3/\text{с}$. Умножением этого расхода на $K_d = 3,0$ определен максимальный расход подземного стока – $9,3 \text{ м}^3/\text{с}$, который отнесен на графике к середине паводоч-

ного периода и соединен прямыми линиями с началом (5 января) и концом (3 октября) паводочного периода.

После 3 октября на р. Ланджанури у пос. Алпана прошли отдельные дождевые паводки, значительно меньше по объему и продолжительности основного паводочного периода, поэтому гидрограф после 3 октября расчленен срезкой по прямой линии. Объем подземного стока реки определен по площадям, заключенным между осями координат и соответствующей линией гидрографа расчленения. Более детально подземный сток может быть определен по дебиту опорных родников с учетом коэффициентов $k_1, k_2, \dots, k_n$, определенных также по режиму источника. Объем подземного стока, вычисленный первым способом, оказался равным $157 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, вторым – $158 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

3.5. Генетический метод формирования паводий и паводков

Весенние и дождевые паводки формируются в результате стекания талых и дождевых вод по склонам, их добегания по гидрографической сети и суммирования элементарных объемов (расходов) воды, сформировавшихся в различных частях бассейна. При этом учитывается ход интенсивности дождя или водоотдачи в период снеготаяния, а также индивидуальные характеристики бассейна – добегание по склонам и русловой сети.

Общая схема формирования паводков основана на учете времени добегания, которое характеризует поступление воды в русло реки с водосбора или вернее тех его частей, с которых вода одновременно достигает замыкающего створа. Линии на водосборе, характеризующие равное время добегания и ограничивающие отдельные частные площади, относящиеся к соответствующим единицам по времени добегания, называются изохронами (*греч.* «изо» – равный, «хронос» – время).

Изохроны делят весь водосбор на частные площади, определив которые можно построить график распределения частных площадей бассейна. Этот график выражает последовательность прохождения через замыкающий створ воды, образующейся в единицу времени на поверхности бассейна от выпадения дождя

или в результате снеготаяния, и является одной из форм выражения кривой добегания стока.

Конечным результатом формирования поверхностного стока на водосборе является гидрограф стока в замыкающем створе.

Для построения гидрографа генетическим способом необходимо иметь:

- 1) ход интенсивности дождя или водоотдачи при снеготаянии;
- 2) крупномасштабный план речного бассейна с изображением рельефа в горизонталях и гидрографической сетью;
- 3) сведения о скоростях стекания (добегания) по склонам и русловой сети.

График хода дождя строится по результатам расшифровки лент плувиографа. Ход водоотдачи при снеготаянии можно получить любым из существующих способом или по гидрографам стока весеннего половодья с экспериментальных площадок и водосборов.

Расчетные скорости устанавливаются по данным наблюдений в бассейне реки или бассейнах-аналогах, а также по рекомендациям отдельно для русловой сети и для склонов.

Так, расчетная скорость по русловой сети $\bar{V}_p$ может быть принята как средняя скорость за период подъема паводка и равной $0,4-0,5 V_{\max}$ для суходолов и малых рек и $0,6-0,7 V_{\max}$ для средних и больших рек. Для случаев отсутствия каких-либо данных скорости могут быть получены путем их вычисления по известным формулам.

Ориентировочные значения средней скорости добегания по руслу $\bar{V}_p$ для построения изохрон могут быть приняты по табл. 3.12.

Ориентировочные значения $\bar{V}_p$ Таблица 3.12

Характер реки и рельефа	Суходольные и малые водотоки	Средние и большие реки
Обычные равнинные	0,75 – 1,00	1,00 – 1,25
Предгорные или с холмистым рельефом	1,00 – 1,25	1,25 – 1,50

Значения склоновых расчетных скоростей $V_{\text{ск}}$ могут быть приняты равными 0,25–0,50 м/с для дождевых паводков и 0,05–0,10 м/с для весенних половодий.

Генетическая теория паводков предусматривает постоянную за время паводка скорость стекания, что является допущением относительно естественного процесса формирования паводка, но это допущение дает возможность установить единичные площади стекания и использовать генетическую формулу для построения гидрографов неизученных бассейнов.

Установив расчетные скорости добегания при известной длине водотока L (км), можно определить общее время добегания τ (мин, ч) – $\tau = \frac{L}{V}$, а с учетом этого значения – расчетный интервал

времени τ_0 , на конец которого вычисляют расходы паводка. Начиная от расчетного створа по всей гидрографической сети намечаются точки, удаленные друг от друга на расстояние, равное длине русла при расчетной единице времени добегания. Через эти точки с учетом частных водоразделов на схеме бассейна проводятся изохроны (линии равного времени добегания).

Потери паводочного стока учитываются обычно объемным коэффициентом стока α , который устанавливается по аналогии или по рекомендациям (табл. 3.13).

Таблица 3.13

Значения объемного коэффициента стока α

Район, зона	Значение α при расчетной обеспеченности Р, %		
	10	2 – 3	1
Лесная зона	0,10 – 0,15	0,20 – 0,25	0,25 – 0,30
Лесостепь и степная зона для водосборов с $F \leq 500\text{--}1000 \text{ км}^2$	0,10 – 0,15	0,20 – 0,30	0,30 – 0,40
Предгорные районы Урала и Карпат, горные и предгорные районы Средней Азии и Кавказа (кроме Черноморского побережья)	0,15 – 0,20	0,25 – 0,30	0,35 – 0,40
Дальний Восток (кроме Южного Приморья), горные районы Карпат	0,20 – 0,25	0,30 – 0,40	0,40 – 0,60
Дальний Восток (Южное Приморье), Черноморское побережье Кавказа, Западная Грузия	0,25 – 0,30	0,30 – 0,50	0,60 – 0,80

При моделировании паводка с помощью генетической теории стока в естественных условиях могут быть три случая соотношения времени добегания τ и продолжительности водоотдачи t_b . Это: $\tau = t_b$, $\tau < t_b$ и $\tau > t_b$.

Рассмотрим подробно первый случай, когда $\tau = t_b$. И время добегания, и продолжительность поступления воды на бассейн равны 5 единицам. К концу первого интервала времени τ_0 через замыкающий створ пройдет (объем) расход воды Q_1 , сформировавшийся на первой площадке с площадью f_1 от слоя водоотдачи h_1 . Он будет равен $Q_1 = h_1 f_1$. Объемы воды от слоя h_1 с других площадок за это время приблизятся к створу на $l_0 = \nu \tau_0$.

К концу второго интервала через створ пройдет расход воды от слоя водоотдачи h_2 с площадки f_1 и от h_1 с f_2 , т.е. $Q_2 = h_2 f_1 + h_1 f_2$. Другие элементарные объемы от h_1 и h_2 приблизятся к створу на $2l_0$ и l_0 относительно элементарных площадок своего формирования.

Таким образом, текущие расходы воды на конец каждого интервала времени могут быть записаны равенствами:

$$Q_1 = h_1 f_1,$$

$$Q_2 = h_2 f_1 + h_1 f_2,$$

$$Q_3 = h_3 f_1 + h_2 f_2 + h_1 f_3,$$

$$Q_4 = h_4 f_1 + h_3 f_2 + h_2 f_3 + h_1 f_4,$$

$$Q_5 = h_5 f_1 + h_4 f_2 + h_3 f_3 + h_2 f_4 + h_1 f_5.$$

Дождь закончился и с первой площадки прошел сток от каждой его порции. Теперь происходит стекание с удаленных частей бассейна:

$$Q_6 = h_5 f_2 + h_4 f_3 + h_3 f_4 + h_2 f_5,$$

$$Q_7 = h_5 f_3 + h_4 f_4 + h_3 f_5,$$

$$Q_8 = h_5 f_4 + h_4 f_5,$$

$$Q_9 = h_5 f_5,$$

$$Q_{10} = 0.$$

Вычисленные расходы с учетом потерь дают гидрограф паводка, общая продолжительность которого складывается из общего времени добегания τ и продолжительности водоотдачи t_b , т.е. в нашем случае $T = \tau + t_b = 10$.

Максимальный расход воды получается как наибольший из текущих расходов, представленный наибольшим числом слагаемых, когда в его формировании принимает участие вся водоотдача

и весь бассейн. Аналогичные рассуждения при рассмотрении случаев $\tau < t_b$ и $\tau > t_b$, однако необходимо отметить, что в формировании максимального расхода при $\tau < t_b$ принимает участие весь бассейн и только часть водоотдачи с наибольшей интенсивностью за продолжительность, равную времени добегания τ – действующая часть дождя или водоотдачи. В случае $\tau > t_b$ в формировании максимального расхода принимает участие вся водоотдача и только часть бассейна – действующая часть F_d – с наибольшей площадью, при продолжительности добегания по ней, равной продолжительности водоотдачи t_b . Длина этой действующей части бассейна $L_d = t_b v$. Она размещается в наиболее широкой части бассейна и ее площадь $F_d = L_d B_d = t_b v B_d$ (B_d – ширина действующей части бассейна).

В общем виде генетическая формула стока может быть записана в виде:

$$Q_i = h_1 f_i + h_2 f_{i-1} + \dots + h_i f_1 = \sum_{k=1}^{k=i} h_k f_{i-(k+1)} = \sum_{k=1}^{k=i} h_{i-k+1} f_k. \quad (3.33)$$

Пример расчета

Построить гидрограф дождевого паводка малого водотока по генетической формуле стока. Приемы расчета приведены на рис. 3.14.

Исходные данные: схема бассейна, площадь водосбора $F = 16,8 \text{ км}^2$, длина основного водотока до водораздела $L = 6,0 \text{ км}$ и сведения о дожде продолжительностью 160 мин и суммарным объемом осадков $H = 145,5 \text{ мм}$.

Расчетная скорость добегания принята равной $\bar{V}_p = 1 \text{ м/с}$, объемный коэффициент стока $\alpha = 0,25$, общее время добегания по руслу τ (мин), вычислено по формуле: $\tau = \frac{L}{\bar{V}_p} 16,67 = 16,67 \frac{6,0}{1,0} = 100 \text{ мин}$.

Расчетная единица времени назначена $\tau_0 = 10 \text{ мин}$. При этом расстояние между смежными изохронами принято $l_0 = 0,6 \text{ км}$.

Начиная от расчетного створа по всей гидрографической сети, намечены точки, удаленные друг от друга на 0,6 км. Через эти точки с учетом частных водоразделов на схеме бассейна проведены изохроны (рис. 3.14, а). По измеренным площадям одновременно

го стекания f_i , заключенным между смежными изохронами, построен график их распределения (рис. 3.14, б).

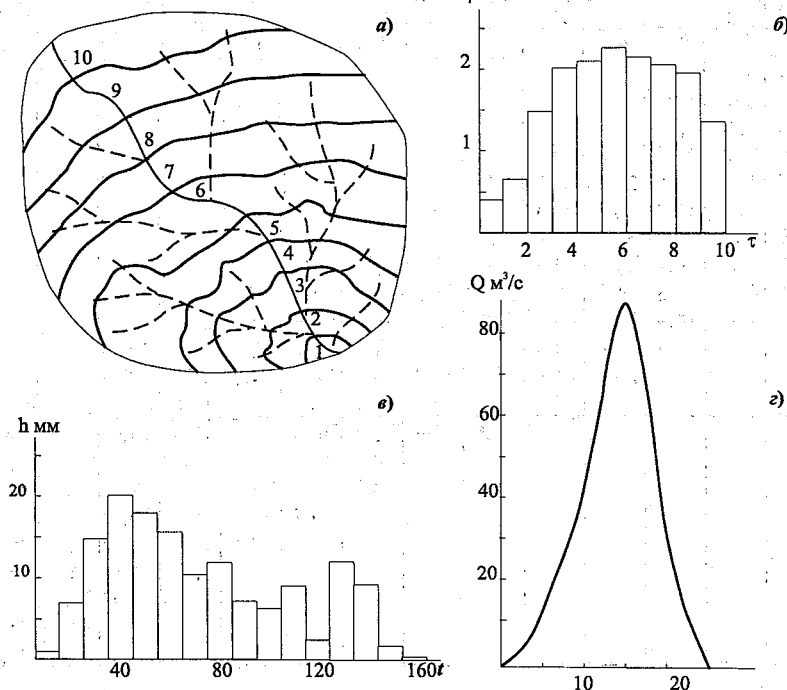


Рис. 3.14. Схема бассейна с изохронами (а), график распределения единичных площадей одновременного стекания (б), ход осадков (в) и гидрограф паводка (г)

С учетом принятой расчетной единицы времени $\tau_0 = 10$ мин, расшифрована лента плювиографа и построена интегральная кривая осадков по времени. С нее сняты слои осадков за каждые 10 мин, по которым построен хронологический график хода дождя (рис. 3.14, в).

Вычисления текущих расходов паводка по 10-минутным интервалам времени сведены в табл. 3.14. В графах 2–17 помещены частные объемы полного стока, вычисленные путем перемножения текущих слоев осадков за каждый 10-минутные интервал времени h_i на единичные площади f_i . Сдвигка каждой графы относительно предыдущей на одну строку отражает последовательный ход осадков.

Таблица 3.14

Вычисление расходов дождевого паводка

f_b , км ²	h , мм													
	0,8	7,3	14,4	20,5	18,0	14,0	10,1	11,8	7,1	6,4	9,3	2,7	1,7	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
0,41	0,3													
0,78	0,6	3,0												
1,43	1,2	5,7	5,9											
2,00	1,6	10,4	11,2	8,4										
2,08	1,7	14,6	20,6	16,0	7,4									
2,28	1,8	15,2	28,8	29,3	14,0	5,7								
2,20	1,8	16,6	30,0	41,0	25,7	10,9	4,1							
2,16	1,7	16,1	32,8	42,6	36,0	20,0	7,9	4,8						
2,04	1,6	15,8	31,7	46,8	37,4	28,0	14,4	9,2	2,9					
1,42	1,2	14,9	31,1	45,1	41,0	29,1	20,2	16,8	5,5	2,6				
		10,4	29,4	44,3	39,6	31,9	21,0	23,6	10,2	5,0	3,8			
			20,4	41,8	38,8	30,8	23,0	24,5	14,2	9,1	7,8	1,1		
				29,1	36,7	30,2	22,2	26,9	14,8	12,8	13,3	2,1	4,8	
					25,5	28,6	21,8	26,0	16,2	13,3	18,6	3,9	9,1	
						19,9	20,6	25,5	15,6	14,6	19,3	5,4	16,7	
							14,3	24,0	15,3	14,1	21,4	5,6	23,4	
								16,7	14,5	13,8	20,5	6,2	24,6	
									10,1	13,0	20,1	5,2	26,7	
										9,1	19,0	5,8	25,7	
											13,2	5,5	25,3	
												3,8	23,9	
													16,6	

Суммированием частных объемов стока по каждой горизонтальной строке получены текущие значения полного стока в замыкающем створе (графа 18).

Затем, полученные текущие объемы полного стока за 10-минутные интервалы времени пересчитаны в текущие расходы воды Q_i (м³/с) с учетом коэффициента стока $\alpha = 0,25$

$$Q_i = 16,67 \frac{\sum hf}{\tau_0} \alpha = 16,67 \frac{\sum hf}{10} 0,25 = 0,414 \sum hf.$$

Контролем вычисления служат равенства:

$$\sum \sum hf \cdot 10^3 = HF \cdot 10^3,$$

и

$$\sum Q_i \tau_0 = HF \alpha \cdot 10^3,$$

где $\Sigma \Sigma hf$ – сумма Σfh графы 18; H – суммарный слой осадков за дождь, мм; F – общая площадь водосбора, км²; ΣQ_i – сумма текущих расходов (м³/с) по графе 19; τ_0 – число секунд в расчетном интервале времени; α – коэффициент стока. В данном примере: $\Sigma \Sigma hf \cdot 10^3 = 2444,5 \cdot 10^3$ м³ и $HF \cdot 10^3 = 2444,4 \cdot 10^3$ м³; $\Sigma Q_i = 1018,48$ м³/с; $\tau_0 = 600$ с; $\alpha = 0,25$; $\Sigma Q_i \tau_0 = 1018,48 \cdot 600 = 611,1 \cdot 10^3$ м³; $HF \alpha \cdot 10^3 = 144,5 \cdot 16,8 \cdot 0,25 \cdot 10^3 = 611,1 \cdot 10^3$ м³. По текущим расходам воды Q_i (графа 19) построен гидрограф паводка (рис. 3.14, з).

Окончание табл. 3.14

f_h км ²	h , мм			Σhf	Q_i м ³ /с
1	15	16	17	18	19
0,41				0,3	0,13
0,78				3,6	1,51
1,43				12,8	5,38
2,00				31,6	13,3
2,08				60,3	25,1
2,28				94,8	39,7
2,20				130,1	54,6
2,16				161,9	68,0
2,04				187,8	78,5
1,42				207,5	87,0
				219,2	92,0
				211,5	88,9
				192,9	81,0
	3,8			166,8	70,0
	7,2	0,8		145,6	61,1
	13,2	1,5	0,1	132,9	55,8
	18,4	2,7	0,2	117,6	49,3
	19,1	3,8	0,4	99,1	41,6
	21,0	4,0	0,6	85,1	35,7
	20,2	4,3	0,6	69,1	29,0
	19,9	4,2	0,7	52,5	22,0
	18,8	4,1	0,7	40,2	16,9
	13,1	3,9	0,6	17,6	7,40
		2,7	0,6	3,3	1,39
			0,4	0,4	0,17
				0,0	0,0
Сумма: 2444,5 1018,48					

Аналогично может быть рассчитан паводок от снеготаяния, где в качестве входной функции применяется ход водоотдачи из снега.

Глава 4

ВОДНЫЙ БАЛАНС РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

4.1. Уравнение водного баланса речного бассейна

Метод водного баланса является основой при изучении гидрологических явлений и процессов, которые необходимо знать при использовании водных ресурсов в хозяйственных целях. В то же время этот метод является, в сущности, единственно надежным способом научного обоснования оценки последствий этого хозяйственного мероприятия.

В основу воднобалансового метода исследований, как известно, положен фундаментальный закон естествознания – закон сохранения вещества, который может быть выражен уравнением водного баланса, в данном случае речного бассейна.

Уравнение водного баланса показывает соотношение прихода и расхода воды на речном водосборе или участке территории с учетом изменения ее запасов за выбранный интервал времени.

Уравнение водного баланса может быть составлено для любого интервала времени или для отдельных фаз гидрологического режима. С помощью метода водного баланса можно получить гидрологическую оценку водного объекта даже при отсутствии соответствующих наблюдений, путем обобщения, интерполяции и генетического анализа элементов водного баланса.

В настоящее время в зависимости от поставленной задачи водные балансы составляются за гидрологические и календарные годы, но могут быть получены и для сезонов внутри года.

Для речного бассейна уравнение водного баланса для календарного и гидрологического года и естественного режима может быть записано в общем виде. При этом учтены лишь основные составляющие баланса (в мм):

$$h = P - E \pm \Delta U \pm \varepsilon, \quad (4.1)$$

где h – слой речного стока в замыкающем створе; P – атмосферные осадки, выпавшие на водосбор; E – испарение с поверхности бассейна; ΔU – изменение запасов влаги в бассейне; ε – остаточный

член, включающий неучтенные компоненты баланса и погрешности в определении элементов водного баланса. При этом расчет этих составляющих водного баланса производится за соответствующий период.

Приведенное уравнение применимо для речных водосборов без естественного или искусственного регулирования стока рек. В случае регулирования стока в правой части уравнения должен появиться дополнительный член, характеризующий изменение запасов воды в озерах и водохранилищах, а при заборе или сбросе воды в реку — учитывающий и это нарушение. Уравнение (4.1) справедливо для рек, имеющих полное грунтовое питание, а это, как правило, средние и большие реки (замкнутые речные бассейны).

Для малых рек характерно отсутствие постоянного поступления грунтовых вод в русловую сеть, или они поступают частично. Поэтому мы имеем дело только с поверхностным стоком (висячие бассейны). Исходя из сказанного, уравнение водного баланса бассейнов таких рек может быть представлено в виде (мм):

$$h_{\text{пов}} = P - h_{\text{др}} - h_{\text{недр}} - E \pm \Delta U \pm \varepsilon, \quad (4.2)$$

где $h_{\text{пов}}$ — поверхностный сток; $h_{\text{др}}$ — дренируемый рекой подземный сток; $h_{\text{недр}}$ — недренируемый подземный сток, уходящий за пределы малого водосборного бассейна.

В уравнениях (4.1), (4.2) значение ΔU — непостоянно, так как запасы влаги в бассейне в маловодные годы уменьшаются, а во влажные увеличиваются. Поэтому для среднего многолетнего периода эта величина стремится к нулю. В этом случае уравнение водного баланса (4.1) среднего и большого речного бассейна с естественным режимом будет иметь вид (мм):

$$\bar{h} = \bar{P} - \bar{E} \pm \varepsilon, \quad (4.3)$$

где $\bar{P}$, $\bar{h}$, $\bar{E}$ — средние многолетние значения составляющих атмосферных осадков, стока, испарения с поверхности бассейна, ε — остаточный член, включающий глубокое грунтовое просачивание и погрешности в определении элементов водного баланса.

Для малого же бассейна уравнение водного баланса (4.2) за многолетний период принимает вид (мм):

$$\bar{h} = \bar{P} - \bar{h}_{\text{недр}} - \bar{E} \pm \varepsilon. \quad (4.4)$$

Остаточный член уравнений (4.1) и (4.2), включающий не-уточненные элементы баланса и погрешности определения составляющих должен приводить их правые и левые части к равенству.

Таким образом, представлены три вида уравнений водного баланса речных бассейнов, которые чаще всего применяются для анализа и расчета речного стока. Это уравнения водного баланса больших и малых бассейнов за период времени год и более и уравнения водного баланса за многолетний период при $\Delta U = 0$.

Расчет основных элементов водного баланса, как уже отмечалось, может быть выполнен для любого принятого интервала времени.

4.2. Расчет элементов водного баланса

4.2.1. Определение среднего слоя атмосферных осадков для речного бассейна

Количество осадков, выпадающих на поверхность речного бассейна, является основным приходным элементом в уравнении водного баланса.

Для определения среднего слоя осадков (за любой интервал времени) используются все материалы наблюдений за осадками на метеорологической сети района или территории (осадкомеры, плювиографы, снегосъемки) или карты осадков.

Для определения среднего слоя осадков существует несколько приемов: среднего арифметического, взвешивания по площадям, квадратов, изогьет. При этом определение площадей можно выполнить различными способами: планиметрирование и др.

Метод среднего арифметического. Средний слой осадков по этому методу является частным от деления суммы осадков по всем метеостанциям района, принятых для расчета, на число этих станций (n):

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad (4.5)$$

Этот метод дает хорошие результаты для условий равнинного рельефа и значительного количества метеостанций. В горных районах, где количество осадков зависит от высоты местности, где сеть наблюдений редка, метод может дать значительные ошибки.

Метод взвешивания по площадям дает возможность определить средний слой осадков с учетом площадей, тяготеющих к станциям. Для выделения этих площадей соседние станции соединяются прямыми линиями (на схеме рис. 4.1 треугольник – станции 545, 518 и 537), через середину каждой стороны проводится перпендикуляр до их пересечения. В результате линии перпендикуляров становятся границами полигонов, тяготеющих к соответствующим метеостанциям (треугольники Тиссена). Сумма осадков, зафиксированная на центральной станции, относится ко всей площади полигона. Площади f_i , относящиеся к каждой станции можно определить любым способом и выразить их в долях от общей площади бассейна $K_i = \frac{f_i}{F}$.

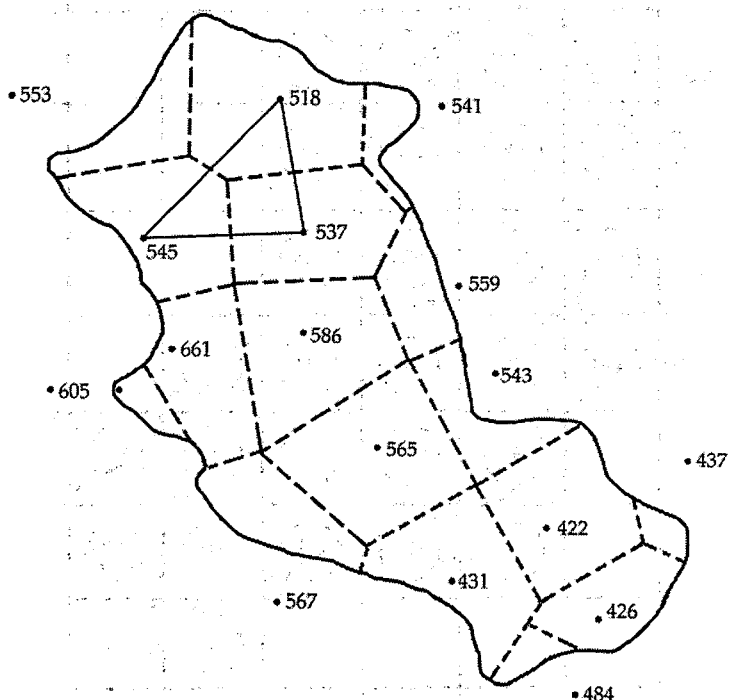


Рис. 4.1. Схема применения метода взвешивания по площадям для вычисления среднего слоя осадков (цифры у точек – слой осадков в мм)

Средневзвешенная сумма осадков вычисляется по формуле:

$$\bar{P} = \frac{P_1 f_1 + P_2 f_2 + \dots + P_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n} = \frac{\sum P_i f_i}{\sum f_i} \quad (4.6)$$

или

$$\bar{P} = P_1 K_1 + P_2 K_2 + \dots + P_n K_n = \sum P_i K_i \quad (4.7)$$

Метод дает более точные результаты, чем при арифметическом осреднении. К числу недостатков относится то, что при увеличении или уменьшении числа метеостанций изменяется и площадь, тяготеющая к каждой станции.

Метод квадратов предусматривает разбивку площади на сеть равновеликих квадратов (рис. 4.2).

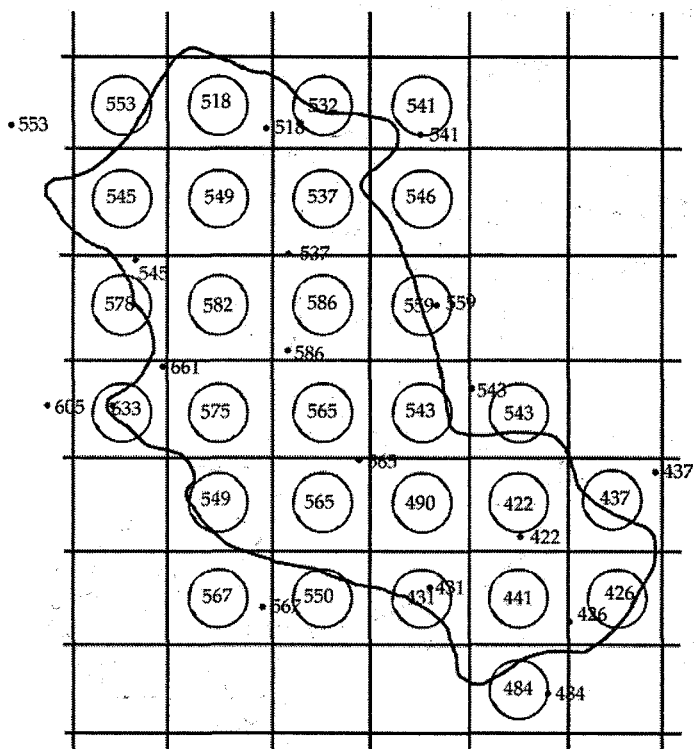


Рис. 4.2. Схема применения метода квадратов для вычисления среднего слоя осадков (цифры у точек – слой осадков в мм; окружены – средний слой осадков в мм)

Размеры квадратов и направление их сторон устанавливается в зависимости от густоты метеорологической сети. Желательно чтобы в каждом квадрате находилось не менее одной станции.

Для каждого квадрата вычисляется среднее количество осадков из показаний метеостанций в нем. Если метеостанций в квадрате нет, то среднее количество осадков устанавливается по интерполяции между соседними станциями или квадратами. Если метеостанция находится на границе двух квадратов, то ее сумма относится к обоим квадратам. Средняя величина осадков получается путем деления суммы осадков во всех квадратах на число квадратов (m):

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^m P_i}{m} \quad (4.8)$$

В целях контроля вычисления можно его повторить при иной разбивке квадратов, разница расчетов не должна превышать 5%. За окончательное значение принимается среднее.

Метод изогьет. Он предусматривает проведение линий равного количества осадков (изогьет) по интерполяции значений осадков на каждой метеостанции (рис. 4.3). Интервал проведения изогьет, как правило, кратный 5 – 5, 10, 20, 25 и т.д. в зависимости от амплитуды изменения сумм осадков, но не менее 5.

При проведении изогьет в горных районах необходимо учитывать изменение осадков по высоте (градиент на 100 м высоты).

Для вычисления среднего слоя осадков по площади необходимо определить площади, заключенные между соседними изогьетами (планиметром или палеткой).

Средний слой осадков по площади вычисляется по формуле:

$$\bar{P} = \frac{\frac{P_1 + P_2}{2} \cdot f_1 + \frac{P_2 + P_3}{2} \cdot f_2 + \dots + \frac{P_n + P_{n+1}}{2} \cdot f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n} = \frac{\sum \frac{P_i + P_{i+1}}{2} \cdot f_i}{\sum f_i}, \quad (4.9)$$

где $P_1, P_2, \dots, P_n$ – значения осадков по изогьетам, мм; $f_1, f_2, \dots, f_n$ – площади, ограниченные изогьетами.

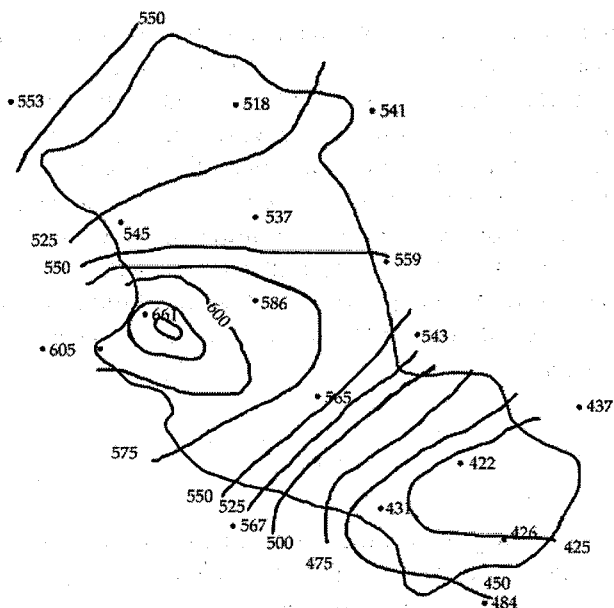


Рис. 4.3. Схема применения метода изогиет для вычисления среднего слоя осадков (цифры у точек – слой осадков в мм)

В случае замкнутых изогиет среднее значение осадков определяется как полусумма значений изогиеты и предельного слоя осадков в контуре.

Метод считается наиболее точным, т.к. дает непосредственное распределение осадков по территории, учитывает рельеф местности.

В зависимости от периода времени, для которого составляется уравнение водного баланса, суммы осадков берутся за необходимый период. Если уравнение составляется за многолетний период, то берется норма осадков по каждой станции.

Пример расчета

Рассчитать средний слой осадков для бассейна р. Вятка – п. Киров выше перечисленными методами. При расчете использовано 17 метеостанций.

Средний слой осадков, вычисленный *методом среднего арифметического*, равен

$$\bar{P} = \frac{5296}{10} = 530 \text{ мм.}$$

На рис. 4.1 показана схема разбивки бассейна на частные при вычислении средних осадков *методом взвешивания*, в табл. 4.1 приведены результаты расчета.

Таблица 4.1

Вычисление среднего слоя осадков методом взвешивания по площадям.

Бассейн р. Вятки

Осадки P_i мм	Доля площади, тяготеющей к станции, k_i	$k_i P_i$
553	0,045	14,6
518	0,084	50,8
...	...	...
437	0,015	1,2
Сумма	1,000	531,0

Средний по бассейну р. Вятки слой осадков методом взвешивания равен

$$\bar{P} = \sum_{i=1}^{17} k_i P_i = 531 \text{ мм.}$$

Расчет среднего слоя осадков *методом квадратов* иллюстрируется рис.4.2, а в табл.4.2 дано вычисление средних осадков по квадратам при двух положениях сетки.

Средний слой осадков равен

$$\bar{P} = \frac{14940}{28} = 533 \text{ мм.}$$

Таблица 4.2

Вычисление среднего слоя осадков методом квадратов

Бассейн р. Вятки

№ квадрата	средний слой в квадрате
1	513
2	518
3	532
4	541
...	...
17	484
Сумма	14 940

На рис. 4.3 проведены *изогии* – через 25 мм.

Подсчет среднего по площади слоя осадков приведен в табл. 4.3.

Таблица 4.3

Вычисление среднего слоя осадков методом изогнет.

Бассейн р. Вятки

Изогии, мм	Среднее значение осадков между изогиями, мм	Доля площади между изогиями k_i	$\frac{P_i + P_{i+1}}{2} \cdot k_i$
661–650	656	0,004	2,59
650–625	638	0,019	11,88
625–600	613	0,074	44,40
600–575	587	0,160	92,00
575–550	563	0,286	157,30
550–525	537	0,218	114,34
525–500	512	0,125	62,44
500–475	487	0,042	19,95
475–450	463	0,025	11,26
450–425	438	0,047	10,29
Сумма		1,00	526,46

Средний по площади слой осадков методом изогнет, согласно формуле (4.9) равен

$$\bar{P} = \sum \frac{P_i + P_{i+1}}{2} \cdot k_i = 526 \text{ мм.}$$

Сравнение результатов расчетов средних слоев осадков, полученных разными методами, приведено в табл. 4.4. При вычислении расхождения за 100% принят результат, установленный методом среднего арифметического. Как видно из таблицы, расхождения незначительны.

Таблица 4.4

Сравнение результатов средних слоев осадков различными методами.

Бассейн р. Вятки

Метод	Средний слой осадков, мм	Расхождение, %
Среднего арифметического	530	0
Средневзвешенное по площади	531	0,2
Квадратов	533	0,6
Изогнет	526	0,8

Вычисление среднего слоя осадков для горных и частично лесенных бассейнов. В отличие от распределения осадков равнин-

ных однородных территорий в горах с высотой H , на частично залесенных бассейнах также увеличивается пятнистость в распределении осадков.

Поэтому в первом случае для вычисления средних по площади слоев осадков используются графики связи годовых и сезонных сумм с высотой местности. Графики можно строить для сравнительно небольших, однородных по ориентации и рельефу склонов. На одном графике объединяются данные наблюдений станций на площади до 3–5 тыс. км². Если наблюдения за осадками производятся во всех высотных зонах горного бассейна, для построения графика суммы осадков иногда осредняются для нескольких пунктов наблюдений, расположенных на близких высотах. Для каждой группы определяется средняя высота как частное от деления суммы высот всех пунктов в группе на их число. Осредненные суммы осадков относятся к средней высоте.

Линии связи проводятся в виде плавной кривой или прямой в соответствии с расположением точек на графике. В связи с большим влиянием на количество осадков местных условий, при построении графиков могут встретиться случаи резкого отклонения отдельных точек от общей линии связи. Такие отклонения могут происходить как вследствие неточности измерения осадков, так и в результате локальных особенностей расположения пунктов наблюдений. В таких случаях проводится тщательный анализ отклонившихся точек путем сравнения данных по нескольким соседним станциям, расположенным в аналогичных условиях. Только после анализа отдельные точки могут исключаться из рассмотрения.

Средний по горному бассейну слой осадков определяется как средневзвешенное значение из слоев осадков на отдельных высотных зонах с учетом площадей этих зон. Расчет проводится по формуле:

$$\bar{P} = \frac{P_1 f_1 + P_2 f_2 + \dots + P_n f_n}{F}, \quad (4.10)$$

где $\bar{P}$ — средний слой осадков в бассейне, мм; $f_1, f_2, \dots$ — площади отдельных высотных зон, определенные по гипсометрической кривой, км²; $P_1, P_2, \dots$ — средние слои осадков в соответствующих вы-

сотных зонах, определенные по графику связи осадков с высотой для средних отметок высотных зон, мм; F — площадь бассейна, км².

Для упрощения можно пользоваться не значениями частных площадей, а их отношениями к общей площади бассейна. Тогда выражение (4.10) будет иметь вид:

$$P = P_1 f_1' + P_2 f_2' + \dots + P_n f_n', \quad (4.11)$$

где $f_1', f_2', \dots, f_n'$ — отношение частных площадей высотных зон к общей площади бассейна.

Во втором случае для бассейнов, частично залесенных, подсчет производится отдельно для залесенных и безлесных его частей. Средний по бассейну слой осадков с учетом долей этих площадей равен:

$$\bar{P} = P_{\text{л}} f_{\text{л}} + P_{\text{п}} (1 + f_{\text{л}}), \quad (4.12)$$

где $P_{\text{л}}, P_{\text{п}}$ — средние слои осадков в лесу и поле; $f_{\text{л}}$ — доля площади бассейна, занятая лесом.

Для расчета средних осадков за зимний сезон 1942 г. в бассейне р. Алмаатинки построена зависимость изменения осадков с высотой (рис. 4.4), так как осадки твердые, то взят запас воды в снеге. Весь диапазон площадей разделен на частные площади в зависимости от интервала высот (табл. 4.5). Средний слой осадков в бассейне р. Алмаатинки, согласно формуле (4.11), равен:

$$P = 0,08 \cdot 90 + 0,22 \cdot 170 + 0,20 \cdot 248 + 0,22 \cdot 320 + 0,28 \cdot 420 = 281 \text{ мм.}$$

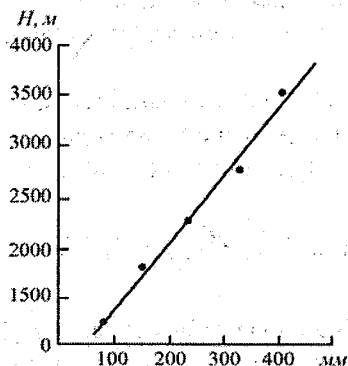


Рис. 4.4. Изменение запаса воды в снеге с высотой (бассейн р. Алмаатинки)

Таблица 4.5

**Распределение площади бассейна и осадков по высотным зонам
в бассейне р. Алмаатинки**

Характеристика	Высота зоны, м				
	до 1500	1501–2000	2001–2500	2501–3000	3001–4000
Осадки, мм	90	170	248	320	420
Относительные площади зон	0,08	0,22	0,20	0,22	0,28

**4.2.2. Определение средней величины речного стока
в замыкающем створе и построение карт**

Величина слоя речного стока в уравнении (4.1) рассчитывается по расходам воды в замыкающем створе за интервал времени, для которого составляется уравнение водного баланса.

При наличии данных наблюдений средний расход определяется как:

$$\bar{Q} = \frac{\sum Q_i}{n}, \quad (4.13)$$

где $\sum Q_i$ – сумма расходов воды, определенных в замыкающем створе; n – число лет наблюдений. Затем $\bar{Q}$ переводится в слой или объем по (3.2), (3.5).

При отсутствии данных наблюдений строятся карты стока.

Картирование гидрологических характеристик, не зависящих от размера площади водосбора, основано на допущении плавного изменения их по территории в соответствии с распределением климатических (осадки, испарение) и других физико-географических факторов. В качестве картируемой величины принимаются модули или слои стока, приведенные к единице площади.

Особенностью картирования гидрологических характеристик является то обстоятельство, что изображаемые на карте значения относятся не к точке измерения (как при картировании климатических характеристик), а к целому водосбору, так как расход воды, измеренный в гидрометрическом створе, представляет собой осредненный сток со всего речного бассейна. Это создает условность картирования гидрологических характеристик, ибо их значения относят к условным точкам – центрам тяжести водосборов, отражающих в какой-то степени средние условия их формирования. Ошибка определения по карте тем больше, чем больше площадь

водосбора и чем больше градиент изменения гидрологических характеристик по территории. Поэтому большие бассейны, имеющие различные значения гидрологических характеристик в отдельных частях, при построении карты не рассматриваются, а служат лишь для контроля надежности построения карты.

Для того чтобы определить абсолютное значение гидрологической характеристики, на карте оконтуривают рассматриваемый водосбор до замыкающего створа и наносят на карту его центр тяжести, определяемый приближенно. Для более надежного определения центра тяжести водосбора на схеме проводят две прямые, взаимно перпендикулярные линии, делящие площадь водосбора, по отношению к каждой из них, на две части. Если площади двух частей по отношению к каждой линии равны между собой, то центр тяжести водосбора определен правильно.

Если через центр тяжести водосбора на карте проходит изолиния, а сам водосбор расположен между двумя изолиниями, не считая изолинии, проходящей через центр тяжести, то значение гидрологической характеристики принимается равным значению изолинии, проходящей через центр тяжести рассматриваемого водосбора.

Если центр тяжести водосбора и вся его площадь находятся между двумя соседними изолиниями, то значение искомой величины определяется по центру тяжести водосбора путем линейной интерполяции между значениями этих изолиний.

Если водосбор пересекает несколько изолиний, то среднее значение для водосбора y_{cp} определится по способу средней взвешенной:

$$y_{cp} = \frac{y_1 f_1 + y_2 f_2 + \dots + y_n f_n}{F},$$

где y_i — средние значения гидрологической величины между соседними изолиниями; f_i — площади, ограниченные соседними изолиниями и линией водораздела; F — площадь водосбора до замыкающего створа.

Для расчета норм годового стока при отсутствии данных гидрометрических наблюдений рекомендуется использовать карту среднего годового стока рек в масштабе 1 : 10 000 000, а также карты стока, составленные для отдельных районов и помещенные в нормативных документах.

Таблица 4.6

Значения поправочного коэффициента к среднему многолетнему стоку, определяемому по карте ГГИ, учитывающего неполное дренирование подземных вод малыми реками. Лесостепные и степные районы

Район	Площадь водосбора, км ²						
	10	30	50	100	500	1000	2000
Европейская территория бывшего СССР (равнинная часть)	0,7	0,85	0,90	0,95	1,00	—	—
Волыно-Подольская возвышенность	—	—	0,55	0,60	0,80	0,90	1,00
Донецкая и Приазовская возвышенности	—	—	—	0,70	0,90	0,95	1,00
Сальские степи и Кумо-Манычская впадина	Поправки не вносятся						
Заволжье	Поправки не вносятся						
Казахстан и Западная Сибирь	—	—	0,70	0,80	0,85	0,90	1,00
Минусинская и Тувинская котловины	—	—	0,70	0,80	0,90	0,95	1,00
Забайкалье	—	—	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00
Центральноякутская равнина	—	—	—	0,60	0,80	0,90	1,00

Примечание. На границах географических районов значения поправочных коэффициентов определяются интерполяцией.

По картам допускается определение нормы стока рек с площадями водосборов до 50 000 км², исключая предельно малые реки. Если на рассматриваемой территории не наблюдается резких изменений рельефа, то норму стока можно определить по карте и для больших площадей.

Причиной расхождения нормы стока больших и малых рек является неодинаковое соотношение поверхностных и грунтовых вод, поступающих в русла рек, а в некоторых случаях — разные потери на испарение с поверхности водосбора, речных русел и пойм. Эти расхождения в стоке больших и малых рек неодинаковы в разных географических зонах как по значению, так и по знаку.

Малые реки обычно имеют неглубокий врез русла и в зависимости от глубины залегания грунтовых вод могут дренировать их в разной степени. В меженные периоды при понижении уровня подземных вод может отсутствовать их дренирование малыми реками, следствием чего является пересыхание и перемерзание.

Таблица 4.7

Значения поправочного коэффициента к среднему многолетнему стоку, определяемому по карте ГГИ, учитывающего уменьшение потерь на испарение с поверхности водосборов и речных плесов

Норма стока по карте ГГИ, л/(с · км ²)	Площадь водосбора, км ²								
	10	30	50	100	250	500	1000	2000	3000
<i>Степные и полупустынные районы</i> (Молдавия, юг Украины, Крым, Приазовье, Прикаспийская и Арало-Каспийская низменности, Казахстан, Забайкалье)									
0,5 и более	2,0	1,8	1,6	1,5	1,4	1,3	1,2	1,0	—
0,3	3,0	2,5	2,3	2,0	1,6	1,5	1,3	1,1	1,0
0,2	3,5	3,0	2,4	2,1	1,8	1,6	1,4	1,2	1,0
0,1 и менее	5,0	3,7	3,2	2,5	2,1	1,9	1,4	1,3	1,0
<i>Пустынные районы</i> (Арало-Каспийская низменность) Наклонные глинистые равнины									
0,1 и менее	—	—	3,6	2,9	1,0	—	—	—	—
Плоские равнины с такыровидными землями, такырами									
0,1 и менее	2,0	1,8	1,0	—	—	—	—	—	—

Примечание. На границах географических районов значения поправочных коэффициентов определяются интерполяцией.

Поэтому норма годового стока, определенная по карте, принимается с поправочным коэффициентом, учитывающим неполное дренирование подземных вод малыми реками. В табл. 4.6 и 4.7, приведены ориентировочные значения поправочного коэффициента, которые должны уточняться по мере накопления данных по стоку малых рек в разных географических районах.

Кроме того, рекомендуется вводить поправки на уменьшение потерь на испарение с поверхности водосборов (табл. 4.7).

Пример расчета

На примере рек бассейна р. Сож (рис. 4.5) выполнить построение карты нормы годового стока.

Исходные данные. Среднемноголетние расходы воды (нормы стока) в гидрометрических пунктах, расположенных на реках в бассейне р. Сож (табл. 4.8). Поскольку исходные данные нормы стока даны в расходах, а эта величина, зависящая от площади, не может быть картирована, значения нормы стока следует представить в модулях [л/(с · км²)] или слоях (мм) (табл. 4.8).

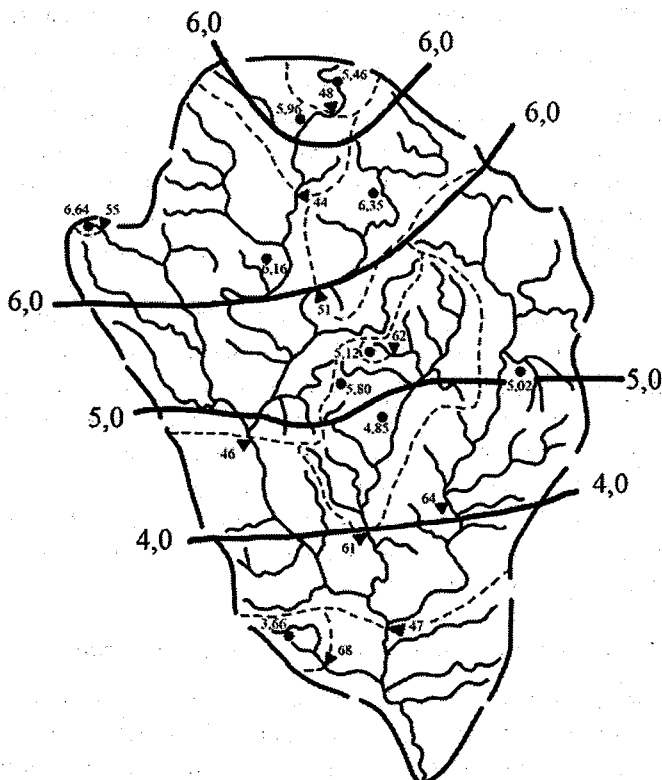


Рис. 4.5. Карта нормы стока для бассейна р.Сож

Таблица 4.8

Исходные данные для построения карты нормы стока в бассейне р. Сож

№ п/п	№ в/п	Река – пункт	Площадь водосбора $F, \text{ км}^2$	$Q_{0, \text{ м}^3/\text{с}}$	$q_{0, \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
1	48	Хмара – Красиловка	594	3,24	5,46
2	44	Сож – Ускосы	2600	15,5	5,95
3	46	Сож – Славгород	17700	109	6,16
4	47	Сож – Гомель	38900	206	5,30
5	51	Остер – Ходунь	3250	20,6	6,35
6	55	Поросица – Горки	86	0,57	6,64
7	61	Беседа – Светловичи	5010	24,3	4,85
8	62	Жадунька – Костюковичи	334	1,71	5,12
9	64	Ипуть – Ущернье	8100	40,6	5,02
10	68	Уза – Прибор	680	2,49	3,66

Для каждого гидрометрического створа на схематической карте проведены линии частных водосборов и визуально намечены центры тяжести бассейнов. Рядом с точкой, характеризующей центр тяжести, выписано значение нормы стока (в л/с). По полученному таким образом полю точек путем интерполяции между точками нанесены линии равных норм стока, которые проведены через значения, кратные 5.

Таким образом, выполнено построение карты нормы стока для бассейна р. Сож.

Задача нахождения нормы годового стока для неизученного речного бассейна решается обратным путем: для намеченного створа оконтуривается водосборная площадь, намечается центр тяжести и для него путем интерполяции между ближайшими изолиниями определяется значение нормы стока. Полученная величина характеризует значение нормы стока для выбранного створа. Для приведенного примера введение поправочных коэффициентов не требуется, так как размеры бассейнов достаточно велики и полностью дренируют подземные воды.

4.2.3. Определение испарения с поверхности водосбора

Выбор метода расчета испарения зависит от поставленной задачи, наличия исходных данных и заданной точности результатов расчета. На первой стадии проектирования расчеты испарения производят одним из простейших и наименее трудоемких методов. В заключительной стадии проектирования метод расчета испарения устанавливается в зависимости от размера испаряющей поверхности и продолжительности расчетного периода. Затем результаты расчета сравнивают с данными, полученными с помощью другого независимого метода, также рекомендованного для расчета испарения в этих условиях.

Расчетные методы не рекомендуются для горных районов, с отметками высот более 1000–1500 м. Особенностью оценки испарения в горах является необходимость учета вертикальной зональности, экспозиции, крутизны склонов, изменения по высоте необходимых для расчета испарения исходных данных: осадков, радиации, стока, температуры и влажности воздуха. Закономерности изменений этих характеристик по высоте еще недостаточно изучены.

Величина испарения с поверхности речного бассейна может быть определена как по специальным испарителям (по данным наблюдений), так и различными методами, позволяющими рассчитать как месячные, так и годовые величины испарения с суши. Испарение с водной поверхности водных объектов, расположенных на водосборе, определяется по данным метеорологических наблюдений по формуле:

$$E_0 = 0,14n(e - e_2)(I + 0,72 \cdot V_2), \quad (4.14)$$

где e — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме, мбар; e_2 — средняя упругость водяного пара (абсолютная влажность воздуха) на высоте 200 см над водоемом, мбар; V_2 — средняя скорость ветра на высоте 200 см над водоемом, м/с; n — число суток в расчетном интервале (подробнее в разд. 5.2.3).

С поверхности водосбора расчет годового испарения может быть выполнен следующими методами:

– *Расчет по карте испарения.* Карта изолиний испарения предназначена для определения нормы годового испарения с больших площадей, порядка 6000–7000 км² (от 300 км² на широте Таймыра до 9900 км² на широте Кушки) (рис. 4.6). Определение нормы годового испарения по карте аналогично определению модуля стока. Прежде всего на карте оконтуривается площадь расчетного водосбора и наносится центр его тяжести. Если площадь расчетного водосбора на карте пересекается несколькими изолиниями, то испарение определяется как средняя взвешенная величина с учетом веса площадей между соседними изолиниями испарения в пределах водосборной площади аналогично, изложенному в разд. 4.2.2.

При расположении расчетного водосбора на карте между двумя соседними изолиниями расчетная величина находится для центра тяжести водосбора путем интерполяции между соседними изолиниями.

Погрешность снимаемых с карты значений испарения для большей части равнинной территории составляет 15 %. Для горных районов и Крайнего Севера ошибка возрастает до 20 %, а для некоторых слабоизученных частей этих районов может достигать 40 %.

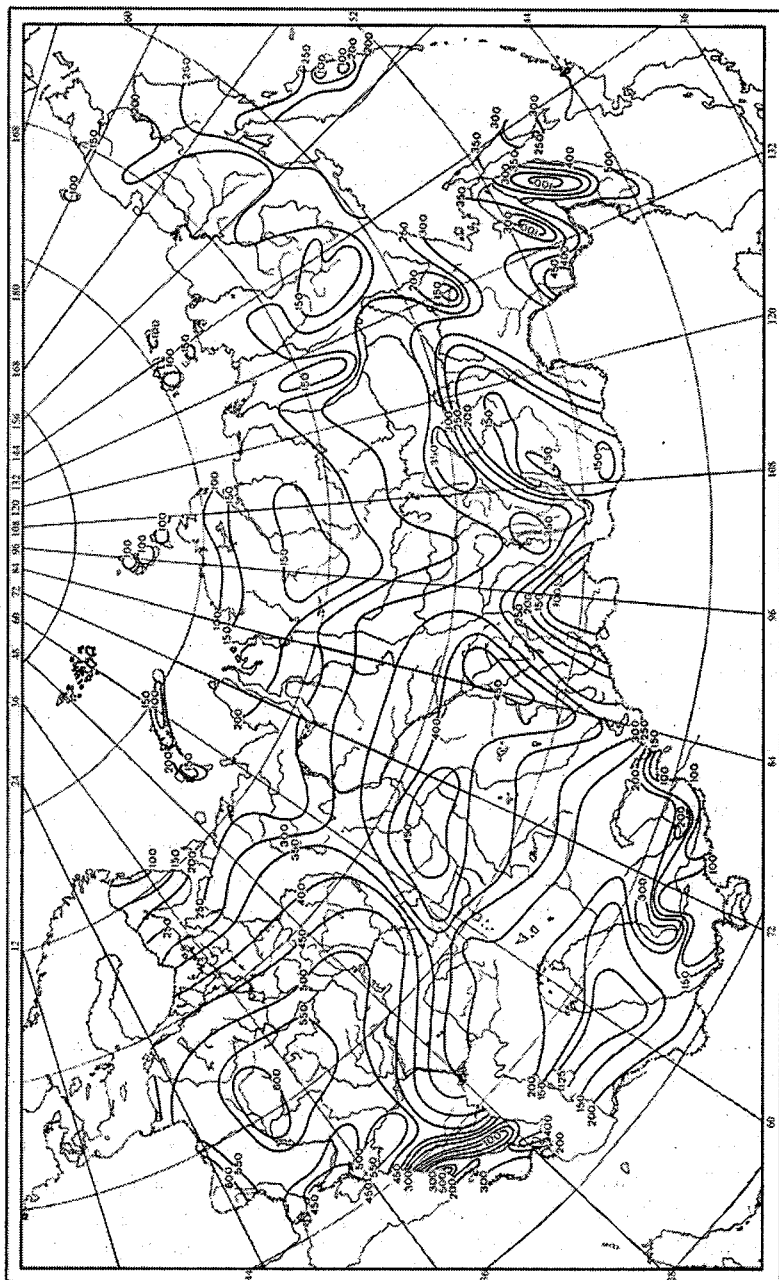


Рис. 4.6. Норма годового слоя испарения с суши

– *Расчет по температуре и влажности воздуха* (метод А.Р. Константинова). Метод может быть использован для расчета нормы годового испарения для районов избыточного и достаточного увлажнения равнинной территории с площади, окружающей метеорологическую станцию, в несколько квадратных километров, т. е. с той площади, которая оказывает влияние на формирование температуры и влажности воздуха. Метод не рекомендуется применять для расчета испарения в районах сухих степей, полупустынь и пустынь.

Расчетная схема дана в виде номограммы (рис. 4.7), с помощью которой по температуре и влажности воздуха определяется норма годового испарения. Для расчета этим методом вначале выбираются опорные метеорологические станции, материалы, наблюдения которых репрезентативны для данной испаряющей поверхности.

Норма годового испарения в отдельном пункте определяется с помощью номограммы, по нормам годовых значений температуры и влажности воздуха, опубликованным в Справочниках по климату, без введения в них каких-либо поправок.

Для расчета среднего испарения с речного бассейна выбираются метеорологические станции с многолетними рядами наблюдений. При недостаточном числе станций для освещения территории бассейна или его части в расчет принимаются также станции, расположенные вне бассейна в непосредственной близости от его границы. Затем определяется норма годового испарения для каждой опорной метеорологической станции.

Для получения среднего испарения с водосборного бассейна при равномерном распределении метеорологических станций по площади бассейна применяется метод среднего арифметического. При неравномерном распределении принимается метод среднего взвешенного с учетом доли площади бассейна, относящийся к соответствующей метеорологической станции, аналогично определению средних осадков для бассейна, изложенному в разд. 4.2.1.

Проверка результатов расчета испарения производится путем сравнения с расчетными данными, полученными для этой метеорологической станции (площади водосбора) по другому, независимому методу.

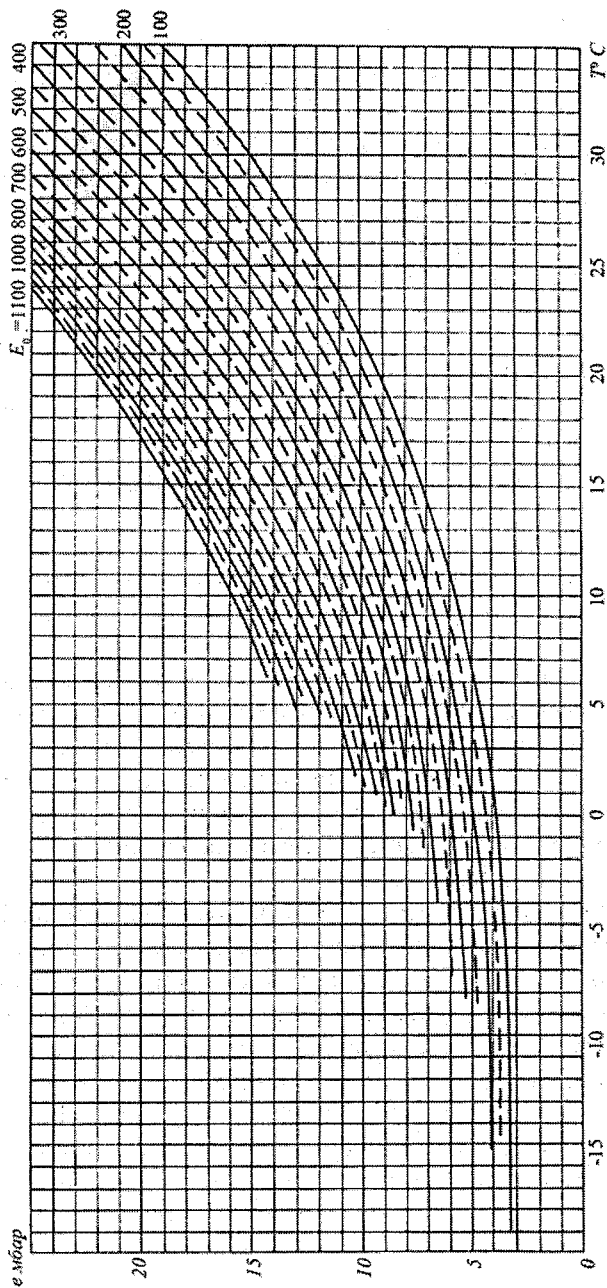


Рис. 4.7. Номограмма для вычисления нормы годового испарения по средней годовой температуре и влажности воздуха (по А.Р. Константинову)

Расчет годового испарения по методу М.И. Будыко. Этот метод может быть использован для расчета нормы годового испарения при условии естественного увлажнения территории.

При этом условия естественного увлажнения учитываются в расчетной формуле (4.10) количеством осадков, а различия в свойствах подстилающей поверхности, в том числе в растительном покрове (леса, кустарники, пастбища, поля и другие угодья) – значением радиационного баланса.

Уравнение М.И. Будыко имеет вид:

$$E_0 = \sqrt{\frac{R_0 P_0}{L} \left(1 - e^{-\frac{R_0}{P_0 L}} \right) \operatorname{th} \frac{P_0 L}{R_0}}, \quad (4.15)$$

где E_0 – норма годового испарения, мм/год; R_0 – средний годовой радиационный баланс увлажненной поверхности, ккал/(см²·год); P_0 – норма годовых осадков, мм/год; L – удельная теплота парообразования (скрытая теплота испарения), ккал/г; e – основание натуральных логарифмов.

Расчет нормы годового испарения можно также выполнить для каждой метеорологической станции по номограмме (рис. 4.8).

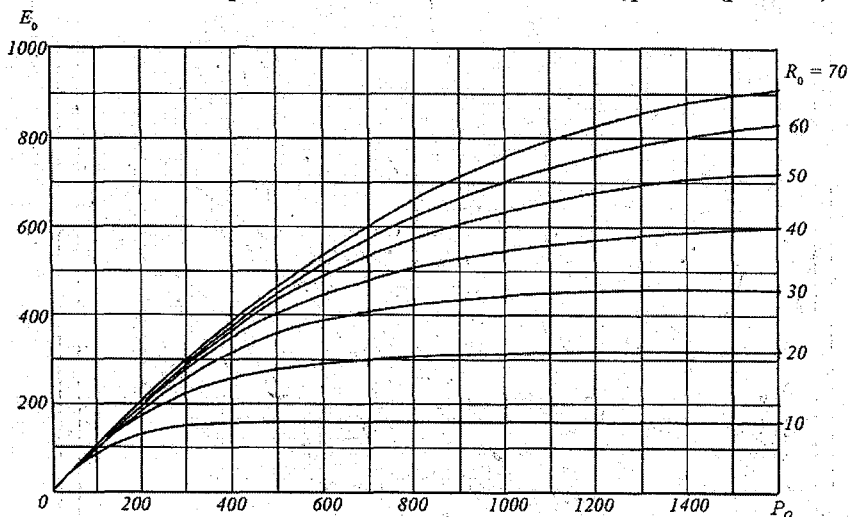
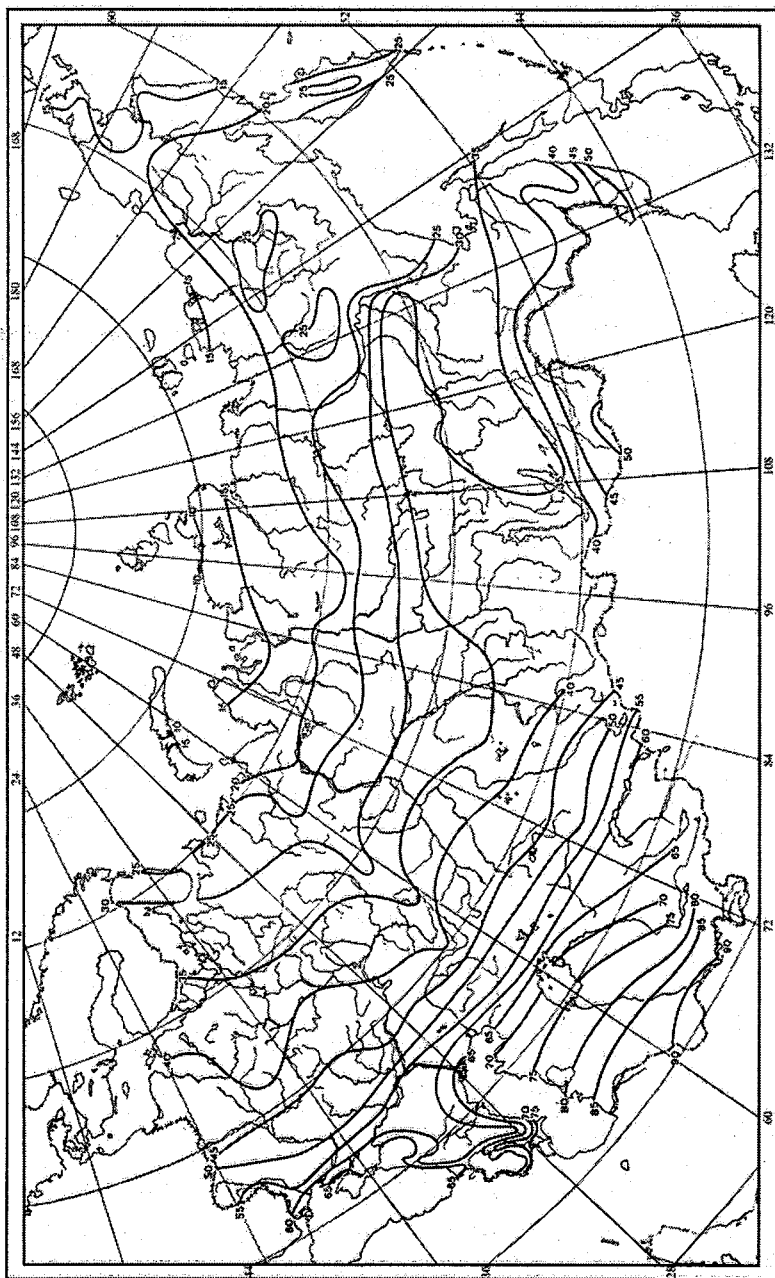


Рис. 4.8. Номограмма для вычисления нормы годового испарения по нормам осадков и радиационного баланса увлажненной поверхности



Средний годовой радиационный баланс увлажненной поверхности R_0 определяется по карте изолиний, составленной в ГГО Н.А. Ефимовой (рис. 4.9).

Результаты вычислений по одному пункту распространяются на окружающую территорию, размеры которой определяются радиусом действия принятых в расчет осадков и радиационного баланса. При соблюдении некоторых условий репрезентативности пункта наблюдений по виду поверхности и высоте местности над уровнем моря результаты вычислений могут быть распространены на территорию в радиусе около 10–30 км, т.е. могут быть распространены на площадь до 3000 км².

При определении среднего испарения с речного бассейна сначала на карте оконтуривают границы бассейна и выбирают располагающиеся внутри контура пункты наблюдений (метеостанции, посты) с многолетним рядом наблюдений за осадками, а при недостаточном числе станций к расчету привлекают также пункты, расположенные вне бассейна в непосредственной близости от его границы.

Расчет среднего испарения с речного бассейна производится методом среднего арифметического при равномерном расположении метеостанций по площади водосбора и методом среднего взвешенного при неравномерном их расположении.

Ошибка расчета нормы испарения по этому методу достигает 20 %.

Участки, увлажнение которых определяется не климатическими условиями, а особенностью их положения (поймы, болота, крутые склоны, пески, районы развитых карстовых явлений), не влияют заметно на вычисления испарения в речном бассейне по формуле (4.15), если доля занимаемой ими площади составляет не более 5 % (в аридных зонах не более 2 %) или если имеется несколько участков с неестественно сухими и увлажненными почвогрунтами.

Пример расчета 1

Расчет нормы годового испарения выполнить для пункта с координатами: $\varphi = 58^\circ$ с.ш. и $\lambda = 33^\circ$ в.д., расположенного в центре тяжести бассейна р. Поломать у пос. Яжелбицы ($F = 631$ км²).

В соответствии с изложенным выше, расчет нормы годового испарения с поверхности суши произведен методом А.Р. Константинова и по уравнению связи М.И. Будыко. Необходимые для расчета исходные метеорологические данные (нормы осадков, абсолютной влажности и температуры воздуха) получены из Справочников по климату СССР по одной метеорологической станции Яжелбицы, расположенной в бассейне р. Полометь.

Норма годового испарения по методу Константинова определена с помощью номограммы (рис. 4.8). Для этого по значениям годовых норм абсолютной влажности ($e_r = 7,5$ мбар) и температуры воздуха ($t = 3,2$ °C) найдена точка на поле номограммы, по которой и определено значение нормы годового испарения путем линейной интерполяции между кривыми. В данном примере она составила 430 мм.

При определении нормы годового испарения по уравнению М.И. Будыко сначала определяем норму радиационного баланса по карте (рис. 4.9) для расчетного пункта по его координатам. В нашем примере она равна $37,5$ ккал/(см²·год). Затем по значениям норм радиационного баланса [$R_0 = 37,5$ ккал/(см²·год)] и годовых осадков ($P_0 = 826$ мм) на поле номограммы (рис. 4.8) наносим точку, по ординате которой находим норму годового испарения. Для данного примера она равна 490 мм.

Поскольку два рассмотренных метода дали не совсем близкие результаты, то для обоснования результата расчета нормы годового испарения по одному из них необходимо дополнительно определить ее по карте (см. рис. 4.6). Для этого по координатам расчетного пункта на карту наносим точку и путем линейной интерполяции между изолиниями определяем для нее норму годового испарения. В нашем примере она составила 505 мм.

Сопоставляя результаты расчета норм годового испарения для водосборного бассейна р. Полометь у пос. Яжелбицы тремя методами, принимаем в качестве расчетного значение 490 мм, полученное по уравнению М.И. Будыко, как близкое к результату, определенному по карте (см. рис. 4.6). Принятое значение нормы годового испарения с поверхности бассейна р. Полометь у пос. Яжелбицы, равное 490 мм, подтверждается расчетом водного баланса этого бассейна за многолетний период.

Расчет месячной нормы испарения

Способ отношений. В основу способа положен метод гидрологической аналогии, в свою очередь основанный на перенесении статистических закономерностей внутригодового распределения испарения с изученных опорных речных бассейнов (территорий) на неизученные, расположенные в одной геоботанической (почвенно-климатической) зоне. Внутригодовой ход испарения характеризуется выраженными в процентах отношениями месячного испарения к годовой сумме. Эти отношения по месяцам закономерного изменяются по геоботаническим зонам и даются в виде табл. 4.9.

Для расчета среднего многолетнего внутригодового распределения испарения этим методом вначале по геоботанической карте (рис. 4.10) устанавливается зона, в которой расположен расчетный бассейн.

Таблица 4.9

Распределение испарения с поверхности суши по месяцам (в % от годового)

Геоботаническая зона	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Европейская территория России												
Хвойные леса	0	0,5	2	6	17	25	22	15	8	4	0,5	0
Смешанные и лиственные леса, лесостепи	0,5	1	3	9	18	20	18	13	9	5	3	0,5
Степи	1	1	3	11	19	20	16	12	8	5	3	1
Западная Сибирь												
Хвойные леса	0	0	1	5	16	25	24	17	9	3	0	0
Лиственные леса, лесостепи	0	1	2	6	18	23	20	15	9	5	1	0
Степи	1	1	1	9	17	20	20	16	9	4	1	1
Восточная Сибирь и Дальний Восток												
Северотазовые леса	0	0	1	3	11	32	28	18	6	1	0	0
Средне- и южнотазовые леса	0	0,5	2	6	16	24	23	17	8	3	0,5	0
Лиственные леса	0,5	1,5	4	8	14	18	18	16	11	6	2	1
Степи и лесостепи	1	2	2	8	14	19	19	17	10	5	2	1

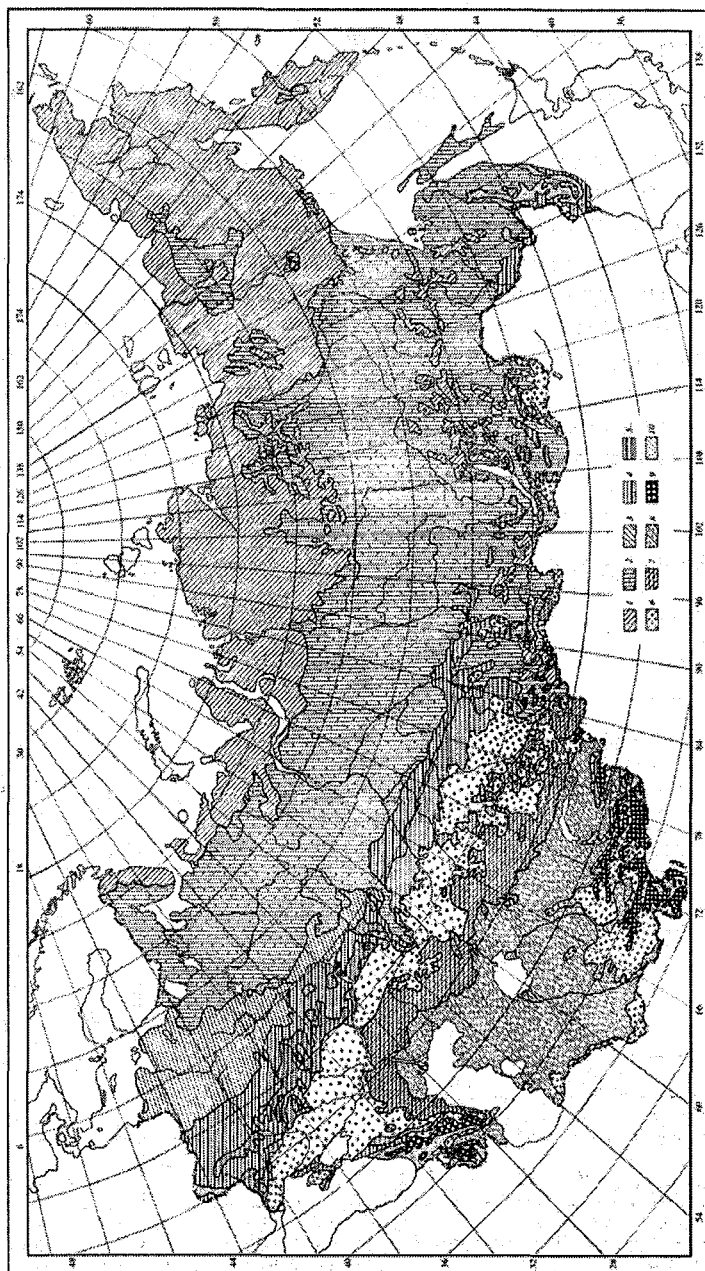


Рис. 4.10. Геоботаническая карта России и стран СНГ. Зоны.

1 – тундра, 2 – хвойные леса, 3 – смешанные леса, 4 – лиственные леса, 5 – лесостепи, 6 – степи, 7 – полупустыни, 8 – пустыни, 9 – высокогорные альпийские и субальпийские луга,

10 – горные лиственные, смешанные и хвойные леса южных лесных, степных и пустынных областей

Из табл. 4.9 для установленной зоны выписывается относительное внутригодовое распределение испарения в процентах (отношение месячного испарения к годовой сумме). Норма годового испарения вычисляется по одному из методов, изложенных ранее. Произведение нормы годового испарения на отношение месячного испарения к годовой сумме, деленное на 100, дает среднее многолетнее внутригодовое распределение испарения (в мм/мес.).

Для тундры и лесотундры, которые являются зонами достаточного и избыточного увлажнения, данные по распределению испарения по месяцам в табл. 4.9 не приводятся. Испарение для этих зон принимается равным испаряемости, которая рассчитывается по приближенному значению дефицита влажности воздуха способом, изложенным ниже в комплексном методе.

Комплексный метод основан на применении уравнений теплового и водного балансов поверхности суши для расчета месячных сумм испарения с суши. Метод позволяет определять среднее многолетнее внутригодовое распределение испарения с естественно увлажненных территорий по наблюдаемым нормам осадков P_0 , стоку h_0 , температуре t и влажности e воздуха для площадей водосборов до 1000–3000 км².

Расчетные формулы испарения имеют вид:

$$E = E_{\max} \frac{w_1 + w_2}{2w_0} \quad \text{при} \quad \frac{w_1 + w_2}{2} < w_0 \quad (4.16)$$

и

$$E = E_{\max} \quad \text{при} \quad \frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0, \quad (4.17)$$

где E и $E_{\max}$ — месячные суммы соответственно испарения и испаряемости (максимально возможного испарения с полностью увлажненной подстилающей поверхности при данных метеорологических условиях), мм/мес.; w_1 и w_2 — запасы продуктивной влаги соответственно в начале и конце месяца в метровом слое почвы,

мм; $\frac{w_1 + w_2}{2}$ — средний месячный запас продуктивной влаги в метровом слое почвы, мм; w_0 — критический запас продуктивной влаги в метровом слое почвы, при котором и выше которого испарение равно испаряемости.

В настоящее время крайне ограничены данные непосредственных измерений величин $E_{\max}$, w_1 и w_2 , поэтому в излагаемом методе предусмотрено определение их косвенным способом в зависимости от гидрометеорологических условий рассматриваемой территории.

Запас продуктивной влаги в конце месяца w_2 вычисляется по формулам:

$$w_2 = \frac{c}{a} \text{ при } \frac{w_1 + w_2}{2} < w_0, \quad (4.18)$$

$$w_2 = w_1 + P - h - E_{\max} \text{ при } \frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0, \quad (4.19)$$

где $c = w_1 b + P - h$, $b = 1 - \frac{E_{\max}}{2w_0}$, $a = 1 + \frac{E_{\max}}{2w_0}$,

здесь h – речной сток, мм, P – атмосферные осадки, мм.

Стандартная (относительная средняя квадратическая) ошибка вычисления месячных норм испарения по материалам наблюдений в одном пункте составляет около 20–25 %.

Расчет месячных норм испарения производится для небольшого района по данным наблюдений в одном пункте, а для большой территории (относительно большого речного бассейна) – по данным большого числа станций. При этом если бассейн небольшой и расположен в однородных гидрометеорологических условиях, расчет месячных норм испарения производят по средним для данного бассейна гидрометеорологическим характеристикам. При гидрометеорологической неоднородности речного бассейна месячные нормы испарения рассчитывают отдельно для однородных его частей, а затем полученные данные осредняют по бассейну.

Для определения месячных норм испарения в одном пункте этим методом необходимо предварительно установить исходные данные расчета и определить расчетные величины, зависящие от определяющих их исходных данных. К исходным данным относятся нормы осадков, температура и влажность воздуха, норма стока, а также продолжительность (в месяцах) теплого и холодного периодов года. К расчетным данным относятся испаряемость, критические и продуктивные запасы влаги в метровом слое почвы.

Средние многолетние месячные осадки, месячные нормы температуры и влажности воздуха устанавливаются за прошедшие годы по «Справочнику по климату СССР» для каждой расчетной метеорологической станции.

При расчетах испарения комплексным методом различают два периода года: теплый и холодный. К теплому периоду, кроме месяцев с положительной средней месячной температурой воздуха, иногда относят также предыдущий (последний в конце холодного периода) или последующий (первый за концом теплого периода) месяц со средней отрицательной температурой воздуха при условии, если она по абсолютному значению оказывается меньше температуры соседнего с ним месяца теплого периода. Например, если температура в марте и апреле соответственно равна $-2,9$ и $4,1^{\circ}\text{C}$, то в этом случае теплый период следует начинать с марта. Если температура в марте и апреле соответственно равна $-5,1$ и $4,1^{\circ}\text{C}$, то теплый период следует начинать с апреля. Аналогично нужно определять и конец теплого периода.

Для учета стока в формулах (4.18) и (4.19) при наличии данных наблюдений подбирают репрезентативный водосбор с многолетними данными по стоку, который включает в себя территорию рассматриваемого района. Если невозможно выбрать такой водосбор из-за отсутствия данных по стоку, подбирают водосбор, достаточно близкий к данному району, или несколько водосборов, средний сток с которых может характеризовать сток этого района. Не следует использовать данные по стоку с очень малых водосборов, сток с которых зависит от площади водосбора, а также очень больших водосборов, выходящих за пределы географической зоны, в которой расположен рассматриваемый район. Сток с репрезентативного водосбора принимается равным стоку в целом для рассматриваемой территории.

Норма стока в формулах (4.18) и (4.19) при отсутствии данных наблюдений определяется по карте среднего годового стока рек (см. разд. 4.2.2). При этом модули стока следует перевести в миллиметры слоя. Всю норму годового стока относят к первому месяцу теплого периода в том случае, если она оказывается меньше разности между суммой осадков и испаряемости, вычисленной за холодный период; методика определения испаряемости изложена

ниже; в остальные месяцы сток принимают равным нулю. Если норма годового стока оказывается больше указанной разности, принимается, что в первом месяце теплого периода стекают все осадки, выпавшие за холодный период, за вычетом испаряемости за тот же период, а остальной сток распределяется по месяцам теплого периода пропорционально месячным осадкам. Для южных районов Средней Азии, где устойчивый снежный покров наблюдается менее чем в 50 % зим, холодный период не выделяется, а сток распределяется по всем месяцам года пропорционально месячным суммам осадков.

Указанный способ распределения стока является приближенным. Однако в районах недостаточного увлажнения, где сток невелик, ошибки в его определении мало влияют на расчет испарения. В степях, например, ошибки в определении стока до 100 % вызывают ошибки в вычислениях испарения в несколько процентов. В районах достаточного и избыточного увлажнения положение о пропорциональности стока сумме выпавших осадков более обосновано и погрешности его определения мало отражаются на точности расчета испарения.

Значения средних многолетних месячных слоев осадков для репрезентативных водосборных бассейнов за прошлые годы берутся из соответствующих томов справочника «Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики».

Если найденные указанным способом средние месячные значения слоя стока h_m в сумме за год дают величину h_r , отличную от среднего годового стока h_k , снятого с карт нормы стока, они корректируются по формуле

$$h = \frac{h_m}{h_r} h_k, \quad (4.20)$$

где h – исправленный месячный слой стока, принимаемый для учета стока в формулах (4.13) и (4.14).

Месячная испаряемость $E_{\max}$ обычно вычисляется в зависимости от радиационного баланса, температуры и влажности воздуха. В излагаемом методе для простоты расчетов месячная испаряемость определяется по эмпирическим графикам связи ее с приближенным значением дефицита влажности воздуха по формуле:

$$d = (e_t - e_r), \quad (4.21)$$

где e_t — максимальная упругость водяного пара, определяемая по средней многолетней месячной температуре воздуха по табл.4.1, мбар; e_r — средняя многолетняя месячная упругость водяного пара, мбар.

Графики зависимости $E_{\max}$ от d построены по месяцам для различных геоботанических зон (рис. 4.11): а) тундры и лесотундры; б) хвойного леса; в) смешанного леса; г) лиственного леса; д) лесостепи; е) степи, полупустынь и лиственных лесов Кавказа и Крыма; ж) пустыни.

Зона, к которой принадлежит данный пункт, определяется по его координатам с помощью геоботанической карты (рис. 4.10). Зная геоботаническую зону, выбирают график, которым следует пользоваться при определении испаряемости. Для определения месячных значений испаряемости по этому графику сначала подсчитывают приближенные месячные значения дефицита влажности воздуха по нормам месячных значений температуры и влажности воздуха для расчетного пункта. По графикам (рис. 4.11) определяется $E_{\max}$ за все месяцы теплого периода года, а при отсутствии данных по дефициту влажности воздуха — также и за месяцы холодного периода года.

При наличии данных по дефициту влажности воздуха испаряемость за месяцы холодного периода года вычисляется по формуле:

$$E_{\max} = 0,37 n d_r, \quad (4.22)$$

где n — число дней в месяце и d_r — средний за месяц дефицит влажности воздуха, мбар.

Критические запасы продуктивной влаги w_0 в метровом слое почвы (средние за месяц) определяются для месяцев теплого периода года в зависимости от геоботанической зоны, в которой находится расчетный пункт, и месячной нормы температуры воздуха по табл. 4.10.

Средние за месяц запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы $\frac{w_1 + w_2}{2}$ определяют для месяцев теплого периода года исходя из заданного для начала первого месяца значения запаса вла-

ги w_1 . Для всех последующих месяцев они вычисляются по формулам (4.18) и (4.19) в зависимости от соотношения между величинами $\frac{w_1 + w_2}{2}$ и w_0 . При этом запас влаги w_1 для каждого расчетного месяца (начиная со второго месяца теплого периода) принимается равным запасу влаги w_2 для конца предыдущего месяца.

Таблица 4.10

Средние месячные критические запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы (w_0 , мм) в зависимости от месячной нормы температуры воздуха для разных геоботанических зон

Номер зоны по карте (рис. 4.10)	Зона	Температура весной ниже 10 °С	В 1-ом месяце с температурой выше 10 °С	Во 2-м месяце с температурой выше 10 °С	В последующие месяцы	В 1-м месяце с температурой осенью ниже 3 °С	Во 2-м и послед. месяце с температурой ниже 3 °С
1 – 6	Тундра, лесотундра, смешанные и лиственные леса, лесостепи и степи Сибири при наличии вечной мерзлоты	200	200	200	200	200	200
1 – 4	Тундра, лесотундра, хвойные, смешанные и лиственные леса вне зоны вечной мерзлоты	200	170	150	150	170	200
5	Лесостепи	170	170	120	120	140	170
6 – 7	Степи и полупустыни	170	170	120	100	120	170
8	Пустыни*	150	150	150	150	150	150
* Для месяцев с испаряемостью $E_{\max} > 200$ мм/мес. следует брать $w_0 = 300$ мм							

Приближенное значение запаса влаги метрового слоя почвы для начала первого месяца теплого периода w_1 снимается с карты (рис. 4.12). Для неосвещенных на карте лесных районов севера ЕТР, Западной и Восточной Сибири значение w_0 принимается равным 200 мм, а для неосвещенных лесостепных районов – 150–200 мм.

При наличии данных наблюдений за влажностью почвы последние могут быть использованы для определения запаса продук-

тивной влаги в метровом слое почвы только для начала первого месяца теплого периода (w_1). Для всех остальных месяцев следует пользоваться рассчитанными значениями продуктивной влаги. Для применения данных влажности почв за все месяцы требуется постановка специальных исследований по уточнению значения w_0 для рассматриваемого региона, в противном случае отношение w / w_0 , а следовательно, и значение испарения будут получаться с большими ошибками.

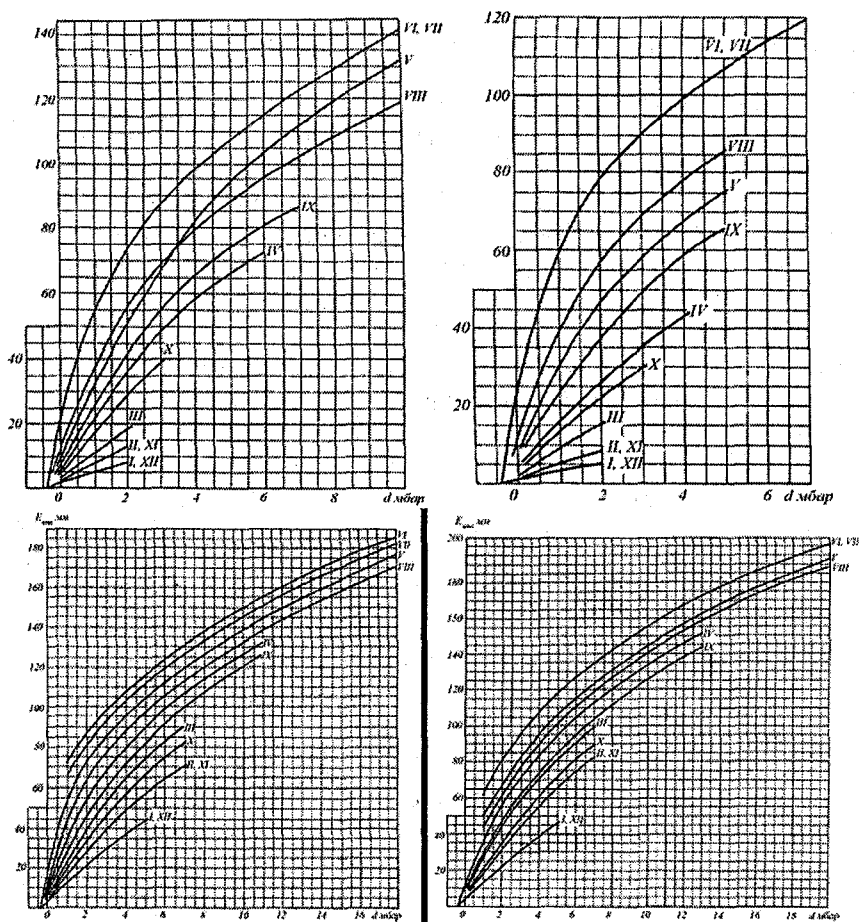


Рис. 4.11. Средняя многолетняя месячная испаряемость $E_{\max}$ в зависимости от d для разных геоботанических зон

Зная w_1 , производятся расчеты w_2 для всех месяцев. При расчетах w_2 для конца первого месяца теплого периода производится по формуле (4.18). Полученный результат считается верным, если окажется, что $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$. Другой результат, при котором $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$, означает, что формула (4.18) была применена неправильно; поэтому расчет w_2 производится заново по формуле (4.19). Для обеспечения правильности выбора одной из формул (4.18) или (4.19) проверка соотношения между величинами $\frac{w_1 + w_2}{2}$ и w_0 производится при расчетах w_2 и за все остальные месяцы теплого периода.

Цикл вычислений запаса продуктивной влаги для данного пункта за теплый период года считается завершенным, если полученное в результате вычислений конечное значение запаса влаги w_2 для конца последнего месяца теплого периода совпадает с принятым значением для начала первого месяца теплого периода ($w_2 = w_1$). Необходимость выполнения этого условия вытекает из того положения, что запасы влаги метрового слоя почвы в среднем за многолетний период в течение зимних месяцев существенно не меняются.

При несоблюдении условия равенства между значениями w_2 и w_1 , цикл вычислений следует повторить заново, т.е. выполнить второе приближение, приняв при этом w_1 для начала первого месяца теплого периода равным значению w_2 , полученному для конца последнего месяца теплого периода в результате первого цикла вычислений. Невыполнение условия $w_2 = w_1$ после первого цикла вычислений происходит вследствие приближенности задаваемого начального значения w_1 . Как правило, второго приближения бывает достаточно, чтобы запасы влаги w_2 и w_1 совпали.

После этого для каждого месяца теплого периода определяют средние запасы влаги $\frac{w_1 + w_2}{2}$.

Месячные нормы испарения для теплого периода года вычисляют по формулам (4.16) и (4.17) в зависимости от соотношения между установленными для каждого месяца значениями $\frac{w_1 + w_2}{2}$ и w_0 .

Месячные нормы испарения для холодного периода года принимаются равными значениям испаряемости для этих же месяцев.

Путем суммирования вычисленных месячных норм испарения находится норма годового испарения.

Проверка правильности выполнения вычислений производится исходя из условий сходимости уравнения водного баланса для среднего многолетнего периода (равенства левой и правой частей уравнения)

$$E_o = P_o - h_o \quad (4.23)$$

и для каждого месяца теплого периода в отдельности

$$E_m = P_m - h_m - (w_2 - w_1). \quad (4.24)$$

Несходимость этих уравнений означает, что в вычислениях допущена ошибка. Нужно иметь в виду, что проверка правильности выполнения расчетов по сходимости уравнения водного баланса рекомендуется лишь как средство для устранения возможных арифметических ошибок расчета, но не является проверкой метода или оценкой его точности.

Расчет испарения за отдельные месяцы и годы.

Испарение за отдельные месяцы теплого периода года также можно рассчитать комплексным методом. Месячные значения испарения за холодный период года при наличии данных по дефициту влажности воздуха d_z определяются в соответствии с рекомендациями, изложенными в конце раздела, а при отсутствии таковых принимаются равными значению $E_{\max}$, определенному по приближенному значению дефицита влажности воздуха. Годовые значения испарения находятся путем суммирования месячных значений за теплый и холодный периоды.

Характерное для данной местности испарение за месяцы отдельных лет вычисляется по (4.16)–(4.17). Особенности этих вычислений изложены ниже.

Необходимые для расчета исходные данные (осадки, сток, температура и влажность воздуха) берутся для соответствующих пунктов для конкретных лет из метеорологических и гидрологических ежегодников, метеорологических ежемесячников.

В расчетах испарения за отдельные месяцы используются месячные значения слоя стока, полученные по материалам измерений. При этом выбор водосбора производится в соответствии с рекомендациями: Когда данные о стоке отсутствуют, допускается

годовой сток определять по карте нормы стока и распределять его по месяцам теплого периода пропорционально месячным осадкам.

При определении запаса продуктивной влаги в метровом слое почвы на начало первого месяца теплого периода года различают два случая: имеются данные измерений влажности почвы и измерения влажности отсутствуют. В первом случае в расчет вводится достаточно надежный, осредненный по территории запас влаги, измеренный вскоре после схода снега, и вычисления испарения производятся непосредственного расчетного года; во втором — задаются приближенным значением запаса продуктивной влаги (рис. 4.12), поэтому расчет начинают с двухлетней заблаговременностью, с тем, чтобы к началу заданного расчетного года получить уточненные методом приближения данные о запасах влаги, близкие к фактическим. В этом случае непригодными для использования являются результаты вычисления испарения только для первых двух лет. Результаты же вычисления месячных значений испарения для всего последующего ряда лет, если только они следуют непрерывно друг за другом, пригодны для использования.

При расчетах испарения за отдельные годы запас влаги w_2 в метровом слое почвы, вычисленный по (4.18) или (4.19), может иногда получиться больше ее водоудерживающей способности, которая в среднем для метрового слоя почвы равна 200 мм продуктивной влаги для зон слабого и полного весеннего промачивания и 350 мм для зон капиллярного промачивания и обводнения (рис. 4.13).

В этом случае рассчитанные значения w_2 следует ограничивать указанными выше величинами, и запас влаги для начала следующего месяца принимать равным 200 или 350 мм, считая, что влага сверх этих значений просочилась ниже метрового слоя (u мм).

Проверка правильности выполнения расчетов при отсутствии просачивания ниже метрового слоя производится из условий сходимости уравнения водного баланса $E = P - h - (w_2 - w_1)$ как для каждого месяца, так и для года в целом. При этом при сходимости уравнения водного баланса для отдельных месяцев w_1 и w_2 означают влагозапасы на начало и конец данного месяца, а для года w_1 и w_2 означают запасы влаги на начало первого и конец последнего месяца теплого периода и вместо P и E в уравнение подставляют суммы осадков и испарения, вычисленные за период от начала холодного периода предыдущего года до конца теплого периода данного года.

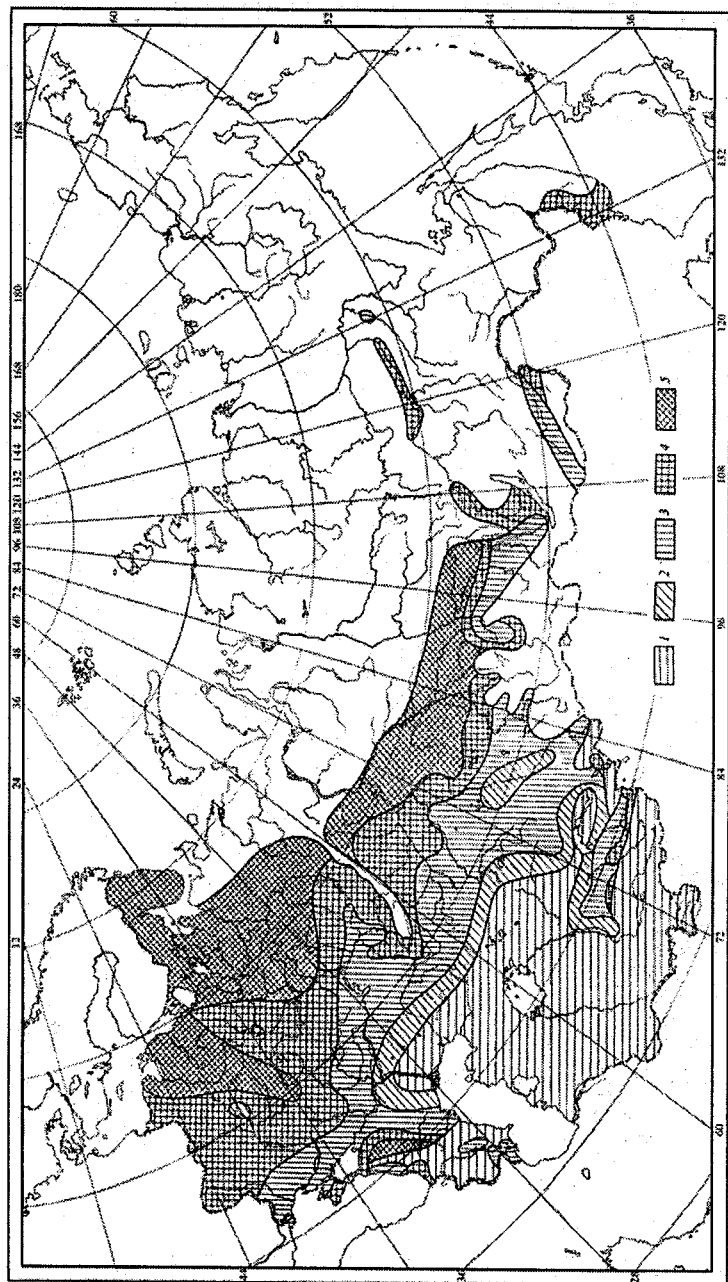


Рис. 4.12. Средние многолетние запасы продуктивной влаги (мм) в метровом слое почвы под зябью весной
ко времени наступления среднесуточной температуры воздуха $+5^{\circ}\text{C}$.

1 – 20 мм, 2 – 50 – 100 мм, 3 – 100–150 мм, 4 – 150–200 мм, 5 – более 200 мм

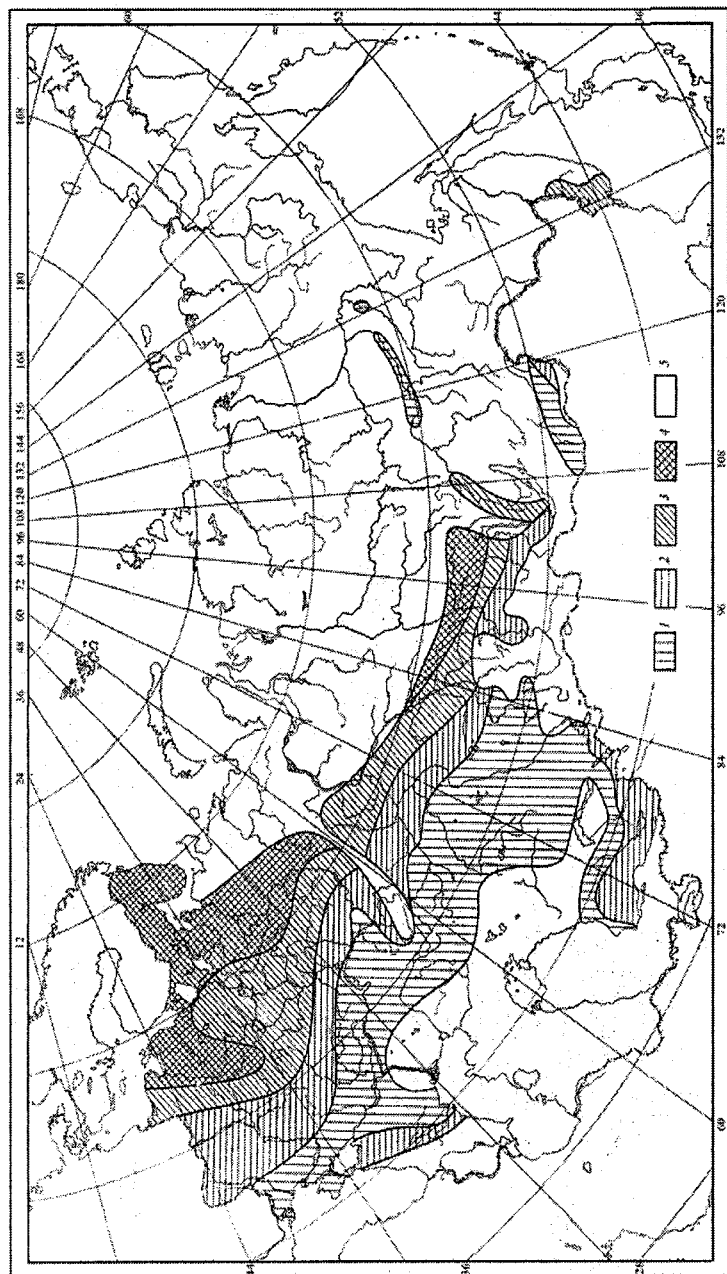


Рис. 4.13. Агрогидрологические зоны.

1 – Зона слабого промачивания; 2 – Зона полного весеннего промачивания; 3 – Зона капиллярного промачивания;
4 – Зона обводнения; 5 – Районы горные, поливные и слабоизученные в отношении влажности почвы

При наличии просачивания влаги ниже метрового слоя проверка правильности расчетов испарения производится по уравнению $E = P - h - (w_2 - w_1) - u$, где u — количество влаги, просачивающейся ниже метрового слоя за месяц, если проверка выполняется для месяца, и за теплый период в целом, если проверка производится для года.

Относительная стандартная ошибка метода расчета месячных значений испарения в условиях аридных зон составляет около 30–35 %. Для зоны достаточного увлажнения ошибка уменьшается.

Пример расчета

Расчет месячных сумм испарения с поверхности суши за год выполнено комплексным методом для пункта с координатами $\varphi = 58^\circ$ с.ш. и $\lambda = 33^\circ$ в.д., расположенного в бассейне р. Поломать (зона смешанных лесов).

Весь расчет представлен в табл. 4.11, которая состоит из двух частей: а) 1962–1963 гг., б) 1964–1965 гг.

Исходные данные расчета выписаны в первые четыре строки табл. 4.11а. Сведения о температуре воздуха и упругости водяного пара взяты из метеорологических ежемесячников по одной метеостанции, расположенной в центре тяжести бассейна р. Поломать у пос. Яжелбицы ($F = 631 \text{ км}^2$), а атмосферные осадки осреднены по девяти станциям. Месячный слой стока р. Поломать у пос. Яжелбицы определен по данным гидрологического ежегодника.

В данном примере расчет испарения произведен для 1965 г., но начинаем с двухлетней заблаговременностью вследствие отсутствия материалов наблюдений за влажностью почвы и использованием в вычислениях приближенных запасов продуктивной влаги на начало первого месяца теплого периода $w_1 = 200 \text{ мм}$, определенных по карте (рис. 4.12).

Для удобства расчет испарения ведется не для календарных лет, а для периодов времени, близких к гидрологическим годам, которые начинаются с первого месяца холодного периода предыдущего календарного года и оканчиваются последним месяцем теплого периода текущего календарного года. В этом периоде времени, условно названным гидрологическим годом, выделяются два периода — теплый и холодный. К теплomu периоду, кроме месяцев с положительной средней месячной температурой, относят

иногда также предыдущий (последний в конце холодного периода) или последующий (за концом теплого периода) месяц со средней отрицательной температурой при условии, если она по абсолютному значению оказывается меньше температуры соседнего с ним месяца теплого периода.

Например, средняя температура декабря 1962 г. (табл. 4.11а) равна $-8,1^{\circ}\text{C}$ и она больше по абсолютному значению средней температуры ноября 1962 г., равной $0,3^{\circ}\text{C}$. В табл. 4.11а ноябрь не показан, поэтому декабрь 1962 г. составляет $-11,2^{\circ}\text{C}$ и по абсолютному значению также больше средней температуры апреля 1963 г., равной $2,5^{\circ}\text{C}$, поэтому март 1963 г. не включен в теплый период 1963 г. Средняя температура ноября 1963 г. равна $-1,0^{\circ}\text{C}$ и она меньше по абсолютному значению средней температуры октября 1963 г., равной $5,0^{\circ}\text{C}$, поэтому 1963 г. включен в теплый период 1963 г.

Аналогично определена продолжительность теплого и холодного периодов последующих лет. Далее в строках 3 и 4 записаны суммы осадков и стока рек за год и его холодный период. В рассматриваемом примере годовые суммы и суммы за холодный период соответственно равны: осадки 547,7 и 107,3 мм, сток 197,1 и 48,8 мм.

Затем подсчитана испаряемость E_{max} . Для этого в строку 5 внесены упругость насыщенного водяного пара e_s , определенная по табл. 3.4 по средней месячной температуре воздуха (например, для декабря 1962 г. $t = -8,1^{\circ}\text{C}$, следовательно, $e_s = 3,1$ мбар); в строку 6 – величина d , равная разности e_s и e ; в строку 7 – испаряемость E_{max} , определенная в зависимости от значений d и геоботанической зоны, в которой находится расчетный пункт. Метеорологическая станция, по данным которой производятся расчеты испарения, имеет следующие координаты: $\varphi = 58^{\circ}\text{с.ш.}$ и $\lambda = 33^{\circ}\text{в.д.}$ По рис. 4.12 установлено, что расчетный пункт расположен в зоне смешанных лесов. По рис. 4.11 по соответствующим кривым для апреля 1963 г. при $d = 2,0$ мбар сняты $E_{\text{max}} = 50$ мм, для мая 1963 г. при $d = 6,9$ мбар сняты $E_{\text{max}} = 118$ мм и т.д. В данном примере мы не располагали измеренными значениями дефицита влажности воздуха d_2 за месяцы холодного периода года, поэтому не смогли воспользоваться рекомендованной формулой (4.22) для вычисле-

ния испаряемости, поэтому определили ее для этих месяцев по приближенному значению дефицита d и геоботанической зоне, как и для теплого периода (например, для марта 1963 г. при $d = 0,4$ мбар имеет $E_{\max} = 8$ мм):

В строку 7 записана также годовая сумма и сумма испаряемости за холодный период года. Далее из суммы осадков за холодный период 1962–63 гг. 107,3 мм вычтена сумма испаряемости за тот же период, равная в нашем примере 95,3 мм. Полученное значение разности прибавлено к осадкам первого месяца теплого периода. Таким образом, в строке осадков для апреля 1963 г. записано $12,5 + 95,3$. Далее подсчитаны слои стока за 1962–63 г. и за его холодный период и вписаны их значения в соответствующие графы строки 4. Затем сток за холодный период года прибавлен к стоку первого месяца теплого периода. Таким образом, в апреле 1963 г. сток составил $(62,4 + 48,8)$ мм. По данным табл. 4.116 в строку 8 внесен критический запас влаги w_0 , равный для апреля 200 мм при $t < 10^\circ\text{C}$, 170 мм в первом месяце с $t > 10^\circ\text{C}$ (май), 150 мм для всех последующих месяцев теплого периода с $t < 3^\circ\text{C}$ и 170 мм в осенние месяцы с $t > 3^\circ\text{C}$ (ноябрь). В строку 9 внесены удвоенные значения критического запаса влаги, в строку 10 – частное от деления испаряемости на удвоенные критические запасы влаги, в строки 11, 12 и 15 – коэффициенты a , b и c , равные:

$$a = 1 + \frac{E_{\max}}{w_0}, \quad b = 1 - \frac{E_{\max}}{w_0}, \quad c = w_1 b + P - h.$$

Затем по координатам метеостанции с помощью карты (рис. 4.12) находим для метрового слоя почвы приближенное значение запаса продуктивной влаги w_1 для начала первого месяца теплого периода, которое оказалось равным 200 мм. Оно внесено в строку 13 таблицы для апреля 1963 г. Далее рассчитаны величины $w_1 b$ и c , которые для апреля получены равными соответственно 175 и 172 мм (строки 14 и 15).

Определение w_2 произведено по (4.18) или (4.19). Сначала вычисления произведены по формуле (4.18), согласно которой для апреля 1963 г. $w_2 = 153$ мм (строка 16). Правильность выбора формулы проверена сопоставлением установленных для апреля значе-

ний $\frac{200+153}{2}$ и 200. В данном случае $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$, следовательно, формула (4.18) была использована правильно.

При расчете запаса влаги для мая 1963 г. полученное для конца апреля значение $w_2 = 153$ мм принимается за начальное для мая и далее аналогично вычислено w_2 по формулам (4.18) и (4.19). Полученные w_2 для мая 1963 г. равны 87 мм. Аналогичным образом вычислен запас влаги для всех остальных месяцев теплого периода года.

Рассчитанные запасы влаги на конец последнего месяца теплого периода (ноябрь) 1963 г. и равные 203 мм принимаются за запасы продуктивной влаги w_1 для начала первого месяца теплого периода (апрель) 1964 г. Весь остальной ход вычисления данного примера за 1964 и 1965 гг. (до строки 17 в 1965 г.) аналогичен расчету за 1963 г. (вычисления за 1964 г. в табл. 4.11 не приводятся).

В строку 18 внесены вычисленные для каждого месяца 1965 г. на основе полученных значений w_1 и w_2 средние запасы влаги $\frac{w_1 + w_2}{2}$, а в строку 19 и 20 — рассчитанные соответственно по формулам (4.16) и (4.17) в зависимости от соотношения между $\frac{w_1 + w_2}{2}$ и w_0 месячные суммы испарения. Годовая сумма испарения (428 мм) определена путем суммирования месячных значений испарения холодного и теплого периодов года (табл. 4.11е).

Проверка правильности выполнения расчетов при отсутствии просачивания ниже метрового слоя (как в данном примере) произведена исходя из условий сходимости уравнения водного баланса $E = P - h - (w_2 - w_1)$ как для каждого месяца теплого периода в отдельности, так и для года в целом. При этом при сходимости уравнения водного баланса для отдельных месяцев значения w_2 и w_1 означают влагозапасы на начало и конец данного месяца. При использовании того же уравнения для проверки правильности вычисления для года w_2 и w_1 означают запасы влаги на начало первого и конец последнего месяца теплого периода, а P и h — соответственно суммы осадков и стока за расчетный год. Так, для апреля 1965 г. $E = P - h - (w_2 - w_1) = 214 - 138 - (229 - 213) = 60$ мм, что

в точности совпадает с рассчитанным для этого месяца испарением (табл. 4.11г, строка 20).

Аналогичная проверка произведена как для других месяцев теплого периода, так и для года и результат записан в строку 21 (табл. 4.11е). Для 1965 г. $E = P - h - (w_2 - w_1) = 626 - 254 - (156 - 213) = 429$ мм. Рассчитанное значение испарения за 1965 г. равно 428 мм (строка 19).

Расхождения в 1–2 мм (май, июль и в целом за год) возможны из-за округления.

Таблица 4.11а

Расчет месячных сумм испарения комплексным методом
в бассейне р. Поломь

№ строки	Характеристика	Размерность	XII	I	II	III	IV
1	2	3	4	5	6	7	8
1962–63 г.							
1	t	°C	–8,1	–16,0	–11,5	–11,2	2,5
2	e	мбар	3,3	1,6	2,3	2,0	5,3
3	P	мм	37,5	29,6	18,2	22,0	12,5+95,3
4	h	мм	28,0	8,9	6,3	5,6	62,4+48,8
5	e_t	мбар	3,1	1,5	2,3	2,4	7,3
6	$d = e_t - e$	мбар	–0,2	–0,1	0,0	0,4	2,0
7	$E_{\max}$	мм	0	1	3	8	50
8	w_0	мм					200
9	$2w_0$	мм					400
10	$\frac{E_{\max}}{2w_0}$						0,125
11	$a = 1 + \frac{E_{\max}}{2w_0}$						1,125
12	$b = 1 - \frac{E_{\max}}{2w_0}$						0,875
13	w_1	мм					200
14	$w_1 b$	мм					175
15	$c = w_1 b + P - h$	мм					172
16	$w_2 = c/a$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$	мм					153
17	$w_2 = w_1 + P - h - E_{\max}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$	мм					

**Расчет месячных сумм испарения комплексным методом
в бассейне р. Полометь**

№	Характеристика	Размерность	V	VI	VII	VIII
1	2	3	9	10	11	12
1962–1963						
1	t	°C	15,4	12,5	17,9	16,8
2	e	мбар	10,6	10,4	14,6	14,8
3	P	мм	46,8	81,8	46,5	66,4
4	h	мм	29,9	8,9	7,2	3,6
5	e_t	мбар	17,5	14,5	20,5	19,1
6	$d = e_t - e$	мбар	6,9	4,1	5,9	4,3
7	$E_{\max}$	мм	118	106	117	88
8	w_0	мм	170	150	150	150
9	$2w_0$	мм	340	300	300	300
10	$\frac{E_{\max}}{2w_0}$		0,347	0,353	0,390	0,293
11	$a = 1 + \frac{E_{\max}}{2w_0}$		1,347	1,353	1,390	1,293
12	$b = 1 - \frac{E_{\max}}{2w_0}$		0,653	0,647	0,610	0,707
13	w_1	мм	153	87	95	70
14	$w_1 b$	мм	100	56	58	49
15	$c = w_1 b + P - h$	мм	117	129	97	112
16	$w_2 = c/a$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$	мм	87	95	70	87
17	$w_2 = w_1 + P - h - E_{\max}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$	мм				

Таблица 4.11в

**Расчет месячных сумм испарения комплексным методом
в бассейне р. Поломать**

№	Характеристика	Размер- ность	IX	X	XI	Год	Холод- ный период
1	2	3	13	14	15	16	17
1962–1963							
1	t	°C	12,3	5,0	–1,0		
2	e	мбар	11,5	8,2	5,0		
3	P	мм	41,6	91,4	53,4	547,7	107,3
4	h	мм	2,9	12,0	21,4	197,1	48,8
5	e_t	мбар	14,3	8,7	5,6		
6	$d = e_t - e$	мбар	2,8	0,5	0,6		
7	$E_{\max}$	мм	53	13	7	564	12
8	w_0	мм	150	150	170		
9	$2w_0$	мм	300	300	340		
10	$\frac{E_{\max}}{2w_0}$		0,177	0,043	0,021		
11	$a = 1 + \frac{E_{\max}}{2w_0}$		1,177	1,043	1,021		
12	$b = 1 - \frac{E_{\max}}{2w_0}$		0,823	0,957	0,979		
13	w_1	мм	87	94	162		
14	$w_1 b$	мм	72	90	159		
15	$c = w_1 b + P - h$	мм	111	169	207		
16	$w_2 = c/a$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$	мм	94	162	203		
17	$w_2 = w_1 + P - h - E_{\max}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$	мм					

**Расчет месячных сумм испарения комплексным методом
в бассейне р. Полометь**

№	Характеристика	Размерность	XII	I	II	III	IV
1	2	3	4	5	6	7	8
1964-1965							
1	t	°C	-5,1	-8,6	-10,8	-4,4	1,2
2	e	мбар	4,0	3,1	2,6	3,6	4,0
3	P	мм	83,4	46,9	34,1	57,4	6,2+207,8
4	h	мм	19,0	12,4	7,9	8,9	89,5+48,2
5	e_t	мбар	4,0	3,0	2,4	4,2	6,7
6	$d = e_t - e$	мбар	0,0	-0,1	-0,2	0,6	2,7
7	$E_{\max}$	мм	2	1	1	10	60
8	w_0	мм					200
9	$2w_0$	мм					400
10	$\frac{E_{\max}}{2w_0}$						0,150
11	$a = 1 + \frac{E_{\max}}{2w_0}$						1,150
12	$b = 1 - \frac{E_{\max}}{2w_0}$						0,850
13	w_1	мм					213
14	$w_1 b$	мм					181
15	$c = w_1 b + P - h$	мм					257
16	$w_2 = c/a$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$	мм					223
17	$w_2 = w_1 + P - h - E_{\max}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$	мм					229
18	$\frac{w_1 + w_2}{2}$						221
19	$E = E_{\max} \frac{w_1 + w_2}{2w_0}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$						
20	$E = E_{\max}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$		2	1	1	10	60
21	$E = P - h - (w_2 - w_1)$						60

**Расчет месячных сумм испарения комплексным методом
в бассейне р. Поломь**

№	Характеристика	Размер- ность	V	VI	VII	VIII	IX
1	2	3	9	10	11	12	13
1964-1965							
1	t	°C	7,2	14,8	14,5	14,0	11,8
2	e	мбар	6,5	11,2	12,5	12,4	11,8
3	P	мм	57,5	45,7	117,2	63,7	39,7
4	h	мм	55,6	13,0	7,7	17,6	6,0
5	e_t	мбар	10,2	16,8	16,5	16,0	13,8
6	$d = e_t - e$	мбар	3,7	5,6	4,0	3,6	2,0
7	$E_{\max}$	мм	90	119	101	79	43
8	w_0	мм	200	170	150	150	150
9	$2w_0$	мм	400	340	300	300	300
10	$\frac{E_{\max}}{2w_0}$		0,225	0,350	0,337	0,263	0,143
11	$a = 1 + \frac{E_{\max}}{2w_0}$		1,225	1,350	1,337	1,263	1,143
12	$b = 1 - \frac{E_{\max}}{2w_0}$		0,775	0,650	0,663	0,737	0,857
13	w_1	мм	229	146	95	129	112
14	$w_1 b$	мм	177	95	63	95	96
15	$c = w_1 b + P - h$	мм	179	128	173	141	130
16	$w_2 = c/a$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$	мм	146	95	129	112	114
17	$w_2 = w_1 + P - h - E_{\max}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$	мм					
18	$\frac{w_1 + w_2}{2}$		188	120	112	120	113
19	$E = E_{\max} \frac{w_1 + w_2}{2w_0}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$		84	84	75	63	32
20	$E = E_{\max}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$						
21	$E = P - h - (w_2 - w_1)$		85	84	76	63	32

Таблица 4.11е

**Расчет месячных сумм испарения комплексным методом
в бассейне р. Полометь**

№ строки	Характеристика	Размерность	X	XI	Год	Холодн. период
1	2	3	14	15	16	17
1964–1965						
1	t	°C	3,4	-7,3		
2	e	мбар	6,9			
3	P	мм	74,6		626,4	221,8
4	h	мм	16,3		253,9	48,2
5	e_t	мбар	7,8			
6	$d = e_t - e$	мбар	0,9			
7	$E_{\max}$	мм	18		524	14
8	w_0	мм	150	170		
9	$2w_0$	мм	300			
10	$\frac{E_{\max}}{2w_0}$		0,060			
11	$a = 1 + \frac{E_{\max}}{2w_0}$		1,060			
12	$b = 1 - \frac{E_{\max}}{2w_0}$		0,940			
13	w_1	мм	114			
14	$w_1 b$	мм	107			
15	$c = w_1 b + P - h$	мм	165			
16	$w_2 = c/a$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$	мм	156			
17	$w_2 = w_1 + P - h - E_{\max}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$	мм				
18	$\frac{w_1 + w_2}{2}$		135			
19	$E = E_{\max} \frac{w_1 + w_2}{2w_0}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$		16		428	
20	$E = E_{\max}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$					
21	$E = P - h - (w_2 - w_1)$		16		429	

Испарение с поверхности снежного покрова:

Расчет испарения с поверхности снежного покрова производится по формуле П.П. Кузьмина:

$$E = (e_n - e_2) (0,18 + 0,10 u_{10}). \quad (4.25)$$

В формуле подставлены средние за данные сутки или за n суток значения максимальной упругости водяного пара e_n (мбар), упругости водяного пара на уровне 2 м от поверхности снега e_2 (мбар), скорости ветра на высоте флюгера u_{10} (м/с). В первом случае получают испарение E непосредственно за сутки (мм/сут.), а во втором случае после умножения результатов вычисления на n — сумму испарения за n суток (мм).

Максимальная упругость водяного пара e_n определяется по табл. 3.4 в зависимости от температуры поверхности снега для каждого срока наблюдений, а затем вычисляется ее среднее значение за сутки и за любой другой принятый расчетный период. При этом во время снеготаяния (при положительной температуре воздуха) температура поверхности снега принимается равной 0 °С независимо от показаний ртутного термометра, который в это время дает обычно неправильные значения (выше 0 °С).

Производить расчеты по формуле (4.25) за периоды продолжительностью больше одного месяца не рекомендуется вследствие наличия связи между величинами $(e_n - e_2)$ и u_{10} и возможного занижения результатов вычисления.

При отсутствии надежных данных наблюдений за температурой поверхности снега и невозможности определения разности упругости $(e_n - e_2)$ вместо (4.25) применяется формула:

$$E = (0,24 + 0,05 u_{10}) d_2, \quad (4.26)$$

где E — испарение, мм/сут.; d_2 — дефицит влажности воздуха на высоте 2 м, мбар.

По формуле (4.26) допускаются расчеты за периоды от суток до одного месяца.

При определении испарения с поверхности снега за месяц и более продолжительные сроки применяется упрощенная формула:

$$E = 0,37 n d_2, \quad (4.27)$$

где n — число суток в расчетном периоде.

Случайные ошибки вычисления по формулам (4.25) – (4.27) месячных и сезонных значений испарения с поверхности снежного покрова за отдельные годы составляют около 30 %.

Для определения средних многолетних месячных или сезонных значений (норм) испарения с поверхности снежного покрова используются данные наблюдений по снеговым испарителям или вычисленные месячные значения испарения по формулам (4.25) – (4.27) за период продолжительностью не менее 10–15 лет.

Глава 5

ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА

5.1. Морфометрические характеристики и их определение

5.1.1. Значение морфометрических характеристик

Для практического использования водоемов необходимо знать их размеры, емкость, плановые очертания, форму котловин, следует также иметь сведения о размерах площадей водосборов. Количественное выражение этих показателей называется морфометрическими характеристиками водоемов. Эти характеристики можно разделить на показатели поверхности водоема, показатели его котловины и показатели всей озерной системы.

Основной характеристикой поверхности являются ее размеры (водоем и его водосбор), площадь озера или водохранилища. Она отражает плановые размеры водоема и используется для различного рода расчетов, связанных с определением колебаний уровня воды и изменением ее запасов в водоеме, испарения с поверхности воды и т.п. Для этих целей измеряется только площадь водной поверхности (площадь зеркала). При общем географическом описании озера или водохранилища часто надо знать площадь водоема с учетом размеров расположенных в нем островов.

Озера и водохранилища, имеющие одинаковые площади, могут значительно различаться плановыми очертаниями и формой (овальная, удлинённая, сложная и т.д.). Последняя может существенно влиять, например, на длину разгона воздушного потока над водоемом, от которого зависят элементы ветровых волн, скорость течений, испарение и т.п. Поэтому существует еще ряд характеристик отражающих плановое очертание поверхности: длина и ширина водоема, длина, изрезанность и развитие береговой линии.

Основными характеристиками котловин озер и водохранилищ являются их емкость и форма. Объем котловины, заполненной водой, отражает водные ресурсы водоема. Однако для изучения процессов, происходящих в нем, эта характеристика не является исчерпывающей, поскольку один и тот же объем воды может быть заключен в котловинах различной формы, от которой в значитель-

ной мере зависит гидрологический режим. Форма котловин оказывает существенное влияние на характер и направление течений, которые в свою очередь определяют перераспределение отложений в водоеме и его тепловой режим. На озерах и водохранилищах различной формы отмечены разные сроки вскрытия, замерзания и т.п. Для характеристики формы котловины наиболее часто используются средняя и максимальная глубина, средний уклон дна и показатель «форма котловины».

Для каждого водоема существуют определенные зависимости между глубиной (или уровнем), площадью зеркала и объемом водной массы. Представленные графически эти зависимости получили название батиграфической и объемной кривых (кривые площади и объемов). При этом форма кривых определяется формой котловины водоема. Эти кривые позволяют оценить площадь зеркала и объем воды или объем отдельных ее слоев для любого уровня. Такие кривые имеют большое практическое значение и используются при различного рода расчетах эффективности водохозяйственных мероприятий, связанных с изменением уровня и объема озера или водохранилища. Они необходимы при расчетах количества тепла, кислорода и других элементов, содержащихся во всей толще воды или отдельных ее слоях.

Основной характеристикой озерной системы является *удельный водосбор* – соотношение между площадью бассейна и водоема. Величина удельного водосбора влияет на структуру водного баланса, интенсивность внешнего водообмена и др.

Морфометрические характеристики помогают не только понять основные закономерности гидрологического режима озер и водохранилищ и процессов, происходящих в них, но и сравнить различные водоемы. Для определения морфометрических характеристик необходимо располагать планом или картой водоема в изобатах, построенных по результатам промеров, а при проектировании водохранилищ – планом или картой с горизонталями его будущего ложа и проектными отметками горизонта воды.

Точность определения морфометрических характеристик зависит от масштаба плана или карты, степени подробности съемки, раствора измерителя и т.п.

Следует иметь в виду, что все характеристики зависят как от формы самой котловины, определяемой ее происхождением, так и от степени наполнения ее водой, т.е. от особенностей водного баланса. Поэтому при определении морфометрических характеристик необходимо указывать, какому уровню они соответствуют и по картам какого масштаба получены.

5.1.2. Характеристики поверхности водоемов

Площадь зеркала водоема F_0 определяется планиметрированием по контуру водоема. При наличии островов их площади планиметрируются отдельно и вычитаются из общей площади. Для таких водоемов определяется островность “ b ”:

$$b = \frac{\sum F_{\text{ост}}}{F_0}, \quad (5.1)$$

где $\sum F_{\text{ост}}$ – суммарная площадь островов.

Для приближенной оценки F_0 может быть использована палетка.

При очень больших размерах водоема его площадь определяется с учетом сферичности поверхности земли путем суммирования площадей трапеций. При определении F_0 следует отдавать предпочтение крупномасштабным планам и картам. Техника измерения изложена в главе 2.

В качестве примера (здесь и далее) расчеты произведены для оз. Глубокого по плану масштаба 1 : 10 000, отметка уреза 65,0 м усл. (рис. 5.1).

Ход определения площади зеркала путем планиметрирования и результаты расчетов площадей, ограниченных изобатами, удобно представить в виде таблицы (табл. 5.1).

Как отмечено выше (см. 2.1.3) величину F_0 можно определить с помощью компьютерных программ AutoCad или AuGIS.

Длина водоема L – кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными точками береговой линии, измеряемое по поверхности воды. При простых очертаниях водоема эта линия является прямой и может быть измерена обычной линейкой. При сложных очертаниях, например, при большой извилистости водоема, длина будет представлена ломаной линией. Другой вариант

определения L — длина ломаной линии, соединяющей центры окружностей, последовательно вписанных в план озера.

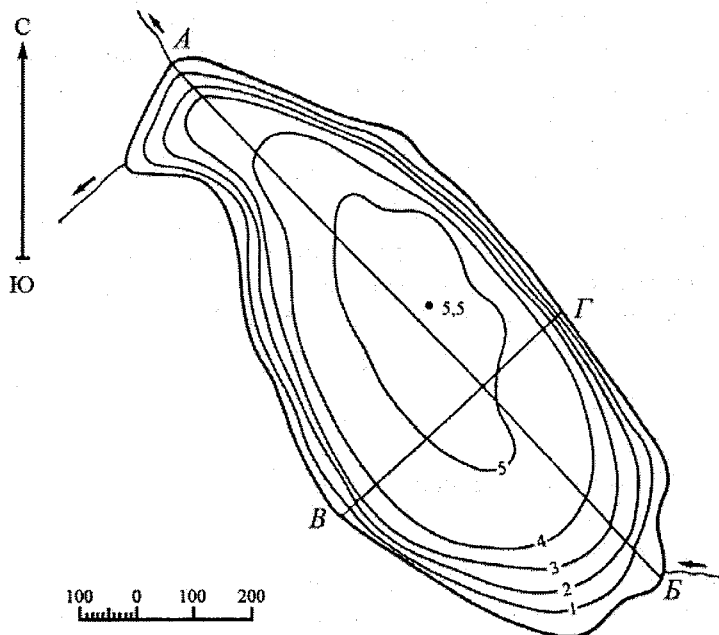


Рис. 5.1. План озера Глубокого

Длина оз. Глубокого измерена по линии АБ и равна 12,5 см, что с учетом масштаба составляет

$$L = 12,5 \cdot 0,1 = 1,25 \text{ км.}$$

Ширина водоема В. Различают максимальную $B_{\max}$ и среднюю $B_{\text{ср}}$ ширину. Максимальная ширина $B_{\max}$ равна длине перпендикуляра к линии длины L в наиболее широкой части водоема, измеренной по его поверхности.

Средняя ширина — отношение площади зеркала озера к его длине:

$$B_{\text{ср}} = \frac{F_0}{L}. \quad (5.2)$$

Максимальная ширина оз. Глубокого измерена по линии ВГ и равна 5,25 см, или в масштабе плана

$$B_{\max} = 5,25 \cdot 0,10 = 0,525 \text{ км.}$$

Таблица 5.1

Вычисление площадей водной поверхности и площадей, ограниченных изобатами оз. Глубокого

Изобата	Отсчет	Отсчет по планиметру, <i>n</i>			Средняя разность отсчетов $\frac{\sum n}{3}$	Площадь, км ² $F = K \frac{\sum n}{3}$	Разность между площадя- ми, км ²
		1	2	3			
Поверх- ность озе- ра (урез воды)	Начальный	4110	4590	5542			
	Конечный	4591	5067	6020			
	Разность	481	477	478	479	0,479	
1,00 м	Начальный	5989	6407	6827			0,060
	Конечный	6407	6827	7245			
	Разность	418	420	418	419	0,419	
2,00 м	Начальный	1824	2572	2946			0,043
	Конечный	2196	2946	3322			
	Разность	372	374	376	374	0,374	
3,00 м	Начальный	3773	4102	4428			0,047
	Конечный	4102	4428	4755			
	Разность	329	326	327	327	0,327	
4,00 м	Начальный	4705	5515	5766			0,074
	Конечный	4960	5766	6020			
	Разность	255	251	254	253	0,253	
5,00 м	Начальный	5856	5949	6041			0,162
	Конечный	5949	6041	6134			
	Разность	93	92	93	93	0,093	0,093
$F_o = 0,479 \text{ км}^2$							

Средняя ширина вычислена как (5.2)

$$B_{\text{ср}} = \frac{0,479}{1,25} = 0,383 \text{ км.}$$

Длина береговой линии *S* измеряется по урезу воды (нулевой изобате). Для измерения следует использовать измеритель. При простых очертаниях береговой линии допускается использовать курвиметр (см. п. 2).

Длина береговой линии оз. Глубокого определена с помощью измерителя и равна 2,98 км. Одновременно таким же способом вычислены длины изобат (табл. 5.2).

Таблица 5.2

Определение длины береговой линии и изобат оз. Глубокого
Масштаб 1 : 10 000. Раствор циркуля 2 мм (в масштабе схемы 0,02 км)

Изобата, м	Число растворов циркуля	Длина изобаты l , км
Длина береговой линии S при уровне 65,0 м усл.	149	2,98
1,00	137	2,74
2,00	128	2,56
3,00	120	2,39
4,00	100	2,00
5,00	62,5	1,25

Развитие береговой линии характеризуется отношением длины береговой линии к длине окружности круга S_0 , имеющего площадь, равную площади зеркала водоема:

$$m_1 = \frac{S}{S_0} = \frac{S}{2\sqrt{\pi F_0}} = 0,282 \frac{S}{\sqrt{F_0}}. \quad (5.3)$$

В практике расчетов иногда используется характеристика, отражающая изрезанность береговой линии и характеризующаяся отношением длины береговой линии S к периметру ломаной линии S_k , обводящей контур озера:

$$m_2 = \frac{S}{S_k}. \quad (5.4)$$

Коэффициент развития береговой линии оз. Глубокого определен по формуле (5.3) по измерениям длины береговой линии (2,98 км) и площади водной поверхности (0,479 км²):

$$m_1 = 0,282 \frac{2,98}{\sqrt{0,479}} = 1,21.$$

5.1.3. Характеристики котловин водоемов

Объем воды в водоеме W_0 определяется аналитически, путем представления части котловины, заполненной водой, в виде правильной геометрической фигуры. На практике чаще всего используются методы призм и усеченного конуса. Первый способ находит широкое применение при определении объемов водоемов,

имеющих плоское дно, например для долинных водохранилищ. Для водоемов, форма котловин которых близка к конической, лучше использовать метод усеченного конуса.

Расчет методом призм заключается в определении суммы объемов отдельных слоев котловины, представляющих собой усеченные призмы, каждая из которых разделена горизонтальными плоскостями.

Эти плоскости не что иное, как площади зеркала водоема при различном состоянии уровня воды (площади, ограниченные изобатами). Расчет ведется по формуле:

$$W_0 = \frac{F_0 + F_1}{2} H_1 + \frac{F_1 + F_2}{2} H_2 + \dots + \frac{F_{n-1} + F_n}{2} H_n, \quad (5.5)$$

где $F_1, F_2, \dots, F_n$ — площади, ограниченные изобатами и определяемые так же, как площади зеркала водоема; $H_1, H_2, \dots, H_n$ — вертикальное расстояние между изобатами.

Расчет методом усеченного конуса ведется по формуле:

$$W_0 = \frac{H_1}{3} (F_0 + F_1 + \sqrt{F_0 F_1}) + \frac{H_2}{3} (F_1 + F_2 + \sqrt{F_1 F_2}) + \dots + \frac{H_{n-1}}{3} F_{n-1}. \quad (5.6)$$

Обозначения те же, что и в формуле (5.5).

Определение объема воды в оз. Глубоком проведено методом призм и усеченного конуса по формулам (5.5) и (5.6). При этом вычисленные значения $F_1, F_2, \dots, F_n$ приведены в табл. 5.1. Расчеты представлены в табл. 5.3, 5.4.

Результаты расчетов показывают, что объемы воды в оз. Глубоком, котловина которого имеет относительно простую форму, вычисленные двумя методами, мало различаются между собой: $1681 \cdot 10^3 \text{ м}^3$ методом призм и $1665 \cdot 10^3 \text{ м}^3$ методом усеченного конуса (расхождение составляет 1%).

Глубина водоема Н. Различают максимальную $H_{\max}$ и среднюю $H_{\text{ср}}$ глубины. Первая находится по данным промеров. Вторая равна частному от деления объема заполненной водой котловины на площадь зеркала водоема.

$$H_{\text{ср}} = \frac{W}{F_0}. \quad (5.7)$$

Таблица 5.3

Вычисление объема воды методом призм (оз. Глубокое)

Глубина H , м	Площадь, ограниченная изобатами, F_n , км ²	Полусумма площадей $\frac{F_{n-2} + F_{n-1}}{2}$, км ²	Сечение изобаты H_n , км	Объем между изобатами $\frac{F_{n-2} + F_{n-1}}{2} H_n$, км ³	Нарастание объемов $\sum W_n$, км ³
0,0	0,479	0,449	0,001	0,000449	0,001681
1,0	0,419	0,396	0,001	0,000396	0,001232
2,0	0,374	0,350	0,001	0,000350	0,000836
3,0	0,327	0,290	0,001	0,000290	0,000486
4,0	0,253	0,173	0,001	0,000173	0,000196
5,0	0,093	0,046	0,0005	0,000023	0,000023
5,5	0,0				0,0

Таблица 5.4

Вычисление объема воды методом усеченного конуса (оз. Глубокое)

Глубина H , м	Площадь, ограниченная изобатами F_n , км ²	$F_{n-1} F_n$	$\sqrt{F_{n-1} F_n}$	$\frac{F_{n-1} + F_n + \sqrt{F_{n-1} F_n}}{3}$	Сечение изобат H_n , км	$H_n/3$	Объем между изобатами $H_n/3(F_{n-1} + F_n + \sqrt{F_{n-1} F_n})$	Нарастание объемов $\sum W_n$, км ³
0,0	0,479							0,001665
		0,201	0,448	1,346	0,001	0,00033	0,000444	
1,0	0,419							0,001221
		0,157	0,396	1,189	0,001	0,00033	0,000342	
2,0	0,374							0,000829
		0,122	0,350	1,051	0,001	0,00033	0,000347	
3,0	0,327							0,000482
		0,083	0,288	0,868	0,001	0,00033	0,000286	
4,0	0,253							0,000196
		0,024	0,155	0,501	0,001	0,00033	0,000165	
5,0	0,093							0,000031
		0	0	0,093	0,0005	0,00017	0,000031	
5,5	0,0							0

Средняя глубина оз. Глубокое равна

$$H_{cp} = \frac{0,001665 \cdot 10^3}{0,479} = 3,48 \text{ м.}$$

Максимальная глубина озера равна 5,5 м.

Средний уклон дна водоема I определяется по формуле:

$$I = \frac{\frac{S}{2} + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1}}{n} \cdot \frac{H_{\max}}{F_0}, \quad (5.8)$$

где $l_1, l_2, \dots, l_n$ — длины изобат (горизонталей); n — число изобат (горизонталей). Остальные обозначения прежние. Значения $l_1, l_2, \dots, l_n$ определяются так же, как и длина береговой линии S .

Средний уклон дна оз. Глубокого определен по формуле (5.8).

Длины изобат приведены в табл. 5.2. Число их $n = 5$.

$$I = \frac{\frac{2,98}{2} + 2,74 + 2,56 + 2,39 + 2,00 + 1,25}{5} \cdot \frac{5,5 \cdot 10^{-3}}{0,479} = 0,029 \text{ или } 29 \text{ \%}.$$

Показатель глубинности a характеризует укрытость котловины и определяется

$$a = \frac{H_{\text{ср}}}{\sqrt[3]{F_0}}. \quad (5.9)$$

$$\text{Для озера Глубокого } a = \frac{3,48}{0,479} = 4,46.$$

Форма котловины определяется с помощью «показателя формы» Φ , который позволяет определить, к какому геометрическому телу ближе всего форма котловины исследуемого водоема. Для оценки Φ чаще всего применяется показатель

$$\Phi_1 = \frac{H_{\text{ср}}}{H_{\text{max}}}. \quad (5.10)$$

Другой показатель представляет собой отношение средней глубины к положению (глубине) C центра тяжести массы воды при одинаковой ее плотности:

$$\Phi_2 = \frac{H_{\text{ср}}}{C}. \quad (5.11)$$

Значение C определяется как

$$C = \frac{\int_0^w HdW}{W}. \quad (5.12)$$

Величину $\int_0^w HdW$ можно рассчитать графически по объемной кривой (см. разд. 5.1.4).

Так, например, показатель Φ_1 для цилиндра равен 1,0, а $C = 0,5 H_{\max}$, для полушара 0,67 ($C = 0,38 H_{\max}$), для параболоида 1,50 ($C = 0,33 H_{\max}$), для конуса 0,33 ($C = 0,5 H_{\max}$). Значения Φ_2 будут равны соответственно 2; 1,78; 1,5; 1,33.

Пример определения показателя формы котловины для озера Глубокого приведен в разделе 5.1.4.

5.1.4. Батиграфическая и объемная кривые

Батиграфическая $F_0 = f(H)$ и объемная $W_0 = f(H)$ кривые строятся на основании расчетов площадей зеркала $F_0, F_1, F_2, \dots, F_n$ и объемов воды $W_0, W_1, W_2, \dots, W_n$, соответствующих разному наполнению водоема. При проектировании будущего водохранилища значения площадей и объемов определяются по топографическим картам (планам). В этом случае строится гипсографическая кривая (см. п. 2.1.3).

Значения $F_0, F_1, F_2, \dots, F_n$ и $W_0, W_1, W_2, \dots, W_n$ определяются согласно изложенному в п. 5.1.1. (площадь, зеркало водоема) и п. 5.1.2 (объем воды в водоеме). При этом определение объемов сводится к последовательному суммированию частных объемов, заключенных между двумя смежными изобатами или горизонталями от самого нижнего уровня до самого высокого.

Батиграфическая (гипсографическая) и объемная кривые обычно строятся на одном чертеже и имеют вертикальную ось, на которой откладываются глубины водоема (отметки уровней).

На горизонтальной оси на двух шкалах откладываются нарастающие значения площадей и объемов. Нанесенные на поле графика точки соединяются плавными кривыми. В точке наибольшей глубины обе кривые пересекают вертикальную ось. Если на отмет-

ке максимальной глубины расположена ровная площадка, кривая $F_0 = f(H)$ отсекает на горизонтальной оси отрезок, соответствующий размеру этой площади. За редким исключением кривые $W_0 = f(H)$ представляют собой плавную линию с малой кривизной, аналитическое выражение которой имеет вид:

$$W = \gamma H_{\max}^x, \quad (5.13)$$

где γ – параметр, постоянный для данного водоема; x – параметр, характеризующий степень кривизны линии и зависит от формы котловины. Он равен отношению наибольшей глубины водоема к средней.

Кривая площадей $F_0 = f(H)$ часто имеет неправильные очертания с изгибами и переломами, что связано с особенностями строения котловины. В этом случае для повышения точности следует значения площадей брать равномерно через небольшие интервалы глубины и для каждой точки перегиба.

В практике расчетов нередко строятся кривые $F_0 = f(H)$ и $W_0 = f(H)$ лишь для слоя, в пределах которого могут наблюдаться колебания уровня воды.

Для расчетов количества тепла, кислорода и т.п. удобно пользоваться объемной шкалой, которая строится на кривой $W_0 = f(H)$ путем проектирования объемов W , $W - W_{0-1}$, $W - W_{0-2}$, и т.д. на горизонтальную прямую, расположенную параллельно оси абсцисс (W_{0-1} ; W_{0-2} и т.д. – объемы, заключенные между нулевой изобатой и глубинами соответственно 1, 2, 3 м и т.д.). Рядом со значением объемов вписываются глубины, под которыми расположены эти объемы.

Пример

Батиграфическая кривая для оз. Глубокого построена по результатам измерения площадей, ограниченных изобатами (табл. 5.1).

Кривая объемов построена по результатам расчетов объемов нарастающих с увеличением глубины (табл. 5.3). Обе кривые имеют общую ось глубин (рис. 5.2).

Располагая кривой объемов, можно вычислить показатель формы котловины.

Для определения Φ_2 по формуле (5.11) путем планиметрирования площади, заключенной между объемной кривой $W_o = f(H)$ и осями координат (рис. 5.2), получено значение C :

$$C = \frac{354,1 \cdot 10^4}{166,5 \cdot 10^4} = 2,12$$

и

$$\Phi_2 = \frac{3,48}{2,12} = 1,64.$$

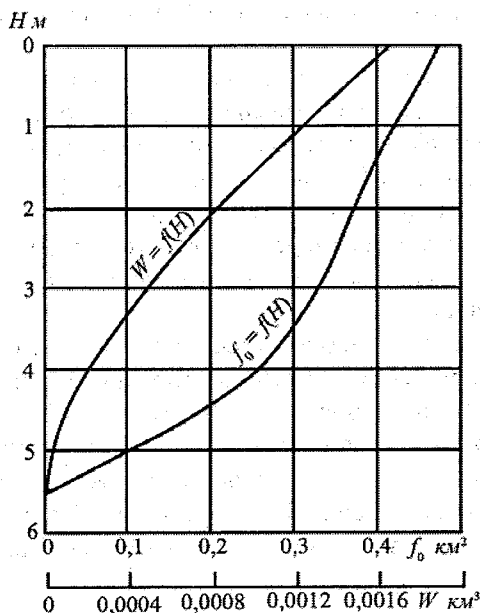


Рис. 5.2. Батиграфическая и объемная кривые оз. Глубокого

Φ_1 получено по формуле (5.10)

$$\Phi_1 = \frac{3,48}{5,5} = 0,63.$$

Величины Φ_1 и Φ_2 показывают, что котловина оз. Глубокое по своей форме занимает промежуточное положение между полушаром и параболоидом.

5.2. Водный баланс озер и водохранилищ

5.2.1. Уравнение водного баланса

Водный баланс, определяемый процессами прихода и расхода воды, является главнейшей характеристикой их гидрометеорологического режима. На основе водного баланса изучается водообмен, физические и химические процессы, происходящие в водоемах, а также оценивается эффективность хозяйственных мероприятий, проводимых на озерах и в их бассейнах для использования водных ресурсов.

Общий вид уравнения водного баланса озер и водохранилищ можно записать:

$$\sum P - \sum R = \sum A + H', \quad (5.14)$$

где $\sum P$ – сумма приходных компонентов баланса; $\sum R$ – сумма расходных компонентов баланса; $\sum A$ – сумма аккумуляционных компонентов; H' – невязка баланса.

К приходным компонентам относятся: P_p – приток воды по рекам, впадающим в озеро или водохранилище, и с площади, непосредственно прилегающей к водоему и не имеющей постоянной гидрографической сети (склоновый сток); P_n – приток воды в водоем подземным путем, через его ложе; P_{oc} – поступление воды за счет осадков, выпавших на зеркало водоема (зимой на ледяной покров); L – приток воды от таяния осевшего на берегах льда; K – конденсация влаги на поверхность водоема.

К расходным компонентам относятся: C – сток воды из озера по вытекающим из него рекам (для водохранилищ – сток через гидротехнические сооружения); I – потери на испарение с водной поверхности; Φ – фильтрация (подземный сток) воды из водоема (в том числе фильтрация через тело плотины); L_1 – временные потери воды за счет оседания льда и покрывающего его снега на берегах при зимнем снижении уровня водоема; $З$ – расход воды на хозяйственные нужды (орошение, судоходные каналы, водоснабжение и др.).

К аккумуляционным составляющим относятся: A_b – аккумуляция воды в чаше водоема; A_6 – аккумуляция воды в грунтах берегов, обусловленная оттоком воды в грунт с повышением уровня;

A_n — аккумуляция в русле и пойме устьевой части основных рек, впадающих в водоем ниже створов, на которых учитывается сток этих рек; H' — невязка баланса, складывающаяся из суммы неучтенных составляющих и суммарной ошибки определения учтенных.

В зависимости от задач баланс может быть составлен за различные интервалы времени (декада, месяц, сезон, год, многолетний период), а все его элементы могут быть выражены в миллиметрах слоя, приходящегося на водную поверхность, или в объемных единицах (м^3 , км^3).

Удельный вес различных составляющих баланса неравнозначен и определяется климатическими условиями водосбора, морфометрическими особенностями водоема, его проточностью, соотношением площадей зеркала и водосбора, уровнем хозяйственной деятельности на водоеме и в бассейне, продолжительностью периода, за который составляется баланс, и водностью этого периода. В отличие от озер, водный баланс которых обусловлен в первую очередь природными факторами, баланс водохранилищ определяется преимущественно характером регулирования стока.

Часто некоторые из составляющих настолько малы, что не оказывают сколько-нибудь заметного влияния на общий сток и могут не рассматриваться вообще. Например, конденсация имеет место лишь в осенний и весенний периоды и преимущественно на крупных озерах и водохранилищах, приход воды при этом незначителен.

Составляющие L и L_1 учитываются лишь при значительном падении уровня воды зимой, что характерно только для водохранилищ. В годовом разрезе L и L_1 , как правило, уравниваются.

Незначительны и составляющие A_p и A_n , учитываемые также, как правило, на водохранилищах. Во время весеннего наполнения водоема эти компоненты берутся со знаком минус, а при последующей сработке — со знаком плюс.

Специальными гидрогеологическими наблюдениями установлено, что для крупных озер и водохранилищ подземная составляющая чаще всего относительно небольшая и не выходит за пределы ошибок определения основных составляющих баланса.

Некоторые элементы могут вообще отсутствовать, например составляющая C в бессточных водоемах.

Основная роль в водном балансе обычно принадлежит: в приходной части поверхностному притоку (P_p) и в меньшей степени осадкам на зеркало водоема (P_{oc}), а в расходной – стоку для сточных водоемов (C) и испарению (I), особенно для бессточных.

Для водного баланса за период с повышенным увлажнением характерно превышение приходных составляющих над расходными, приводящее к возрастанию аккумуляционных членов (ΣA) и повышению уровня водоема. За период пониженного увлажнения расходная часть превышает приходную, и уровни понижаются. За многолетний период, включающий многоводные и маловодные фазы, значение аккумуляционного члена приближается к нулю, а баланс называется равновесным.

Таким образом, за период времени T , учитывая только основные составляющие баланса, уравнение (5.14) можно записать в виде:

для сточных водоемов

$$P_p + P_{oc} + C - I + H = \pm A_b, \quad (5.15)$$

для бессточных водоемов

$$P_p + P_{oc} - I + H = \pm A_b. \quad (5.16)$$

За многолетний период в обоих случаях $A_b = 0$. Однако нужно помнить, что в каждом конкретном случае роль тех или иных второстепенных составляющих может оказаться заметной и их тогда необходимо учитывать.

Составляющие водного баланса озер и водохранилищ рассчитываются по материалам наблюдений всех гидрометеорологических станций и постов, действующих на данном водоеме, и гидрологических станций и постов, измеряющих сток на реках бассейна (в том числе и не являющихся притоками исследуемого водоема). Для озер необходимо также располагать материалами наблюдений на вытекающих реках, а для водохранилищ – данными учета стока на сооружениях гидроузлов. Одновременно надо иметь план или карту водоема в изобатах и его бассейна, а также батиграфическую и объемную кривые.

Объем сведений, необходимых для составления водного баланса, в каждом конкретном случае определяется характером во-

доема, его типом (озеро, водохранилище), размерами, периодом, за который составляется водный баланс, и т.п. Следует отметить, что период, за который рассчитываются составляющие водного баланса, в первую очередь лимитируется рядом наблюдений за уровнем воды в водоеме, необходимым для расчета изменений ее запасов. Остальные же составляющие, если они имеются не за весь период, могут быть с той или иной степенью точности восстановлены или определены косвенными способами. Точность расчета составляющих баланса зависит от продолжительности расчетного периода и возрастает с его увеличением.

Расчет составляющих водного баланса целесообразно выполнять в размерностях, принятых при их определении в пунктах наблюдений. Например, приток и сток в виде средних расходов Q_m , $Q_{ст}$ ($\text{м}^3/\text{с}$), осадки и испарение в слое воды P , E (мм), аккумуляция в виде приращения уровня ΔH (см) или объема ΔW (м^3). Все величины – за интервал времени T .

При включении этих составляющих в уравнение баланса необходимо выполнить приведение их к единой размерности.

В объемных единицах (млн м^3)

$$W_{\text{пр}} + W_{\text{ос}} - W_{\text{исп}} - W_{\text{ст}} = \pm W_{\text{ак}}. \quad (5.17)$$

Здесь:

$$W_{\text{пр}} = \bar{Q}_{\text{пр}} T; W_{\text{ос}} = \frac{PF_o}{10^3}; W_{\text{исп}} = \frac{EF_o}{10^3}; W_{\text{ст}} = \bar{Q}_{\text{ст}} T; W_{\text{ак}} = \frac{\Delta H F_o}{10^2},$$

где F_o – площадь зеркала озера или водохранилища.

В слое воды на поверхность водоема (мм)

$$\frac{W_{\text{пр}}}{F_o} 10^3 + P - E - \frac{W_{\text{ст}}}{F_o} 10^3 = \pm \Delta H \cdot 10. \quad (5.18)$$

Уравнения водного баланса, представленные в виде (5.17) и (5.18), наиболее часто применяются на практике. При этом, учитывая, что составляющие водного баланса зависят от площади зеркала, уравнение (5.18) позволяет, кроме того, производить сравнение данных по различным объектам.

5.2.2. Определение приходных составляющих

Поверхностный приток. Систематический учет стока ведется не на всех реках, впадающих в водоем, а только на их части (освещенная наблюдениями площадь $F_{ос}$). Иногда наблюдения отсутствуют вообще. Остальная часть бассейна остается неизученной (не освещенная наблюдениями площадь — $F_{но}$).

При наличии гидрометрических створов на впадающих в водоем реках приточность представляет собой сумму их расходов. В настоящее время к числу изученных рек относятся, как правило, лишь наиболее крупные водотоки.

Для не освещенной наблюдениями площади, включая устьевые участки притоков ниже гидростворов, приточность $Q_{но}$ определяется по значениям слоя (модули стока в л/(с·км²), слой стока в мм), установленным по аналогии с водосборами рек, на которых ведутся наблюдения. Точность определения $Q_{но}$ зависит от того, насколько репрезентативными являются выбранные реки-аналоги. Поэтому расчету должен предшествовать тщательный анализ физико-географических условий бассейна. Неоднородный по природным условиям бассейн следует разделить на ряд районов. Последнее характерно для крупных озер и водохранилищ, имеющих большие водосборные площади. В этом случае расчеты следует проводить раздельно по районам. В качестве аналогов можно использовать реки, как непосредственно впадающие в водоем, так и вообще реки бассейна (в некоторых случаях возможно привлечение рек, протекающих и за пределами бассейна исследуемого водоема). Предпочтение все же следует отдавать первым.

В практике расчетов применяется несколько приемов определения расходов воды с не освещенной наблюдениями площади (или одновременно с $F_{но}$ и по рекам-аналогам), каждый из которых имеет свои достоинства и недостатки и может быть использован при определенных условиях.

Наиболее часто применяемые приемы расчета приводятся ниже.

1. Определение $Q_{но}$ через средний взвешенный модуль стока $q_{ср.взв.}$ — с учетом площадей водосборов рек-аналогов:

$$Q_{но} = q_{ср.взв.} F_{но} = \frac{q_1 F_1 + q_2 F_2 + \dots + q_n F_n}{F_1 + F_2 + \dots + F_n}, \quad (5.19)$$

где $q_1, q_2, \dots, q_n$ — модули стока в пунктах, где производятся наблюдения, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$; $F_1, F_2, \dots, F_n$ — площади водосборов в этих пунктах, км^2 .

Учитывая, что $q = Q / F$, путем несложных математических преобразований получаем расчетную формулу:

$$Q_{\text{но}} = K \sum_{i=1}^{i=n} Q_i, \quad (5.20)$$

где K — постоянный коэффициент, равный отношению площади, не освещенной наблюдениями, к сумме площадей водосборов рек-аналогов: $K = F_{\text{но}} / \sum_{i=1}^n F_i$; $\sum_{i=1}^n Q_i$ — сумма расходов рек-аналогов, $\text{м}^3/\text{с}$; n — число используемых рек-аналогов.

Частным случаем этого приема является определение бокового притока $Q_{\text{бок}}$ на отдельной реке на участке от ее устья до створа (если створ расположен на некотором удалении от устья). В этом случае

$$Q_{\text{бок}} = Q \frac{F_{\text{бок}}}{F}. \quad (5.21)$$

Здесь Q — расход в пункте наблюдений за стоком; F — площадь бассейна до пункта наблюдений; $F_{\text{бок}}$ — площадь бассейна от пункта наблюдений до истока вытекающей реки.

Применяя этот способ, следует иметь в виду, что при взвешивании модуля по площади одной реке может быть придан значительно больший удельный вес, чем другой. Если пунктов наблюдений немного и площади водосборов различные, подсчитанные по выражению (5.20), величины $Q_{\text{но}}$ могут иметь существенные ошибки. Поэтому этот способ рекомендуется применять при наличии большого количества рек-аналогов (6–8 и более), мало различающихся по площади водосборов. Кроме того, основная доля $Q_{\text{ос}}$ также должна формироваться реками приблизительно того же размера, что и реки-аналоги.

Один из вариантов этого приема заключается в построении карты изолиний модулей стока за рассматриваемый интервал времени, с помощью которой $Q_{\text{но}}$ определяется как сумма расходов

неосвещенных наблюдениями рек. Для многолетнего периода можно воспользоваться имеющимися картами нормы стока (см. разд. 4.2.2). Этот прием лучше использовать при $T \geq 1$ году.

2. Определение $Q_{\text{но}}$ через средний арифметический модуль стока рек-аналогов:

$$Q_{\text{но}} = q_{\text{ср}} F_{\text{но}} = \left(\frac{q_1 + q_2 + \dots + q_n}{n} \right) F_{\text{но}}. \quad (5.22)$$

Обозначения те же, что и в формуле (5.19).

Этот прием может быть применен, если суммарная площадь водосборов рек-аналогов составляет более половины площади, не освещенной наблюдениями.

3. Определение $Q_{\text{но}}$ путем отнесения модуля стока реки-аналога к тяготеющей площади:

$$Q_{\text{но}} = q_I F_I + q_{II} F_{II} + \dots + q_N F_N, \quad (5.23)$$

где $F_I, F_{II}, \dots, F_N$ — площади части бассейна водоема, тяготеющей к гидропостам I, II, ..., N.

При этом $F_I + F_{II} + \dots + F_N = F_{\text{но}}$.

Этот способ наиболее часто применяется при определении $Q_{\text{но}}$ за продолжительные интервалы времени, когда распределение стока по территории в основном зависит от распределения атмосферных осадков и испарения.

В случае когда в бассейне водоема имеется весьма плотная гидрометрическая сеть, определение $Q_{\text{но}}$ целесообразно выполнять путем распространения на не освещенные наблюдениями площади модулей стока смежных рек простой линейной интерполяцией.

Допускается также определять $Q_{\text{но}}$ по графикам связи $Q = f(F)$, построенным по данным рек-аналогов.

4. Определение $Q_{\text{но}}$ как сумма расходов рек, вычисленных для различных градаций площадей водосборов:

$$Q_{\text{но}} = q_{\text{ср}, 0-500} \sum_{i=0}^{i=500} F_i + q_{\text{ср}, 500-2000} \sum_{i=500}^{i=2000} F_i + q_{\text{ср}, 2000-5000} \sum_{i=2000}^{i=5000} F_i + q_{\text{ср}, 5000-10000} \sum_{i=5000}^{i=10000} F_i, \quad (5.24)$$

здесь $q_{\text{ср}, 0-500}$, $q_{\text{ср}, 500-2000}$, $q_{\text{ср}, 2000-5000}$, $q_{\text{ср}, 5000-10000}$ — средние арифметические модули стока по рекам-аналогам с площадями водосборов от 0 до 500 км², от 500 до 2000 км² и т.д.

При этом

$$\sum_{i=0}^{i=500} F_i + \sum_{i=500}^{i=2000} F_i + \sum_{i=2000}^{i=5000} F_i + \sum_{i=5000}^{i=10000} F_i = F_{\text{но}}.$$

В этом случае предварительно следует определить площадь водосборов всех рек, впадающих в водоем отдельно по указанным диапазонам (реки с $F > 10\,000 \text{ км}^2$ обычно следует рассматривать отдельно). Для каждого диапазона необходимо не менее двух-трех рек-аналогов.

Этот прием наиболее детальный из всех перечисленных, чаще применяется для определения $Q_{\text{но}}$ за малые интервалы времени, так как он предполагает наличие редукции модуля по площади. За большие интервалы времени ($T \geq 1$ года) он имеет ограниченное применение. Например, этим приемом можно пользоваться для водоемов, бассейны которых расположены в засушливой зоне, где изменение модуля от площади имеет место из-за неполного дренирования подземных вод.

В практических расчетах, учитывая большой удельный вес составляющей $П_p$ в балансе, при определении $Q_{\text{но}}$ с помощью одного из изложенных приемов целесообразно проводить контроль этой величины каким-либо другим способом. Нередко приходится комбинировать несколько приемов.

Приток воды в водоем подземным путем $Q_{\text{подз}}$ через борта и ложе водоема ниже уреза. Подземный приток может состоять из грунтовых, аллювиальных и напорных вод. Грунтовые воды приурочены к межустьевым и бессточным участкам. Их выходы отмечаются на самом урезе или несколько выше него, что часто приводит к заболачиванию прибрежной полосы.

Аллювиальные воды разгружаются в устьях впадающих рек, а напорные воды поступают через ложе водоема в виде ключей. Непосредственное определение подземного притока связано с проведением дорогостоящих гидрогеологических исследований и организацией стационарной сети наблюдений за подземными водами. Поэтому в настоящее время в случае необходимости применяются приближенные способы оценки подземного притока, основывающиеся на производстве расчетов исходя из гидрологических условий прибрежных районов, сведения о которых могут

быть получены путем рекогносцировочного обследования или по имеющимся гидрогеологическим картам.

1. Метод аналогии, когда в качестве аналога выбирают изученный речной бассейн, сходный по физико-географическим условиям с бассейном водоема и соизмеримый с ним размерами. Подземный приток реки-аналога определяется путем расчленения гидрографа (см. разд. 3.4.2).

2. Расчет с помощью уравнений движения подземного потока. По формуле Дарси:

$$Q_{\text{подз}} = BHK_{\Phi} \frac{H_1 - H_2}{L}, \quad (5.25)$$

где B — ширина потока, м; H — мощность потока, м; K_{Φ} — коэффициент фильтрации, определяемый лабораторным путем по гранулометрическому составу грунтов, м/сут.; H_1, H_2 — отметки уровней воды в сечениях, взятых по направлению потока и определяемых в скважинах; L — расстояние между этими сечениями.

Или по формуле

$$Q_{\text{подз}} = wV = BhnV, \quad (5.26)$$

где w — площадь живого сечения, м²; n — коэффициент пористости; V — средняя скорость движения воды в порах, определенная опытным путем с помощью индикаторов (красящие вещества, хлористые соли и т.п.).

В обоих случаях необходимы данные для определения K_{Φ} и n , что ограничивает возможности применения этих формул.

Поступление воды за счет осадков, выпавших на зеркало водоема, определяется по наблюдениям островных и береговых дождемерных пунктов. При этом в показания осадкомеров вводятся поправки (на смачивание, выдувание и переход от показаний дождемера к осадкомеру) в соответствии с действующими методическими указаниями.

Средний по водоему слой осадков P определяется путем подсчета как среднего арифметического или как средневзвешенного значения (см. разд. 4.2.1)

Первый прием целесообразно применять, когда дождемерные пункты размещены по территории более или менее равномерно, их достаточное количество и осадки по площади изменяются незначительно.

Если эти условия не выполняются, следует применить второй способ.

Объем осадков, поступающих на зеркало водоема, подсчитывается для его средней площади за рассматриваемый интервал времени.

Приток воды от таяния осевшего на берегах льда $W_{\text{л}}$. Весной, с подъемом уровня в водохранилище, лед и покрывающий его снег которые в предшествующий период сработки запасов воды осели на прибрежных участках, всплывают.

Объем воды, заключенный во всплывшем льду, принимается равным соответствующему объему воды во льду, осевшем на берегах зимой. Поэтому подсчет этого объема производится согласно формуле (5.31) и по графику $W = f(H)$, который позволяет по ходу уровня за каждый интервал времени определять суммарный объем снега и льда, поступивших в водоем при затоплении берегов.

Определение этой составляющей проводится, как правило, на водохранилищах со значительной сработкой запасов воды в зимний период.

5.2.3. Определение расходных составляющих

Сток воды из водоема определяется по данным учета стока через гидротехническое сооружение для водохранилищ и по данным измерений на гидростворе на вытекающей реке для озер. При этом гидроствор должен быть расположен вблизи истока реки. Если учет стока производится на значительном удалении от озера, необходимо подсчитать боковой приток в реку на участке от ее истока до гидроствора по формуле (5.21). Сток из озера получится как разность между стоком, измеренным на гидростворе, и боковым притоком.

Потери воды на испарение с водной поверхности определяются по формуле ГГИ за период, свободный от ледяного покрова:

$$E = 0,14 n (e_0 - e_2) (1 + 0,72 V_2), \quad (5.27)$$

где E – месячная сумма испарения, мм; e_0 – среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме, мбар; e_2 – среднее значение упругости водяного пара (абсолютная влажность воздуха) над водоемом

на высоте 2 м, мбар; n — число дней в расчетном интервале времени, за который принимается месяц, а в начале и конце безледоставного периода — соответствующее число суток от даты вскрытия до конца данного месяца и от начала последнего месяца безледоставного периода до даты замерзания водоема; V_2 — скорость ветра на высоте 2 м над поверхностью воды, м/с.

Для расчета используются материалы наблюдений на ближайших от водоема метеорологических станциях, расположенных на суше. Количество станций определяется размерами водоемов. Даже для малых озер и водохранилищ целесообразно вести расчет по данным двух-трех метеорологических станций. Одна из этих станций принимается в качестве опорной, а остальные считаются контрольными и выбираются таким образом, чтобы они отличались от опорной по степени их защищенности. За опорную принимают станцию с наиболее длинным рядом наблюдений, местоположение, защищенность и тип флюгера которой не менялись в течение расчетного периода (не менее 15–20 лет).

Скорость ветра над водоемом значительно больше, чем над сушей, вследствие меньшей шероховатости водной поверхности по сравнению с поверхностью суши. Шероховатость поверхности суши изменяется по географическим зонам, достигая наибольших значений в лесной зоне.

При расчете скорости ветра над водоемом необходимо учитывать различия в шероховатости подстилающей поверхности в тех или иных географических зонах и степени защищенности метеорологических станций, расположенных на суше, по сравнению с открытой водной поверхностью.

Эти различия учитываются с помощью поправочных коэффициентов.

Поправочные коэффициенты учитывают также уменьшение скорости ветра в связи с приведением их значений от высоты флюгера к высоте 2 м и увеличение скорости ветра с увеличением длины разгона воздушного потока над водоемом. Средняя скорость ветра над водоемом на высоте 2 м V_2 (м/с) определяется по формуле:

$$V_2 = K_1 K_2 K_3 V_{\phi}, \quad (5.28)$$

где K_1 — коэффициент, учитывающий степень защищенности метеорологической станции на суше (табл. 5.5); K_2 — коэффициент, учитывающий характер рельефа (табл. 5.6); K_3 — коэффициент, учитывающий среднюю длину разгона потока над водоемом $L_{\text{ср}}$ при различной его защищенности (табл. 5.7); $V_{\text{ф}}$ — скорость ветра на высоте флюгера за расчетный интервал времени (месяц, декада), м/с.

Средняя длина разгона воздушного потока представляет собой среднее взвешенное расстояние с учетом повторяемости направления ветра по акватории водоема и определяется следующим образом.

На план водоема наносят две системы прямоугольных сеток из параллельных профилей, ориентированных в первом случае с севера (С) на юг (Ю) и с запада (З) на восток (В), а во втором — с северо-запада (СЗ) на юго-восток (ЮВ) и с северо-востока (СВ) на юго-запад (ЮЗ).

Для водоемов с отношением его длины к ширине меньше 2:1 при определении $L_{\text{ср}}$ допускается построение только одной системы прямоугольных сеток из параллельных профилей. Расстояние между профилями выбирается равным и с таким расчетом, чтобы они пересекали участки водоема с характерными для него сужениями и расширениями. Средняя длина разгона для каждого направления профиля вычисляется как среднее арифметическое из длин всех профилей этого направления. Для всей акватории водоема средняя длина разгона вычисляется по формуле:

$$L_{\text{ср}} = 0,01 [L_{\text{С-Ю}}(N_{\text{С}} + N_{\text{Ю}}) + L_{\text{З-В}}(N_{\text{З}} + N_{\text{В}}) + L_{\text{СЗ-ЮВ}}(N_{\text{СЗ}} + N_{\text{ЮВ}}) + L_{\text{СВ-ЮЗ}}(N_{\text{СВ}} + N_{\text{ЮЗ}})], \quad (5.29)$$

где $L_{\text{С-Ю}}$, $L_{\text{З-В}}$ и т.д. — средняя длина разгона воздушного потока по профилям соответствующих направлений, км; $(N_{\text{С}} + N_{\text{Ю}})$, $(N_{\text{З}} + N_{\text{В}})$ и т.д. — сумма повторяемостей направлений ветра для двух взаимно противоположных румбов, %.

Полученные значения скорости ветра над водоемом по данным опорной метеорологической станции контролируются аналогичными расчетами скорости ветра по другим метеорологическим станциям за годы параллельных наблюдений. Расхождения в полученных средних месячных значениях скорости ветра не должны

превышать 25 %. При больших расхождениях выбирается другая опорная метеорологическая станция.

Рассчитанная скорость ветра над водоемом, заросшим не менее чем на 25–30 % высшей водной растительностью (тростник, камыш, рогоз и др.), уменьшается на 15 %.

Таблица 5.5

Значение коэффициента K_1 для определения средней скорости ветра над водоемом на высоте 2 м

Местоположение и степень защищенности метеостанции на суше	K_1
<i>Лесная зона</i>	
Станция в лесу или в большом городе:	
флюгер на уровне верхушек деревьев или строений	2,4
флюгер выше окружающих препятствий	2,2
На окраине города или большого селения, отдельные строения или деревья выше флюгера	2,0
В селении; в саду или на окраине города; строения и деревья ниже флюгера	1,8
На открытой ровной площадке; ближайшие препятствия: деревья, дома, возвышенности на расстоянии 20–30-кратной высоты флюгера	1,5
Поле, луг, аэродром; с одной стороны в 200–500 м лес или строения города (большого селения)	1,3
<i>Безлесные районы</i>	
Станция в городе или в большом селении:	
флюгер на уровне верхушек деревьев или жилых домов	1,5
флюгер выше окружающих препятствий	1,3
В степи или на окраине большого селения; отдельные дома или строения с одной стороны в 100–200 м; флюгер доминирует над местностью	1,0
<i>На берегу морских заливов, озер и больших рек</i>	
Берег облесен или застроен домами, многие из которых выше флюгера	1,3
Берег открытый; станция в 200–300 м от уреза, в 100–200 м – лес или строения	1,1
На совершенно открытом берегу	0,9
На оконечности далеко вдающегося в водоем открытого мыса	0,8

Таблица 5.6

Значения коэффициента K_2

Характеристика рельефа в районе метеостанции	K_2
Вершина крутого холма	0,75
Вершина пологого холма или верхняя часть склона	0,9
Равнина, весьма широкая долина	1,1
Нижняя часть склона, дно нешироких и неглубоких долин, котловин, лощин	1,3

Таблица 5.7

Значения коэффициента K_3

Растительность на берегах водоема		Средняя длина разгона воздушного потока, км								
название	средняя высота, м	0,05	0,1	0,2	0,5	1	2	3	5	> 5
Трава	0,1	0,97	0,98	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Кустарник	5	0,40	0,55	0,70	0,85	0,95	0,95	1,00	1,00	1,00
Лес	20	0,15	0,25	0,40	0,60	0,75	0,85	0,90	0,95	1,00

Максимальная упругость водяного пара e_0 определяется по средней температуре поверхности воды t_{cp} (см. табл. 3.4).

Средняя температура поверхности воды рассматриваемого водоема при отсутствии наблюдений на нем принимается по данным наблюдений на водоеме-аналоге с близкими условиями водного питания и морфометрическими характеристиками. При отсутствии водоема-аналога температура поверхности воды вычисляется с помощью уравнения теплового баланса поверхности воды.

Средняя по акватории абсолютная влажность воздуха над водоемом на высоте 2 м e_2 рассчитывается по формуле:

$$e_2 = e'_2 + (0,8e_0 - e'_2)M, \quad (5.30)$$

где e'_2 – средняя за расчетный интервал времени абсолютная влажность воздуха, измеренная на континентальной метеостанции, мбар; e_0 – максимальная упругость водяного пара за этот же интервал времени, определенная по температуре поверхности воды в водоеме, мбар; M – коэффициент трансформации, учитывающий

среднее изменение абсолютной влажности и температуры воздуха в зависимости от размера водоема.

Коэффициент трансформации определяется по табл. 5.8 в зависимости от средней длины разгона воздушного потока над водоемом $L_{\text{ср}}$ и разности между температурой поверхности воды в водоеме $t_{\text{ср}}$ и температурой воздуха на континентальной метеостанции t_2 для одной из трех градаций значений разности $t_{\text{ср}} - t_2$.

Объем испарившейся воды определяется с учетом средней за расчетный интервал времени площади зеркала водоема.

Если озеро большое и расчет испарения ведется по нескольким станциям, среднее значение $E_{\text{ср}}$ определяется или как средняя арифметическая, или как средневзвешенная величина (см. разд. 4.2.1).

Потери воды на испарение со льда и снега $E_{\text{л}}$ в случае необходимости рекомендуется определять по формулам (4.25) – (4.27).

Таблица 5.8

Значения коэффициента трансформации M

Соотношение температуры воды и воздуха	Средняя длина разгона воздушного потока над водоемом, км									
	0,1	0,2	0,5	1	2	5	10	20	50	100
$t_{\text{ср}} \approx t_2'$	0,02	0,03	0,08	0,12	0,16	0,23	0,28	0,34	0,44	0,51
$t_{\text{ср}} < t_2'$ на 4 °С и более	0,03	0,06	0,13	0,18	0,24	0,33	0,38	0,45	0,53	0,60
$t_{\text{ср}} > t_2'$ на 10 °С и более	0,01	0,02	0,03	0,05	0,07	0,10	0,15	0,19	0,28	0,37

Временные потери воды за счет оседания льда и покрывающего его снега на берегах при зимнем снижении уровня водоема $W'_{\text{л}}$ определяются по формуле:

$$W'_{\text{л}} = \rho(F_{\text{н}} + F_{\text{л}}) \frac{H_{\text{н}} + H_{\text{л}}}{2} 10^6, \quad (5.31)$$

где $F_{\text{н}}$, $F_{\text{к}}$ – начальная и конечная площадь зеркала водохранилища, определенные по кривой $F_0 = f(H)$ при отметке уровня, соответствующей нижней поверхности льда, км²; $H_{\text{н}}$, $H_{\text{к}}$ – глубина погружения льда, измеряемая в лунке на всех постах, расположенных по периферии водохранилища. Эти значения определяются как среднее арифметическое из показаний всех постов на начало и конец расчетного интервала, м; ρ – плотность льда.

На основании полученных за каждый месяц значений W'_n строится график $W'_n = f(N)$. При этом W'_n на нем откладывается по оси абсцисс в виде последовательной суммы объемов воды.

Фильтрация (подземный сток) из водоема за пределы водосбора — явление чрезвычайно редкое. В настоящее время не существует каких-либо универсальных методов ее определения. В каждом конкретном случае эта составляющая может быть определена в зависимости от местных гидрогеологических условий при организации соответствующих наблюдений за грунтовыми водами.

Значительно чаще фильтрация происходит через перемычки плотинных котловин, а на водохранилищах — в обход гидротехнических сооружений и под ними. В этих случаях необходимы гидрогеологические данные и расчет может быть выполнен по формулам (5.25) и (5.26).

Конденсация влаги на поверхности озера или водохранилища происходит, как правило, в осенний и весенний периоды, когда температура воздуха резко отличается от температуры воды вследствие большой термической инерции водоема. Определение конденсации производится по формуле (5.27). Для продолжительных интервалов времени ($T \geq 1$ года) конденсация специально не выделяется, так как по вышеуказанной формуле, расчет по которой ведется по месячным интервалам, определяется разность между испарением и конденсацией.

5.2.4. Определение аккумуляционных составляющих

Аккумуляция воды в чаше водоема определяется как разность объемов озера или водохранилища на начальный и конечный моменты расчетного интервала (ΔW). Объемы воды определяются по кривой объемов в зависимости от среднего уровня, который должен быть свободен от относительных колебаний и искажающего воздействия переменных уклонов и отражать горизонтальность водной поверхности.

Относительные колебания уровня отмечаются на всех озерах и водохранилищах при сгонно-нагонных явлениях, сейшах. Наиболее отчетливо они выражены на неглубоких водоемах, на которых наблюдается направленное перемещение водных масс в сторону действующего ветра, охватившего весь водоем. В этом слу-

чае возникает перекося водной поверхности. Между областями взаимно противоположных отклонений уровня располагается участок со стабильным уровнем, который называется осью равновесия. Это менее выражено на крупных и глубоких водоемах с неоднородным ветровым полем.

Для водохранилищ, помимо этих причин, относительные колебания могут быть вызваны неравномерной работой агрегатов ГЭС, забором воды на шлюзование.

Переменные уклоны характерны только для зон выклинивания подпора на водохранилищах речного типа. Учитывая все это, искомый уровень обычно находится по нескольким водомерным постам, расположенным в различных частях водоема. При этом необходимо, чтобы отметки нулей графиков постов были даны в единой для всего водоема системе. Показания постов, расположенных вблизи водозаборных сооружений и регистрирующих искажения уровня, исключаются.

Для определения среднего уровня в настоящее время применяется несколько способов, каждый из которых целесообразно использовать в определенных условиях (тип водоема, характер ветрового поля и т.п.).

1. Средний уровень на озерах и водохранилищах, для которых характерна неоднородность ветрового поля или сейшевые колебания, вызванные различием атмосферного давления на противоположных участках водоема, определяется как средневзвешенный. Этот способ может быть также применен при упорядоченных ветровых децивелиациях, но при слабом, неустойчивом по направлению ветре.

Расчет производится по формуле:

$$H_{\text{ср}} = H_1 \frac{F_1}{F_0} + H_2 \frac{F_2}{F_0} + \dots + H_n \frac{F_n}{F_0}, \quad (5.32)$$

где $H_1, H_2, \dots, H_n$ — уровень воды на каждом посту; $F_1, F_2, \dots, F_n$ — участки площади водоема, тяготеющие к каждому посту; F_0 — общая площадь зеркала водоема ($F_0 = \sum_{i=1}^n F_i$).

Значения $F_1, F_2, \dots, F_n$ определяются графически с помощью построения треугольников Тиссена (см. разд. 4.2.1).

Для большинства водохранилищ, а также озер, расположенных в аридной зоне, характерны значительные изменения площади зеркала в разные периоды. В этом случае веса постов могут изменяться. Это следует учитывать при определении $H_{\text{ср}}$, принимая в расчет переменные значения $F_1, F_2, \dots, F_n$.

2. Если водоем имеет округлую форму в плане и более или менее однородные глубины, а водомерные посты расположены равномерно по периметру и их достаточно много, средний уровень допускается определять как среднее арифметическое, так как ветровая деформация в различных частях такого водоема примерно одинакова:

$$H_{\text{ср}} = \frac{H_1 + H_2 + \dots + H_n}{n}, \quad (5.33)$$

где n — число постов.

3. Для водохранилищ речного типа в периоды, соответствующие продолжительным сгонам и нагонам, непрерывно продолжающимся в течение нескольких дней, средний уровень рекомендуется определять графическим способом. В этом случае за рассматриваемый период строится совмещенный хронологический график, на который разными условными знаками (в едином масштабе) наносятся ежечасные значения уровня по всем действующим постам. При сгонно-нагонных перекосах уровня по ходу линий на графике можно обнаружить ряд пучностей, разделенных узлами пересечения, в которых сходятся линии большинства постов. Проведя через эти точки (узлы пересечения) плавную линию от зоны выклинивания подпора к замыкающей плотине, получим положение уровня, не нарушенного ветровым перекосом и соответствующего осредненным показаниям всех постов.

4. Если в день определения уровня зафиксирован сильный ветер, охвативший весь водоем и вызвавший направленный перекос водной поверхности, для расчетов $H_{\text{ср}}$ целесообразно использовать только посты, расположенные на осях равновесия.

Применение этого приема в данной ситуации вызывается тем, что относительные отклонения уровня при нагоне и сгоне, как правило, не уравновешиваются и взаимно не компенсируются.

Если посты расположены не непосредственно на оси равновесия, а по обе ее стороны, то средний уровень находится как среднее арифметическое из пары ближайших к оси водомерных постов.

5. Средний уровень для участков водохранилищ, расположенных в зоне выклинивания подпора и имеющих уклон водной поверхности, определяется как среднее арифметическое отдельно по участкам. При этом участки выделяются таким образом, чтобы изменение уровня по их длине было близко к линейному. В этом случае для каждого участка необходимо иметь кривые площадей и объемов. Изменение объема воды водохранилища за рассматриваемый промежуток времени определяется как сумма ΔW по участкам.

6. В некоторых случаях средний уровень на постах может быть определен путем осреднения H за несколько дней до и после рассматриваемой даты.

Аккумуляция в русле и пойме устьевой части главнейших притоков $W_{\text{ак.р.}}$ определяется на основании картографических материалов и кривых подпора для этих участков при условии, что гидрометрический створ расположен на значительном удалении от водоема. Расстояние L , на которое распространяется подпор, при заданных отметках вычисляется по формуле:

$$L = \alpha \frac{H + Z}{I}, \quad (5.34)$$

где I – средний уклон водной поверхности при отсутствии подпора; H – средняя глубина реки при отсутствии подпора в месте источника подпора, м; Z – подпор у его источника, м; α – коэффициент, зависящий от соотношения Z/H .

Z/H	5,0	2,0	1,0	0,5	0,3	0,2	0,1	0,05
α	0,96	0,91	0,85	0,76	0,67	0,58	0,41	0,24

Зная отметки, при которых производится расчет и значение L , можно построить кривую подпора и определить аккумулярованные объемы воды. Аналогичные расчеты следует провести при других отметках уровня на притоке и найти зависимость между ними и расходом рек или уровнем водоема, которые затем и используются для расчетов $W_{\text{ак.р.}}$.

Аккумуляция воды в грунтах берегов $W_{\text{ак.б.}}$ характеризует объемы воды, которые из чаши водохранилища при его наполнении весной поступают в грунты берегов, а затем в период сработки запасов воды вновь возвращаются в водоем.

Для оценки этой величины необходимо располагать данными гидрогеологических наблюдений за уровнями грунтовых вод в скважинах.

Расчет производится по уравнению:

$$W_{\text{ак.б.}} = \Omega \mu S, \quad (5.35)$$

где Ω – средний запас воды в грунтах, отнесенный к единице длины береговой; μ – недостаток насыщения; S – длина береговой линии водоема.

Определив $W_{\text{ак.б.}}$ при разных положениях уровня в водоеме H , или уровне подземных вод в скважинах H_p , находят зависимости $W_{\text{ак.б.}} = f(H)$ или $W_{\text{ак.б.}} = f(H_1)$, которые и используются в качестве расчетных.

5.2.5. Увязка водного баланса

Невязка баланса находится по уравнению:

$$H' = \sum \Pi_p - \sum P \pm \sum A. \quad (5.36)$$

В уравнение подставляются вычисленные абсолютные значения приходных, расходных аккумуляционных составляющих. Эти невязки прибавляются (всегда с положительным знаком) к той части уравнения, которая оказалась меньшей на величину H' . При этом уравнения записываются следующим образом:

при положительном значении аккумуляции

$$\sum \Pi_p = \sum P + \sum A, \quad (5.37)$$

при отрицательном значении аккумуляции

$$\sum P = \sum \Pi_p + \sum A. \quad (5.38)$$

После выравнивания вычисляется относительная невязка в процентах (ε) как отношение величины H' к приходной или расходной частям уравнения баланса. Расчет считается завершенным,

если относительная невязка не превосходит возможную суммарную ошибку расчета.

Эта ошибка определяется по формуле:

$$\sigma = \pm \sqrt{\delta_1^2 + \delta_2^2 + \delta_n^2}, \quad (5.39)$$

где $\delta_1, \delta_2, \dots, \delta_n$ — случайные относительные ошибки расчета отдельных составляющих баланса.

При этом погрешность лишь основных составляющих баланса, имеющих наибольший удельный вес, определяет достоверность расчета всего баланса в целом. Поэтому значения δ целесообразно рассчитывать лишь для них.

Согласно выполненным к настоящему времени исследованиям случайные ошибки гидрометрического учета стока для равнинных рек с устойчивым руслом равны в среднем $\pm 5\%$, для горных $\pm 15-20\%$. Для стока с не освещенных наблюдениями площадей равнинных рек $\pm 20\%$, горных до $\pm 50\%$.

Учет стока на крупных гидроузлах производится с точностью $2-5\%$, на малых и средних ГЭС — $5-8\%$. Случайная ошибка определения среднего уровня водоема принимается равной $\pm 1-2$ см. Отсюда абсолютная ошибка аккумуляции равна $\gamma = 2F_0 \cdot 10^4 \text{ м}^3$, а относительная $\delta = (\gamma / \sum I_p) 100\%$.

Подставив полученные таким образом значения δ в формулу (5.39), вычисляется возможная суммарная ошибка σ . Если $\epsilon \leq \sigma$, можно считать, что расчет баланса выполнен с точностью, которую гарантирует современная изученность определяющих компонентов баланса. Превышение ϵ над σ указывает на наличие в расчетах не только случайных, но и систематических ошибок. В этом случае следует подвергнуть детальному анализу и проверке как исходные данные, так и сами расчеты, стремясь выявить систематические ошибки. При этом в первую очередь надо рассматривать составляющие водного баланса, имеющие наибольший удельный вес.

После вычисления составляющих баланса, его увязки и определения ошибок расчетов, все данные помещаются в итоговую таблицу, сопровождающуюся пояснениями, где кратко излагаются способы подсчета составляющих и приводятся исходные данные. Здесь же дается анализ точности расчета. В случае повышенной ошибки

Пример $\mathcal{A} = \{A_1, A_2, A_3, A_4, A_5, A_6, A_7, A_8, A_9, A_{10}\}$

Вычисл

31

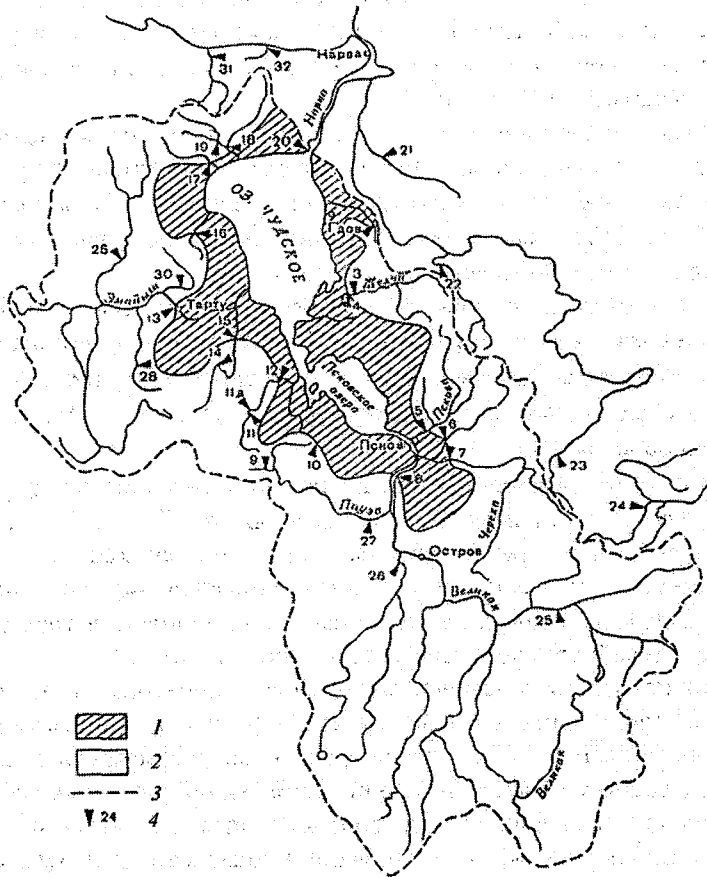


Рис. 5.3. Схема бассейна Чудско-Псковского озера.

1 – часть бассейна, с которой приток в озеро не измеряется, 2 – часть бассейна, с которой сток учитывается на гидростворах, 3 – водораздел, 4 – номер гидроствора

Поверхностный приток в озеро.

В 1978 году наблюдения за стоком велись на 17 реках, впадающих в р. Великую ниже д. Пятоново. Река Великая – крупнейший приток Чудско-Псковского озера. Суммарная площадь бассейнов рек, освещенная наблюдениями $F_{ос}$, составляет $36\,497\text{ км}^2$, или 83 % общей площади бассейна озера. Из них 86 % приходится на 4 наиболее крупных притока (Великая, Череха, Выханду, Суур-Эмайыги). Суммарная площадь бассейнов рек, не освещенных наблюдениями, составляет 7703 км^2 . Поверхностный приток в озеро:

$$Q_{пр} = Q_1 + Q_2 + Q_3,$$

где Q_1 – суммарный расход четырех названных рек; Q_2 – суммарный расход остальных 13 изученных рек; Q_3 – суммарный расход с площади, не освещенной наблюдениями. Значения Q_1 и Q_2 нетрудно определить по табл. 5.9, откуда $Q_1 = 323\text{ м}^3/\text{с}$ ($F_1 = 31\,280\text{ км}^2$), $Q_2 = 60,3\text{ м}^3/\text{с}$ ($F_2 = 5217\text{ км}^2$). Q_3 – определено через средне-взвешенный модуль стока с учетом площадей рек-аналогов по формуле (5.20).

В качестве аналогов использованы лишь малые изученные реки, тогда при $F_{но} = 7703\text{ км}^2$, $F_{ос} = 5217\text{ км}^2$

$$Q_3 = \frac{7703}{5217} 60,3 = 89,0\text{ м}^3/\text{с}.$$

Для контроля Q_3 определено также по графику $Q = f(F)$, который построен по данным табл. 5.9.

Зависимость оказалась достаточно тесной, а $Q_3 = 87,3\text{ м}^3/\text{с}$. Расчет двумя способами дает близкие результаты (разница менее 2 %).

Таким образом $Q_{пр} = 323 + 60,3 + 89,0 = 472\text{ м}^3/\text{с}$ или в объемных единицах $W_{пр} = 472 \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 14,9 \cdot 10^9\text{ м}^3$.

Поступление воды за счет осадков, выпавших на зеркало озера, определено по 14 метеостанциям, в том числе одной островной, действовавших в 1978 г. Подсчет осадков проведен отдельно для холодного и теплого периодов. Расчеты выполнялись методами среднего арифметического и взвешивания по площадям (см. п. 4.2.1).

Таблица 5.9

Средний годовой сток рек, впадающих в оз. Чудско-Псковское, 1978 г.

№ п/п	Река – пункт	F_i , км ²	Q_i , м ³ /с	q , л/(с·км ²)
1	р. Гдовка – д. Устье	150	0,40	2,67
3	р. Желча – Ямм	791	9,58	12,1
5	р. Пскова – д. Черняковицы	914	12,2	13,3
6	р. Кебь – д. Большая Кебь	741	9,25	12,5
7	р. Череха – д. Сорокино	2330	22,8	9,74
8	р. Великая – д. Пятоново	20000	202	10,1
9	р. Пиуза – д. Вастселийна	94	0,94	10,0
12	р. Выханду – р.п. Ряпина	1100	12,9	11,7
13	р. Суур-Эмайыги – г. Тарту	7850	84,8	10,8
15	р. Ахья – д. Ахья	909	9,76	10,7
16	р. Кязина – д. Казпня	286	2,90	10,1
16а	р. Куллавере – д. Пырвету	220	2,10	9,55
17	р. Авийыги – д. Нульги	346	3,54	10,3
18	р. Роостая – д. Роостая	313	4,41	14,1
18а	р. Алайыги – д. Алайыз	150	1,70	11,3
19	р. Тагайэги – с. Тудулинна	270	2,94	10,9
22	р. Черма – д. Яктушино	32,8	0,57	17,4

Таблица 5.10

Количество осадков, выпавших на зеркало Чудско-Псковского озера

Пункт наблюдения	F_i , км ²	Осадки на стан- ции, мм	Взвешен- ная вели- чина, мм	Осадки на стан- ции, мм	Взве- шенная величина, мм
		холодный период		теплый период	
Алайыз	331	115	10,7	607	56,5
Васькнарва	255	111	7,9	698	50,1
Муствээ	179	121	6,1	606	30,5
Кодавере	434	97	11,8	581	70,7
Праага	429	130	15,6	867	104
Мехикоорма	186	113	5,9	641	33,4
Ряпина	35,2	131	1,3	686	6,8
Лисье	67,2	84,6	1,6	460	8,7
Псков	108	109	3,3	594	18,0
о.Залита	298	130	10,8	603	50,4
Черныковицы	84,8	136	3,2	551	13,1
Анашкино	165	143	6,6	689	31,9
Раскопель	410	129	14,8	554	63,8
Гдов	531	108	16,2	637	95,1
Сумма	3560	119	116	627	634

В табл. 5.10 приведены величины осадков по метеостанциям и площади акватории F_i , тяготеющих к этим станциям, определенных с помощью треугольников Тиссена. В результате расчетов получены суммы осадков: за теплый период среднеарифметическое значение 627 мм, средневзвешенное – 634 мм; за холодный период соответственно 119 и 116 мм. Годовое значение 750 мм. В объемных единицах $W_{oc} = 749 \cdot 3560 = 0,749 \cdot 3560 \cdot 10^6 = 2,67 \cdot 10^9$ (поправки на взвешивание, смачивание, возможную пловниометрическую депрессию не вводились). Сток из озера осуществляется по р. Нарве и учитывается на гидростворе р. Нарва – д. Васькнарва, $Q_{ст} = 392 \text{ м}^3/\text{с}$ или $W_{ст} = 392 \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 12,3 \cdot 10^9 \text{ м}^3$.

Испарение с поверхности озера складывается из испарения с поверхности воды и с поверхности льда и снега.

Испарение с поверхности воды за безледный период определено по формуле (5.27). При этом расчет выполнен по трем опорным станциям Гдов, Псков, Муствэз ежемесячно. Описание этих метеостанций заимствовано из Справочника по климату СССР. Исходные метеоданные для расчетов взяты из Метеорологических ежемесячников.

Данные по продолжительности периода свободного ото льда и по температуре воды по станциям взяты из Гидрологического ежегодника.

Расчет испарения начинается с определения средней длины разгона воздушного потока над озером. Для этого на план озера нанесены две системы прямоугольных сеток, ориентированных в первом случае с С на Ю и с З на В, а во втором – с СЗ на ЮВ и с ЮВ на ЮЗ. Равное расстояние между профилями выбрано с таким расчетом, чтобы они пересекали участки озера с характерными для него сужениями и расширениями (рис. 5.4). Средняя длина разгона по одному из направлений вычислена как средняя арифметическая величина из всех профилей. При этом расчет проведен раздельно для Чудского и Псковского плесов. Результаты приведены в табл. 5.11.

Таблица 5.11

Расчет длины разгона воздушного потока (км)

Плес	Направление			
	$L_{С-Ю}$	$L_{З-В}$	$L_{СЗ-ЮЗ}$	$L_{СЗ-ЮВ}$
Чудское	26,6	18,1	19,4	20,5
Псковское	11,3	9,7	7,9	15,8

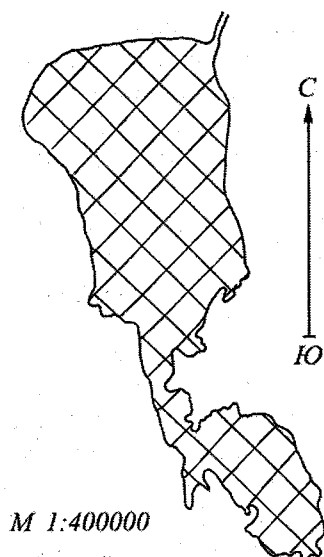


Рис. 5.4. План Чудско-Псковского озера с элементами сетки для определения длины разгона воздушного потока

Расчет средней длины разгона с учетом повторяемости ветров выполнен по формуле (5.29). Для этого по данным Метеорологических ежемесячников за расчетный год определяется повторяемость ветров (%) и их скорости за рассматриваемые месяцы. В табл. 5.12 приводятся подробные данные лишь для метеостанции Гдов.

Таблица 5.12

Скорость и повторяемость ветров различных направлений по данным метеостанции Гдов (м/с)

Месяц	Направление															
	С		СВ		В		ЮВ		Ю		ЮЗ		З		СЗ	
	%	V	%	V	%	V	%	V	%	V	%	V	%	V	%	V
IV	25	3,3	21	3,7	10	3,7	5	3,2	14	3,4	10	3,1	7	3,2	8	2,3
V	15	3,3	39	3,8	22	3,0	4	2,6	3	2,4	4	3,0	10	3,3	3	3,2
VI	17	2,9	26	3,1	9	3,2	5	2,0	9	2,9	15	3,5	15	3,2	4	3,5
VII	12	2,7	11	2,4	8	2,6	3	2,4	6	2,4	20	3,5	37	2,9	3	3,9
VIII	9	3,1	8	4,3	11	2,6	13	3,0	15	3,1	15	2,2	25	3,1	4	2,9
IX	8	2,0	8	2,9	14	3,4	24	3,0	16	3,6	12	5,1	16	4,9	2	5,5
X	11	3,7	6	3,1	3	3,8	4	3,0	20	3,9	20	3,8	27	4,5	9	4,6
XI	2	3,7	5	4,6	5	4,3	6	3,2	11	4,7	38	4,2	30	4,8	3	5,7

Средняя длина разгона, например, для мая равна:

$$L_{\text{ср}} = 0,01 [26,6 (15+3) + 18,1 (22+10) + 19,4 (39+4) + 20,5 (3+4)] = 20,4 \text{ км.}$$

Расчетная скорость ветра определена по формуле (5.28). В соответствии с описанием расположения метеостанций по табл. 5.13 устанавливаются значения коэффициентов K_1 , K_2 , K_3 . Для станции Гдов они равны соответственно 1,3; 0,9; 1. Значения средних месячных скоростей ветра приведены в табл. 5.13.

Таблица 5.13

Расчет средней месячной скорости ветра над водной поверхностью на высоте 2 м по метеостанции Гдов

Параметр	Месяц							
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
$V_{\text{ф}}, \text{м/с}$	3,24	3,29	3,04	2,85	3,11	3,80	3,80	3,81
K_1, K_2, K_3	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17
$V_2, \text{м/с}$	3,79	3,85	3,56	3,33	3,64	4,45	4,45	4,46

Расчет средних месячных значений упругости водяного пара (e_0) над озером сведен в табл. 5.14, где значения $t_{\text{ср}}$, t'_2 и e'_2 получены соответственно по данным Гидрологического ежегодника и метеорологических ежемесячников; e_0 — упругость водяного пара над поверхностью воды, определена с помощью средней температуры поверхности воды; M — определен в зависимости от соотношений $t_{\text{ср}}$ и t'_2 и средней длины разгона (табл. 5.7).

Таблица 5.14

Расчет средних месячных значений упругости водяного пара над Чудско-Псковским оз. на высоте 2 м по метеостанции Гдов

Месяц	$t_{\text{ср}}, ^\circ\text{C}$	$t'_2, ^\circ\text{C}$	$t_{\text{ср}} - t'_2$	$e'_2, \text{мбар}$	$e_0, \text{мбар}$	$0,8 e_0$	M	$(0,8 e_0 - e'_2)M$	$e_2, \text{мбар}$
IV	2,2	2,6	-0,4	5,70	7,1	5,68	0,36	-0,0072	5,69
V	9,4	9,5	-0,1	7,50	11,8	9,44	0,34	0,660	8,16
VI	16,5	14,2	2,3	11,5	18,8	15,0	0,35	1,24	12,7
VII	18,3	16,1	2,1	14,4	21,0	16,8	0,34	0,816	15,2
VIII	16,7	13,1	3,6	14,3	19,1	15,3	0,34	0,333	14,6
IX	10,0	9,5	0,5	10,4	12,3	9,84	0,35	0,196	10,6
X	3,9	4,7	-0,8	7,20	8,1	6,48	0,35	-0,252	6,95
XI	2,8	3,3	-0,5	7,10	7,5	6,00	0,34	-0,374	6,73

Расчет испарения с поверхности воды по формуле (5.27) сведен в табл. 5.15.

Таблица 5.15

**Расчет испарения с поверхности озера за безледоставный период
по данным метеостанции Гдов**

Месяц	$0,14n$	e_0 , мбар	e_2 , мбар	$e_0 - e_2$, мбар	V_2 , м/с	$0,72V_2$	$1 + 0,72V_2$	E , мм
IV	4,20	7,1	5,69	1,41	3,8	2,74	3,74	22
V	4,34	11,8	8,16	3,64	3,8	2,74	3,74	59
VI	4,20	18,8	12,7	6,05	3,6	2,59	3,59	91
VII	4,34	21,0	15,2	5,78	3,3	2,38	3,38	84
VIII	4,34	19,1	14,6	4,47	3,6	2,59	3,59	69
IX	4,20	12,3	10,2	2,1	4,4	3,17	4,17	36
X	4,34	8,1	6,95	1,15	4,4	3,17	4,17	20
XI	4,20	7,5	6,73	0,77	4,5	3,24	4,24	13
$\Sigma E = 370$								

Аналогичным образом проведены расчеты испарения по данным метеостанций Муствээ и Псков, которое оказалось равным соответственно 383 и 519 мм. Среднее арифметическое значение E по данным этих метеостанций равно 424 мм, а средневзвешенное – 428 мм.

Испарение за холодный период определено по формуле (4.26) по тем же трем станциям и оказалось равным среднеарифметическое значение – 28,4 мм, средневзвешенное – 28,8 мм. Расчет испарения за январь приведен в табл. 5.16.

Таблица 5.16

Расчет испарения с поверхности льда и снега на озере за январь

Станция	V_{10} , м/с	d_2	$0,24 + 0,005V_{10}$	E , мм	F_i , км ²
Муствээ	3,6	0,47	0,42	6,12	921
Гдов	3,2	0,51	0,40	6,32	1737
Псков	3,5	0,50	0,42	6,51	907

Всего с поверхности озера за 1978 г. испарилось $428 + 28,8 = 457$ мм. В объемных единицах $W_{\text{исп}} = 0,457 \cdot 3560 \cdot 10^6 = 1,63 \cdot 10^9$ м³.

Аккумуляция воды в озере определена по разности средних уровней на 1 января 1978 и 1979 гг. Средний уровень, приведенный к единому "0" графика, рассчитан по восьми водомерным постам двумя способами: как средний арифметический и как средневзвешенный (табл. 5.17). Для исключения денивеляций средние уровни на 1 января определены как среднеарифметические величины за период с 27 декабря по 5 января.

Таблица 5.17

Расчет аккумуляции воды в Чудско-Псковском озере

Пункт наблюдения	F_i , км ²	$K = \frac{F_i}{F_0}$	H_1 , см	H_2 , см	ΔH , см	ΔHK , см
Алайыэ	950	0,267	156	273	117	31,2
Муствээ	202	0,057	162	271	109	6,2
Кодавере	395	0,111	162	276	114	12,7
Праага	423	0,119	160	270	110	13,1
Мехикоорма	362	0,102	159	263	104	10,6
Лисье	178	0,050	157	266	109	5,5
о. Залита	538	0,151	158	270	112	16,9
Раскопель	504	0,142	155	269	114	16,2
Среднее	3560	—	158,6	269,8	111	11,4

Среднее арифметическое значение уровня 111 см

Средневзвешенное — 112 см

Объем накопившейся за 1978 г. воды в озере равен:

$$W_{\text{ак}} = 1,12 \cdot 3560 \cdot 10^6 = 3,99 \cdot 10^9 \text{ м}^3.$$

Увязка водного баланса. Невязка баланса определена по формуле (5.36):

$$H = 14,8 \cdot 10^9 + 2,67 \cdot 10^9 - 12,3 \cdot 10^9 - 1,63 \cdot 10^9 - 3,99 \cdot 10^9 = 0,39 \cdot 10^9 \text{ м}^3.$$

Невязка прибавлена пропорционально к составляющим приходной части баланса, которая меньше расходной. В уравненном виде водный баланс представлен в табл. 5.18.

Таблица 5.18

Водный баланс Чудско-Псковского озера за 1978 г.

Элементы прихода	Объем, 10^9 м^3	Слой, мм	%	Элементы расхода	Объем, 10^9 м^3	Слой, мм	%
Поверхностный приток	15,2	4268	85	Сток	12,3	3469	69
Осадки	2,73	768	15	Испарение	1,63	457	9
Приход	17,9	5036	100	Сработка	3,99	1110	22
				Расход	17,9	5035	100

Относительная невязка баланса равна:

$$\varepsilon = \frac{0,390 \cdot 10^9}{17,9 \cdot 10^9} \cdot 100 \% = 2,2 \%$$

Вычисление возможной суммарной ошибки σ произведено по формуле (5.39). При этом предполагается, что осадки компенси-

руются испарением и ошибка водного баланса оценена по трем составляющим: приток, сток, аккумуляция.

Погрешность учета притока ($\delta_{\text{ос}}$) на гидрометрических створах принята ± 5 %.

Погрешность учета притока с неизученной площади ($\delta_{\text{но}}$) принята ± 15 %.

Отсюда суммарная относительная погрешность учета только притока определена как

$$\delta = \sqrt{\frac{\delta_{\text{ос}}^2 Q_{\text{ос}}^2 + \delta_{\text{но}}^2 Q_{\text{но}}^2}{Q_{\text{пр}}^2}} = \sqrt{\frac{5^2 \cdot 383^2 + 15^2 \cdot 89,0^2}{472^2}} = 4,9 \text{ \%}.$$

Точность учета стока δ_2 на створе р. Нарва – д. Васькнарва принята ± 5 %.

Абсолютная ошибка аккумуляции при точности расчета уровня ± 2 см равна:

$$\gamma = 0,02 \cdot 3560 \cdot 10^6 = 0,712 \cdot 10^9 \text{ м}^3,$$

относительная

$$\delta_3 = \frac{0,712 \cdot 10^9}{17,9 \cdot 10^9} = 0,04 \text{ \%}.$$

Суммарная ошибка

$$\sigma = \sqrt{4,9^2 + 5^2 + 0,04^2} = 7 \text{ \%}.$$

Таким образом, $\varepsilon < \sigma$, что говорит о достаточной точности расчета водного баланса.

5.3. Динамические процессы в озерах и водохранилищах

5.3.1. Виды движений воды в водоемах

Все виды движений вод озер и водохранилищ делятся на колебательные и поступательные.

Ветровое волнение относится к колебательным процессам и играет заметную роль в формировании гидрологического режима водоемов. Ветровые волны оказывают влияние на формирование течений, перемешивания вод, влияют на величину альбедо водной

поверхности, являются главной причиной переформирования берегов. Знание элементов ветровых волн необходимо при строительстве различных гидротехнических сооружений, для судоходства.

На рис. 5.5 показан профиль ветровой волны, представляющей собой вертикальное сечение волновой поверхности, совпадающее с направлением распространения волны.

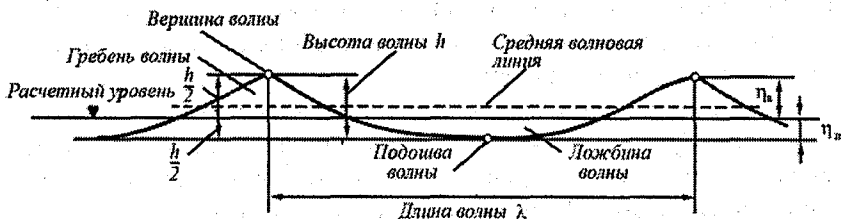


Рис. 5.5. Профиль и элементы ветровой волны

На профиле любой волны различают следующие элементы:

- *средняя волновая линия* – линия, пересекающая запись волновых колебаний так, что суммарные площади выше и ниже этой линии одинаковы;
- *гребень волны* – часть волны, расположенная выше средней волновой линии;
- *вершина волны* – наивысшая точка гребня волны;
- *ложбина волны* – часть волны, расположенная ниже средней волновой линии;
- *подойма волны* – наинизшая точка ложбины волны.

Ветровые волны разделяют на вынужденные и свободные.

Вынужденные волны – волны, находящиеся под воздействием ветра. Они несимметричны в отношении как горизонтальной, так и вертикальной оси.

Свободные волны (зыбь) – волны, продолжающие существовать после прекращения ветра или выхода вынужденных волн в область, где ветра нет. Свободные волны, в отличие от вынужденных, симметричны.

Форма и размеры волн характеризуются их элементами, которые разделяются на геометрические и кинематические.

Основными геометрическими элементами являются: высота волны h — превышение вершины волны над соседней подошвой; длина волны λ — горизонтальное расстояние между вершинами двух смежных гребней; крутизна волны h/λ — отношение ее высоты к длине (обратная величина — пологость волны).

К основным кинематическим элементам относятся: период волны τ — интервал времени между прохождением двух смежных вершин волн через фиксированную вертикаль; скорость волны (фазовая скорость) c — скорость перемещения гребня волны в направлении ее распространения.

Кроме этих элементов, определяемых по волновому профилю, различают: *фронт волны* — линия на плане взволнованной поверхности, проходящая по вершине гребня данной волны; *луч волны* — линия, нормальная к фронту волны в рассматриваемой зоне; *длина разгона волны* L — протяженность охваченной ветром акватории, измеренная по направлению ветра до расчетной точки; *критическая глубина* $H_{кр}$ — глубина, при которой волны, перемещающиеся по мелководью в направлении уменьшения глубин под действием трения о дно, начинают разрушаться; *глубина последнего обрушения волн* $H_{кл}$ — глубина, при которой волны накатываются на берег; *рефракция волн* — изменение направления перемещения волн на мелководье, вызванное различием глубин вдоль фронтов волн; *дифракция волн* — изменение направления перемещения волн около препятствия (острова, мысы, гидротехнические сооружения и т. п.).

В практике расчетов в настоящее время широко используются эмпирические методы, выражающие зависимость между элементами волн и волнообразующими факторами, а также энергетические методы, базирующиеся на решении уравнений баланса энергии волн. При этом точность расчетов во многом зависит от точности определения волнообразующих факторов (скорости ветра, длины разгона, размеров и конфигурации водоема). Необходимо также иметь в виду, что элементы ветровых волн варьируют во времени даже при неизменных волнообразующих факторах, т.е. имеют вероятную природу. Поэтому речь может идти не о конкретных элементах, а об их обеспеченном значении в системе волн. Эта обеспеченность для высоты, длины и периода выражается в процентах и соответствует числу волн, наибольших в ряду из

100 волн, непрерывно и последовательно проходящих через расчетную точку. Например, в системе 100 волн одна самая большая имеет обеспеченность 1 %, третья по высоте волна в системе имеет обеспеченность 3 % и т.д. Система волн – ряд последовательных волн, имеющих одно происхождение.

Обеспеченность в системе волн не следует смешивать с обеспеченностью элементов за многолетний период (обеспеченность по режиму), которая характеризует изменчивость элементов за длительный промежуток времени и выражается повторяемостью заданное число раз в N лет. При этом повторяемость задается через повторяемость расчетного ветра.

Назначение обоих видов обеспеченности зависит от характера решаемой задачи. Например, при строительстве гидротехнического сооружения обеспеченность по режиму назначается в зависимости от класса сооружения, а в системе – от его типа.

Для расчетов элементов ветровых волн на озерах и водохранилищах при отсутствии наблюдений в настоящее время наиболее распространенным является метод, включенный в СНиП 2.06.04-82. Известные эмпирические методы А.П. Браславского, В.Г. Андреянова, Н.А. Лабзовского и других могут рассматриваться лишь при предварительном определении элементов волн.

Сгонно-нагонные явления формируются одновременно с развитием ветрового волнения при продолжительном действии ветра одного направления, что приводит к перекоосу поверхности воды, и создаются условия для формирования поступательных движений воды гравитационных, дрейфовых и компенсационных течений.

Важнейшей рассчитываемой характеристикой этого процесса является высота нагона. Ее значение обязательно учитывается при расчете высоты ветровых волн. Поэтому способ расчета нагона также приведен в упомянутом выше СНиПе 2.06.04-82.

Сгонно-нагонные явления и сопутствующие им поступательные движения вод озер и водохранилищ имеют большое гидрологическое значение. Они способствуют перераспределению и выравниванию масс воды с разными физико-химическими свойствами и также влияют на состояние водных экосистем.

Дрейфовые течения – наиболее распространенный вид поступательных движений масс воды, происходящих под действием

ветра. В зависимости от скорости ветра и размеров водоема движущаяся вода может охватывать всю его глубину или лишь верхнюю часть. При этом течения бывают установившиеся, когда одностороннее действие ветра продолжительно, и неустановившиеся, формирующиеся при переменной скорости ветра.

При определенном сочетании скорости ветра, глубины водоема у дна формируются течения, направленные в противоположную от поверхностного течения сторону. Такие течения носят название — *компенсационные*. При наличии таких разнонаправленных течений происходит уменьшение скоростей поверхностного дрейфового течения.

Все перечисленные особенности должны учитываться при расчетах скоростей течений. В настоящее время разработаны эмпирические формулы для расчета скорости и продолжительности развития течений, а наиболее часто применяющийся метод расчета представлен в СНиПе.

5.3.2. Расчет элементов ветровых волн (фильтрационный метод) и ветрового нагона

В основу метода положены уравнения, аппроксимирующие эмпирические связи, основанные на совместном анализе большого количества натурных и лабораторных измерений. При этом основные параметры представлены в безразмерном виде, а для практических целей составлены номограммы и таблицы, существенно упрощающие расчеты. Для расчетов необходимо располагать планом озера или водохранилища в изобатах, данными ближайшей береговой метеостанции (максимальные скорости и направления ветра за навигационный период за все время наблюдений), а также знать местоположение расчетной точки. Эти сведения дают возможность по направлению волноопасного румба (наибольшая повторяемость максимальных скоростей ветра) построить профиль водоема и определить длину разгона, уклоны дна и глубины. Одновременно надо иметь сведения о колебаниях уровня воды на водомерных постах.

Расчеты элементов волн необходимо производить с учетом деления водоема по установленному профилю, в зависимости от глубины, на следующие зоны:

глубоководная – с глубиной $H > 0,5 \lambda_{\text{гл}}$, где дно не влияет на основные характеристики волн ($\lambda_{\text{гл}}$ – длина волны в глубоководной зоне);

мелководная – с глубиной $0,5 \lambda_{\text{гл}} \geq H > H_{\text{кр}}$, где дно оказывает влияние на развитие волн и на основные их характеристики ($H_{\text{кр}}$ – глубина, при которой начинается разрушение волн);

прибойная – с глубиной от $H_{\text{кр}}$ до $H_{\text{кп}}$, в пределах которой завершается разрушение волн;

приурезовая – с глубиной менее $H_{\text{кп}}$, в пределах которой поток от разрушенных волн периодически накатывается на берег.

Расчетная скорость ветра принимается на высоте 10 м над уровнем воды и определяется по формуле:

$$u_w = K_z K_{\phi} u_{wz}, \quad (5.40)$$

где u_{wz} – скорость ветра на высоте z , м; K_z – коэффициент приведения к высоте 10 м, принимаемый равным 1,1; 1,0; 0,9; на высоте 5, 10 и 20 м и более соответственно; K_{ϕ} – коэффициент перерасчета данных по скоростям ветра, измеренным по флюгеру (u_{ϕ}) и равный при $u_{\phi} < 20$ м/с – 1; $u_{\phi} = 30$ м/с – 0,92; $u_{\phi} = 40$ м/с – 0,88; $u_{\phi} = 50$ м/с – 0,85.

Для расчета u_{wz} производится статистическая обработка данных наблюдений за скоростью ветра на метеостанции с включением в ряд лишь максимальных скоростей за период, свободный от ледяного покрова (навигационный период), за каждый год для румба, совпадающего с направлением разгона. При этом производится построение кривых обеспеченности и выполняется их необходимая экстраполяция.

Эмпирическую обеспеченность p % рекомендуется определять по формуле:

$$p = \frac{25}{Nnp_w}, \quad (5.41)$$

где N – число дней наблюдений в году за безледный период; n – заданное число лет; p_w – повторяемость волноопасного направления ветра (в долях от суммы повторяемости всех направлений).

Расчетные уровни воды. Элементы волн рассчитываются при определенном обеспеченном уровне воды. При этом необходимо

учитывать как статические уровни, вызванные изменением количества воды в водоеме, так и динамические, сформированные при ветровом нагоне, последние – лишь при расчете высоты волны на мелководье.

Максимальный расчетный уровень H_p определяется по данным наблюдений водомерных постов путем их статистической обработки с включением в ряд максимальных уровней за навигационный период за каждый год. Высоту ветрового нагона Δh следует, как правило, принимать по данным натурных наблюдений, а при их отсутствии по формуле:

$$\Delta h = 2 \cdot 10^{-6} \frac{u^2 L}{g \bar{H}} \cos \alpha, \quad (5.42)$$

где u – скорость ветра, м/с (5.40); L – протяженность охваченной ветром акватории, определяется по плану водоема; $\bar{H}$ – средняя глубина водоема на рассматриваемом участке, определяемая по профилю, м; α – угол между продольной осью водоема и направлением ветра, также определяемой по плану, град; g – ускорение свободного падения.

Полученные значения H_p и Δh позволяют установить расчетную глубину $(H + \Delta h)$.

Элементы волн в *глубоководной зоне*. Вычисленные волнообразующие факторы дают возможность рассчитать элементы волн обеспеченностью p % по режиму. Среднюю высоту $\bar{h}_{гг}$ (в системе) в средний период $\tau_{гг}$ в глубоководной зоне следует определять из соотношений $(gh_{гг})/u^2$ и $(g\tau_{гг})/u$, которые получены с помощью безразмерных величин $(gT)/u$ и $(gL)/u^2$ по верхней огибающей кривой (рис. 5.6). Здесь T – непрерывная продолжительность действия ветра, принимаемая для озер и водохранилищ равной 6 ч.

Если значение параметра $(gT)/u$ окажется на оси абсцисс левее значения параметра $(gL)/u^2$, то волнение следует считать развивающимся и элементы волн рассчитываются с учетом как скорости ветра, так и его продолжительности. При противоположном расположении значений параметров волнение следует считать установившимся, и элементы волн рассчитываются по скорости ветра и разгону.

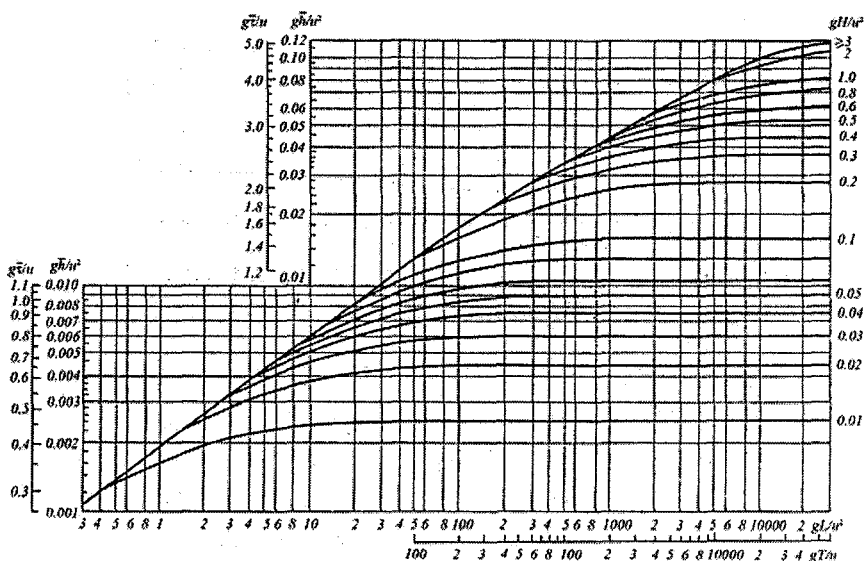


Рис. 5.6. Графики для определения элементов ветровых волн в глубоководной и мелководной зонах

Средняя длина волны $\lambda_{\text{гл}}$ при известном значении $\bar{\tau}_{\text{гл}}$ определяется по формуле:

$$\bar{\lambda}_{\text{гл}} = \frac{g\bar{\tau}_{\text{гл}}^2}{2\pi}. \quad (5.43)$$

Для перехода от средних значений параметров волн к значениям различной обеспеченности в системе h_p вводится переходный коэффициент $k_p = h_p / \bar{h}$, определяемый по графику (рис. 5.7) с помощью безразмерного параметра $(gL)/u^2$.

В практике расчетов чаще всего рассчитывается обеспеченное в системе волн значение лишь высоты волны, другие ее параметры принимаются как средние величины или близкие к ним. Превышение вершины волны над расчетным уровнем η_b определяется из соотношения η_b / h_p (рис. 5.8) по значению $h_p / (g\tau_{\text{гл}}^2)$ при $H/\lambda_{\text{гл}} = 0,5$.

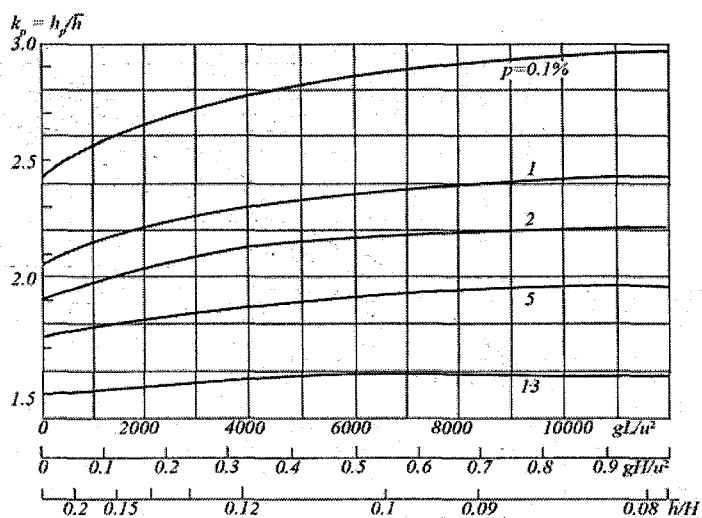


Рис. 5.7. Графики значений коэффициента k_p

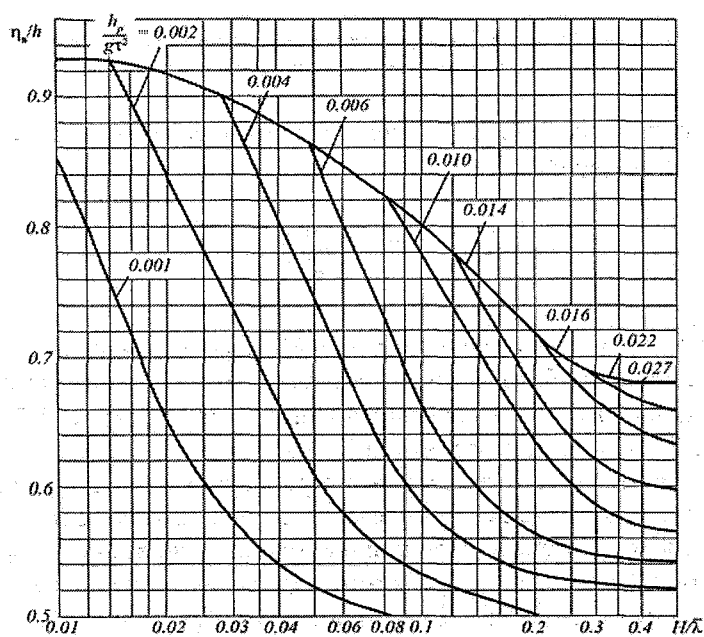


Рис. 5.8. Графики для определения значений η_b

Элементы волн в мелководной зоне. Здесь возможны два случая:

1) при распространении волн в прибрежных участках водоемов с глубоководной части на мелководье с постоянно изменяющимися глубинами вдоль лучей волн;

2) весь водоем является мелководным, и развитие волн происходит на мелководье.

В первом случае средние высоты волн в мелководной зоне с уклонами дна 0,002 и более следует определять по формуле:

$$\bar{h}_m = K_T K_p K_n \bar{h}_{гг}, \quad (5.44)$$

где K_T — коэффициент трансформации; K_p — коэффициент рефракции; K_n — обобщенный коэффициент потерь; $\bar{h}_{гг}$ — средняя высота волны, определенная в глубоководной зоне.

Коэффициент трансформации $K_T = \bar{h}_m / \bar{h}_{гг}$, отражающий деформацию волн на мелководье, определяется в зависимости от отношения $H / \bar{\lambda}_{гг}$ (рис. 5.9, кривая 1). При этом полученное значение K_T корректируется путем введения коэффициента K_n , показывающего влияние уклона дна на трансформацию волн. Значение K_n в зависимости от уклона дна $I : m$ и от $H / \bar{\lambda}_{гг}$ можно получить с помощью табл. 5.19.

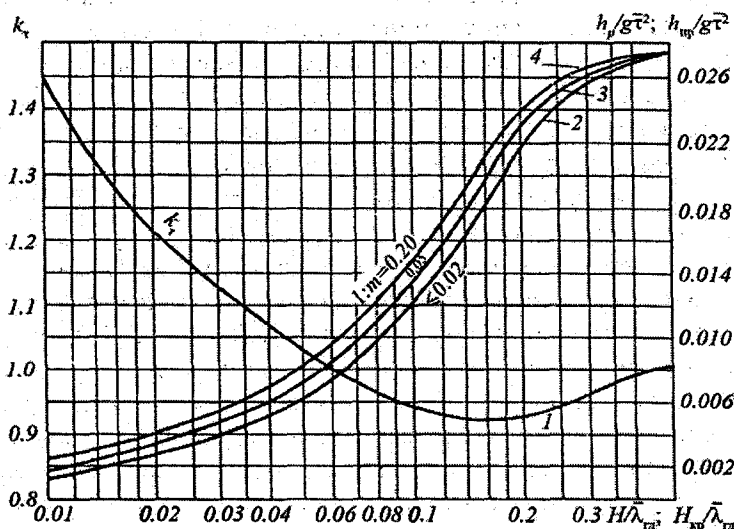


Рис. 5.9. Графики для определения коэффициента K_T (1) и $H / \bar{\lambda}_{гг}$ (2–4)

Таблица 5.19

Значение коэффициента K_n

Относительная глубина $H/\bar{\lambda}_{гг}$	Значения коэффициента K_n при уклонах дна 1 : m	
	0,025	0,02 - 0,002
0,01	0,82	0,66
0,02	0,85	0,72
0,03	0,87	0,76
0,04	0,89	0,78
0,06	0,90	0,81
0,08	0,92	0,84
0,1	0,93	0,86
0,2	0,96	0,92
0,3	0,98	0,95
0,4	0,99	0,98
0,5 и более	1,00	1,00

При уклонах дна 0,03 и более $K_n = 1,0$.

Коэффициент рефракции рассчитывается по формуле:

$$K_p = \sqrt{\frac{S}{S_0}}, \quad (5.45)$$

где S_0 – расстояние между смежными волновыми лучами в глубоководной зоне, м; S – расстояние между теми же лучами по линии, проходящей через заданную точку мелководной зоны, м.

Для определения S и S_0 необходимо на карте водоема со сглаженными изобатами построить план рефракции для волноопасного направления при исходной длине волны $\bar{\lambda}_{гг}$ (рис. 5.10).

На схеме водоема следует нанести волновые лучи, отстоящие друг от друга на расстояние одной или двух длин волн, и затем каждый из них следует, начиная от изобаты $H = 0,5 \bar{\lambda}_{гг}$, продолжить до промежуточной между первой и ближайшей к ней изобатой.

В точке пересечения данного луча волн с промежуточной изобатой его следует повернуть в сторону меньших глубин на угол, определяемый по рис. 5.10 (см. ключ на врезке), где α – угол между направлением луча и перпендикуляром к соответствующей промежуточной изобате. Кривые плана рефракции должны строиться указанным способом от глубоководья до рассматриваемой точки на мелководье. Значения S и S_0 , определяются по плану графически.

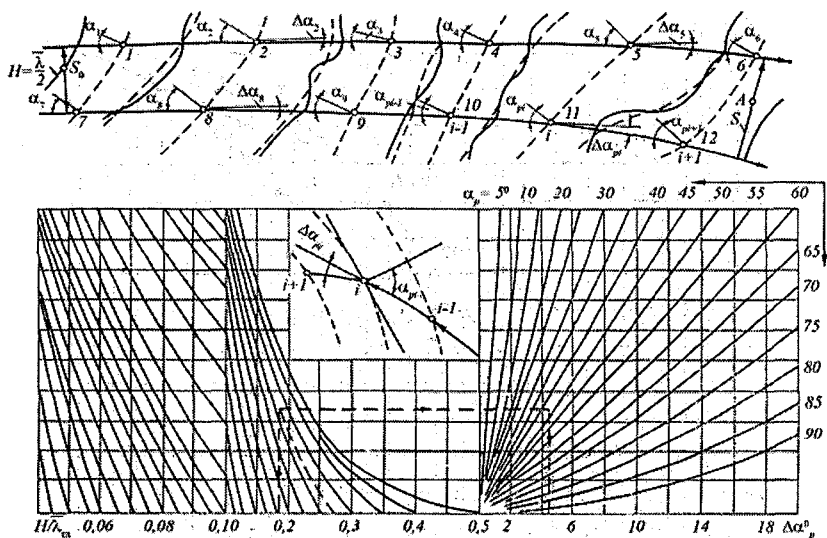


Рис. 5.10. Схема и графики для построения плана рефракции

Для перехода к обеспеченному значению h_p в системе волн следует ввести коэффициент K_p (см. выше).

Длину волн, перемещающихся из глубоководной в мелководную зону, можно определить по соотношению $\bar{\lambda}_m / \bar{\lambda}_{гп}$ с помощью графика (рис. 5.11) при заданных безразмерных параметрах $H / \bar{\lambda}_{гп}$ и $h_{пр} / g \tau_{гп}^2$. При этом период волн принимается равным периоду волны в глубоководной зоне.

Превышение вершины волны над расчетным уровнем следует определять из соотношения $\eta_b / h_{мр}$ по графикам (рис. 5.8) с помощью безразмерных параметров $H / \bar{\lambda}_{гп}$ и $h_{мр} / g \tau_m^2$.

Для мелководного водоема в прибрежной зоне с уклонами 0,001 и менее среднюю высоту волны и средний период следует определять из соотношений $g h_m / u^2$ и $g \tau_m / u$, полученных по графикам (рис. 5.6) с учетом влияния дна по безразмерным параметрам gL / u^2 и gH / u^2 .

Для перехода от $\bar{h}_m$ к ее обеспеченному значению в системе вводится переходный коэффициент K_p , определяемый по графику (рис. 5.7) с помощью безразмерных параметров gL / u^2 и gH / u^2 . Из двух полученных значений K_p в качестве расчетного принимается меньшее.

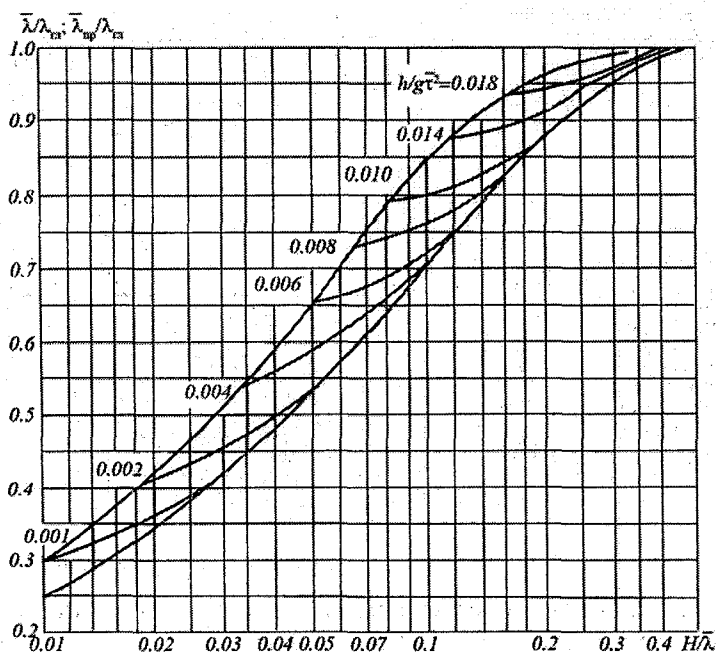


Рис. 5.11. Графики для определения значений $\bar{\lambda}_m / \bar{\lambda}_{гп}$ в мелководной и $\bar{\lambda}_{пр} / \bar{\lambda}_{гп}$ в прибойной зонах

Среднюю длину волны $\bar{\lambda}_m$ при известном $\bar{\tau}_m$ можно определить по формуле, аналогичной (5.43), а превышение вершины волны над расчетным уровнем – из соотношения η_v / h_p по графику (рис. 5.8) с помощью безразмерных параметров $H / \bar{\lambda}_m$ и $h_{пр} / g \bar{\tau}_m^2$.

Элементы волн в прибойной зоне. Высота волн в прибойной зоне $h_{пр}$ определяется для заданных уклонов дна по кривым 2 – 4 (рис. 5.9) с помощью безразмерного параметра $H / \bar{\lambda}_{гп}$. При этом с графиков снимается значение $h_{пр1\%} / g \tau^2$ и соответственно определяется $h_{пр1\%}$.

Коэффициент перехода $K_{пр,р}$ к высотам волн заданной обеспеченности p % определяется по табл. 5.20.

Таблица 5.20

Значения коэффициентов $K_{пр,р}$

Обеспеченность высот волн, p %	0,1	1	2	5	13
Коэффициент $K_{пр,р}$	1,15	1,0	0,95	0,90	0,85

Длина волн в прибойной зоне определяется по верхней огибающей кривой (рис. 5.11) с помощью того же безразмерного параметра $H / \bar{\lambda}_{\text{гл}}$. Превышение вершины волны над расчетным уровнем определяется также по верхней огибающей (рис. 5.11) с помощью безразмерных величин $H / \bar{\lambda}_{\text{гл}}$ и $h_{\text{пр.р}} / g \bar{\tau}^2$.

Критическую глубину, соответствующую створу первого обрушения волн, при отсутствии рефракции следует назначать из соотношения $H_{\text{кр}} / \bar{\lambda}_{\text{гл}}$ по кривым 2–4 (рис. 5.9) для заданных уклонов дна и значения безразмерного параметра $h_{\text{пр.р}} / g \bar{\tau}^2$.

При наличии рефракции расчет ведется методом последовательных приближений, который заключается в следующем. Вначале надо задаться глубиной H_1 , для которой рассчитать по формуле (5.44) высоту волны и безразмерный параметр $h_{\text{пр.р}} / g \bar{\tau}^2$, затем, используя кривые 2–4 (рис. 5.9), при известном значении уклона дна, определить отношение $H_{\text{кр}} / \bar{\lambda}_{\text{гл}}$, по которому и вычисляется $H_{\text{кр}}$. Далее производится сравнение $H_{\text{кр}}$ и H_1 . При наличии расхождения расчет повторяется и ведется до тех пор, пока не будет выполнено условие $H_{\text{кр}} \approx H_1$.

Величину $H_{\text{кр}}$, соответствующую последнему обрушению волн при постоянном уклоне дна, следует определять по формуле:

$$H_{\text{кр}} = K_m^{n-1} H_{\text{кр}}, \quad (5.46)$$

где K_m — коэффициент потери высоты волны на откосе, зависящий от его уклона; n — число обрушений (включая первое).

Значение K_m определяется по табл. 5.21.

Таблица 5.21

Значение коэффициентов K_m

Уклон дна	0,01	0,015	0,02	0,025	0,03	0,035	0,04	0,045	0,05
K_m	0,75	0,63	0,56	0,5	0,45	0,42	0,4	0,37	0,35

Величина n получается при условии выполнения неравенств $K_m^{n-2} \geq 0,43$ и $K_m^{n-1} < 0,43$, решаемых путем последовательной подстановки чисел $n = 2, 3, 4$ и т.д. Если уклон дна более 0,05, следует принимать $H_{\text{кр}} = H_{\text{кр}}$.

При переменных уклонах дна допускается принимать $H_{\text{кр}}$ по результатам последовательного определения критических глубин для участков дна с постоянными уклонами.

5.3.3. Расчет элементов волн методом В.Г. Андреенова

В основу расчетов положены эмпирические формулы, выведенные в результате обработки результатов многочисленных наблюдений за ветровыми волнами на озерах и водохранилищах Беломоро-Балтийского канала.

Для глубоководных водоемов ($H \geq 0,5\lambda$) при условии, что длина разгона не более 30 км, высота и длина волны в метрах определяется по формулам:

$$h_{\text{гл}} = 0,0208u^{5/4}L^{1/3}, \quad (5.47)$$

$$\lambda_{\text{гл}} = 0,304uL^{1/2}, \quad (5.48)$$

где u — расчетная скорость ветра на высоте флюгера ближайшей к водоему метеостанции, м/с; L — длина разгона волны по направлению господствующих ветров от берега до рассматриваемой точки, км.

Скорость ветра принимается максимальной, наблюдаемой ежегодно в навигационный период, для румба, совпадающего с направлением разгона. В этом случае формулы дают возможность определить элементы средневысоких волн обеспеченностью в системе примерно 3–5 %.

При расчетах элементов волн на мелководье ($H < 0,5 \lambda$) в формулы (5.47) и (5.48) следует вводить поправочные коэффициенты, установленные по натурным данным:

$$h_m = \beta \cdot h_{\text{гл}}, \quad (5.49)$$

$$\lambda_m = \alpha \cdot \lambda_{\text{гл}}. \quad (5.50)$$

Значения коэффициентов α и β в зависимости от отношения $H / \lambda_{\text{гл}}$ приведены в табл. 5.22.

Таблица 5.22

Значения коэффициентов α и β

$H / \lambda_{\text{гл}}$	1	0,8	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1
β	1	0,96	0,90	0,87	0,83	0,78	0,70	0,58
α	1	0,96	0,90	0,87	0,82	0,75	0,64	0,43

Превышение гребня волны над расчетным уровнем приближенно можно оценить по следующим уравнениям:

$$\eta_{\text{гл}} = 0,67 h_{\text{гл}} ; \quad (5.51)$$

$$\eta_{\text{м}} = 0,75 h_{\text{м}}. \quad (5.52)$$

Уравнение (5.51) действительно для волн глубокой воды, а (5.52) — для волн мелкой воды.

Пример

С помощью фильтрационного метода рассчитаны элементы ветровых волн в глубоководной, мелководной и прибойной зонах водохранилища, в местах предполагаемой установки обтекаемых преград III класса.

Расчетная обеспеченность волн принята: по режиму — 4 %, в системе — 13 %. Расчетная обеспеченность уровня — 10 %.

Скорость ветра измерена на береговой метеостанции на высоте 10 м. Путем статистической обработки 20-летнего ряда наблюдений за ветром в навигационный период для заданного румба рассчитана исходная скорость ветра $u_{1\%} = 30$ м/с. Скорость определена по формуле (5.40): $u_{1\%} = 1,0 \cdot 0,8 \cdot 30 = 24$ м/с.

Элементы волны в глубоководной зоне: до рассматриваемой точки длина разгона $L = 4$ км, средняя глубина $H_{\text{ср}} = 18$ м.

Безразмерные параметры равны:

$$\frac{gT}{u} = \frac{9,81 \cdot 6 \cdot 3600}{24} = 8830 ,$$

$$\frac{gL}{u^2} = \frac{9,81 \cdot 4000}{576} = 68 .$$

С помощью графика (рис. 5.6) установлен тип волнения (в данном случае установившееся) и получены значения расчетных соотношений:

$$\frac{g\bar{h}_{\text{гл}}}{u^2} = 0,0145 \text{ и } \frac{g\bar{\tau}_{\text{гл}}}{u} = 1,41 ,$$

отсюда

$$\bar{h}_{гг} = \frac{0,0145 \cdot 24^2}{9,81} = 0,85 \text{ м},$$

$$\bar{\tau}_{гг} = \frac{1,41 \cdot 24}{9,81} = 3,45 \text{ с}.$$

Средняя длина волны рассчитана по формуле (5.43):

$$\bar{\lambda}_{гг} = \frac{9,81 \cdot 3,45^2}{2 \cdot 3,14} = 18,6 \text{ м}.$$

Для перехода к обеспеченному значению $h_{гг13\%}$ получен коэффициент $h_p = 1,5$ (рис. 5.7): $h_{гг13\%} = 1,5 \cdot 0,85 = 1,27 \text{ м}$.

Для определения превышения волны над расчетным уровнем рассчитан безразмерный параметр

$$\frac{h_{гг13\%}}{g \bar{\tau}_{гг}^2} = \frac{1,27}{9,81 \cdot 3,45^2} = 0,0114.$$

По графику (рис. 5.8) получено отношение $\frac{\eta_b}{h_{гг13\%}} = 0,57$, откуда $\eta_b = 0,57 \cdot 1,27 = 0,72 \text{ м}$.

Элементы волны в мелководной зоне: волна распространяется с глубоководной части на мелководную. Уклон дна равен 0,025, глубина $H = 2 \text{ м}$. Средняя высота волн рассчитана по формуле (5.44).

Для определения коэффициента трансформации вычислено отношение $H / \bar{\lambda}_{гг} = 2 / 18,6 = 0,108$.

По графику (рис. 5.9) установлено значение $K_t = 0,92$. Значение $K_n = 0,86$ (табл. 5.10). Рефренция отсутствует $K_p = 1,0$; тогда $h_m = 0,92 \cdot 1,0 \cdot 0,86 \cdot 0,85 = 0,67 \text{ м}$.

Для перехода к обеспеченному значению $h_{м13\%}$ определен коэффициент $K_p = 1,5$ (рис. 5.7): $h_m = 1,5 \cdot 0,67 = 1,0 \text{ м}$.

Для определения превышения вершины волны над расчетным уровнем вычислен безразмерный параметр:

$$\frac{h_{м13\%}}{g \bar{\tau}_{гг}^2} = 1,0 : (9,81 \cdot 3,45^2) = 0,086,$$

а по графику (рис. 5.8) получено отношение $\frac{\eta_v}{h_{м13\%}} = 0,72$, откуда $\eta_v = 0,72 \cdot 1,0 = 0,72$ м.

Развитие волн происходит в мелководном водоеме. Длина разгона до преграды $L = 4$ км, $u = 24$ м/с, $H = 3$ м.

Для определения h_m рассчитаны безразмерные параметры:

$$\frac{gL}{u^2} = \frac{9,81 \cdot 4000}{576} = 68,$$

$$\frac{gH}{u^2} = \frac{9,81 \cdot 3}{576} = 0,051.$$

По графику (рис. 5.6) получены расчетные соотношения:

$$\frac{g\bar{h}_m}{u^2} = 0,0082 \text{ и } \frac{g\bar{\tau}_m}{u} = 0,98;$$

отсюда

$$\bar{h}_m = \frac{0,0082 \cdot 576}{9,81} = 0,48 \text{ м},$$

$$\bar{\tau}_m = \frac{0,98 \cdot 24}{9,81} = 2,4 \text{ с}.$$

Для перехода от среднего значения $\bar{h}_m$ к $h_{м13\%}$ по графику (рис. 5.7) с помощью вышеуказанных безразмерных параметров определены два значения $K_{13\%}$ (1,50 и 1,503). В качестве расчетного принято $h_{13\%} = 1,5$:

$$h_{13\%} = 1,5 \cdot 0,48 = 0,72 \text{ м}.$$

Средняя длина волны равна

$$\bar{\lambda}_m = \frac{g\bar{\tau}_m}{2\pi} = \frac{9,81 \cdot 5,76}{2 \cdot 3,14} = 9,0 \text{ м}.$$

Для определения превышения волны над расчетным уровнем определены безразмерные параметры:

$$\frac{H}{\bar{\lambda}_m} = \frac{3}{9} = 0,333 \text{ и } \frac{h_{м3\%}}{g\bar{\tau}_m^2} = \frac{0,72}{9,81 \cdot 2,4^2} = 0,0127.$$

С их помощью по графику (рис. 5.8) получено соотношение $\eta_v / h_{м13\%} = 0,6$, откуда $\eta_v = 0,6 \cdot 0,72 = 0,43$ м.

Элементы волн в прибойной зоне: уклон дна равен 0,02, $H = 1,0$ м, рефракция отсутствует. Кроме элементов волн, требуется установить критическую глубину при первом их обрушении. Для определения $h_{пр}$ рассчитан безразмерный параметр $H/\lambda_{гл} = 1/18,6 = 0,054$.

По графику (рис. 5.9) с учетом заданного уклона определена безразмерная величина $h_{м13\%}/g\tau^2 = 0,0063$, откуда $h_{кр13\%} = 0,0063 \times 9,81 \cdot 3,45^2 = 0,74$ м.

Искомая величина $h_{кр13\%}$ определена с помощью переходного коэффициента $K_{13\%}$ (табл. 5.20): $h_{кр13\%} = 0,74 \cdot 0,85 = 0,63$ м.

Длина волны определена по графику (рис. 5.7) с использованием выше рассчитанного безразмерного параметра. При этом получено отношение $\lambda_{пр} / \lambda_{гл} = 0,67$, откуда $\lambda_{пр} = 0,67 \cdot 18,6 = 12,5$ м.

Для определения превышения вершины волны над расчетным уровнем использованы значения безразмерных величин:

$$\frac{h_{кр13\%}}{g\tau_m^2} = \frac{0,63}{9,81 \cdot 3,45^2} = 0,0054 \text{ и } \frac{H}{\lambda_{гл}} = 0,054.$$

По графику (рис. 5.8) определено соотношение $\eta_v / h_{пр 13\%} = 0,79$, откуда $\eta_v = 0,79 \cdot 0,63 = 0,50$ м.

Для определения критической глубины, соответствующей створу первого обрушения волн, и при отсутствии рефракции получено соотношение (рис. 5.11) $H_{пр} / \lambda_{гл} = 0,044$, откуда $H_{кр} = 0,044 \cdot 18,6 = 0,82$ м.

Глубина, соответствующая последнему обрушению волн, определена по формуле (5.46). При этом значение $K_m = 0,56$ (табл. 5.21). Величина n установлена путем проверки неравенств.

При $n = 2$ $K_m^{n-2} = 0,56^0 = 1 > 0,43$ и $K_m^{n-1} = 0,56 > 0,43$. Второе неравенство не выполнено, поэтому принято $n = 3$. В этом случае $K_m^{n-2} = 0,56 > 0,43$ и $K_m^{n-1} = 0,31 < 0,43$. Следовательно, $n = 3$, т. е. возможны три обрушения

$$H_{кр} = 0,56^2 \cdot 0,82 = 0,26 \text{ м.}$$

Определение ветрового нагона произведено по формуле (5.42), $L = 4,5$ км, $H = 12$ м, направление ветра и продольная ось водоема совпадают ($\alpha = 0^\circ$)

$$\Delta h = 2 \cdot 10^{-6} \frac{24^2 \cdot 4500 \cdot 1.0}{9,81 \cdot 12} = 0,044 \text{ м} \approx 4 \text{ см.}$$

5.3.4. Расчет скорости дрейфового течения

Для приближенной оценки ветрового течения в поверхностном слое (0,2–0,3 м от поверхности воды) используются ветровые коэффициенты (K_w), представляющие собой отношение скорости течения (V см/с) к скорости ветра на высоте 10 м (u_{10} м/с) над открытой водной поверхностью:

$$V_{\text{пов}} = K_w u_{10}. \quad (5.53)$$

Значения K_w в зависимости от глубины водоема приведены в табл. 5.23.

Таблица 5.23

	$H \geq 15 \text{ м}$			$H < 15 \text{ м}$						
$H / \bar{\lambda}$	7,0	5,0	4,0	3,0	2,0	1,5	1,0	0,8	0,6	0,4
K_w	1,7	1,46	1,38	1,26	1,10	1,00	0,86	0,77	0,64	0,48

Для установившегося дрейфового течения, не искаженного влиянием стокового или компенсационного ветрового течений, в водоемах с глубинами 2–15 м принимается осредненное значение ветрового коэффициента, равное 1,7. В обоих случаях скорость течения оценивается для двух значений скорости ветра: повторяемостью 1 раз в 25 лет и 1 раз в течение безледного периода.

В случае если дрейфовое течение формируется одновременно с компенсационным встречного направления, проходящим на другой глубине, то значение $V_{\text{пов}}$ определяется в зависимости от абсолютного значения глубины на вертикали и отношения $H / \bar{\lambda}$ [$\bar{\lambda}$ – средняя длина ветровой волны, определяемая по (5.43)], а также по табл. 5.23.

В этом случае предполагается, что дрейфовое течение охватывает верхнюю (1/3 – 1/5) часть вертикали, компенсационное течение встречного направления охватывает нижнюю (2/3 – 4/5)

часть вертикали и по условиям формирования является ветровым течением.

Более точный расчет скорости дрейфового течения, охватывающего всю толщу воды при условии $H / \bar{\lambda} = 0,3$, можно произвести по формуле:

$$V_{\text{пов}} = 2,7 \cdot 10^{-2} \left[0,11 \lg H / \bar{\lambda} + (0,008C + 0,35)^3 \right] u_{10}, \quad (5.54)$$

где H – глубина на вертикали, м; $\bar{\lambda}$ – средняя длина волн в системе при расчетной скорости ветра заданного направления, м, определяемая по (5.43); u_{10} – скорость ветра на высоте 10 м, м/с, вычисленная по (5.40); C – коэффициент Шези, определяемый по формуле

$$C = \frac{1}{n} H^{1/6} \quad (5.55)$$

(n – коэффициент шероховатости) с помощью табл. 3.11.

Для более точного расчета поверхностной скорости течения при наличии компенсационного течения противоположного направления при условии $H / \bar{\lambda} > 0,3$ следует пользоваться формулой:

$$V_{\text{пов}} = 1,4 \cdot 10^{-2} \left[0,33 \lg H / \bar{\lambda} + (0,008C + 0,35)^3 \right] u_{10} \quad (5.56)$$

[обозначения те же, что и в формуле (5.54)].

Среднюю скорость на вертикали дрейфового течения, охватывающего всю глубину, можно определить по формуле:

$$V_{\text{ср}} \cong 0,35 V_{\text{пов}} (2 - \lg H / \bar{\lambda}), \quad (5.57)$$

где $V_{\text{пов}}$ – определяется по (5.54).

В случае совместного действия дрейфового и компенсационного течений противоположных направлений абсолютную среднюю скорость на вертикали следует принимать равной

$$V_{\text{ср}} \cong 0,31 V_{\text{пов}} \quad (5.58)$$

по (5.56).

Повторяемость по направлениям ветровых течений в поверхностном слое открытой акватории для безледного или для отдельных теплых сезонов года следует принимать равной повто-

ряемости по направлениям ветров над водной поверхностью за соответствующие периоды или сезоны года.

Общая продолжительность периода развития ветрового течения (в часах) равна

$$T_y = K_T [V_{1\text{ ср}} H_{\text{ср}}] u_{10}^2. \quad (5.59)$$

Здесь $V_{1\text{ ср}}$ — определяется по формулам (5.53) или (5.54); $H_{\text{ср}}$ — средняя глубина водоема или его участков; $K_T = 277$.

Пример

Рассчитать скорости дрейфового течения для водоема, рассмотренного в предыдущих примерах. Значение $H/\bar{\lambda} = \frac{18}{18,6} = 0,97$.

Расчет скорости при условии охвата течением всей толщи воды. Приближенный расчет по (5.53) и табл. 5.23:

$$V_{\text{пов}} = 1,38 \cdot 24 = 0,33 \text{ м/с.}$$

Уточненный расчет по (5.54). Определение “ n ” в уравнении $C = \frac{1}{n} H^{1/6}$ проведено с помощью табл. 3.11 при условии, что водоем не имеет водной растительности, однако некоторые неправильности в направлении струй имеют место:

$$V_{\text{пов}} = 2,7 \cdot 10^{-2} [0,11 \lg 0,97 + (0,008 \cdot 40,5 + 0,35)^3] \cdot 24 = 0,2 \text{ м/с.}$$

Средняя скорость на вертикали с глубиной 25 м равна

$$V_{\text{ср}} = 0,35 \cdot 0,2 \cdot \lg 1,34 = 0,13 \text{ м/с.}$$

Расчет при условии развития дрейфового течения одновременно с компенсационным встречного направления:

коэффициент K_w в формуле (5.53) равен 0,83 и определен по табл. 5.23 при $H/\bar{\lambda} = 0,96$.

$$V_{\text{пов}} = 0,83 \cdot 24 = 0,2 \text{ м/с.}$$

Уточненный расчет по (5.56):

$$V_{\text{пов}} = 1,4 \cdot 10^{-2} [0,33 \cdot \lg 0,96 + (0,008 \cdot 40,5 + 0,35)^3] \cdot 24 = 0,1 \text{ м/с.}$$

Абсолютная средняя скорость на вертикали

$$V_{\text{ср}} = 0,31 V_{\text{пов}} = 0,03 \text{ м/с.}$$

Общая продолжительность периода развития течения определена по (5.59):

$$T = \frac{277 \cdot 0,1 \cdot 18}{576} = 1,12 \text{ ч.}$$

5.4. Заиление водохранилищ

5.4.1. Факторы заиления и принципы расчета скорости заиления

С течением времени емкость котловин озер и водохранилищ уменьшается вследствие заполнения их взвешенными и влекомыми наносами, постоянно вносимыми в водоем притоками, продуктами разрушения берегов и органическими веществами, являющимися остатками отмерших живых организмов и растительности. В процессе заиления изменяются морфометрические характеристики водохранилищ, снижается их полезная емкость, а следовательно, уменьшается мощность ГЭС. Одновременно происходит изменение гидрологического режима водохранилища и границ зон затопления, нарушение судоходных глубин и т. п.

При расчетах заиления в зависимости от хозяйственных задач решается комплекс вопросов, среди которых одним из главных является оценка сроков службы водохранилища, т.е. расчет периода, в течение которого водоем будет полностью или частично заполнен наносами, когда будет достигнут так называемый предельный объем отложившихся в водохранилище наносов, соответствующий установившемуся режиму движения в пределах водохранилища, при котором их дальнейшее отложение прекращается. Такие расчеты, проведенные на стадии проектирования, позволяют оценить целесообразность того или иного варианта проекта и при необходимости наметить меры борьбы с заилением.

Наносы, образовавшиеся за счет разрушения берегов, играют заметную роль при заилении некоторых водохранилищ, особенно в начальный период их эксплуатации. В этот период под действием волнения при резких колебаниях уровней воды переработка берегов происходит наиболее интенсивно. Отложение остатков водной растительности и организмов, населяющих водоем, а также

его зарастание оказывают заметное влияние на заиление преимущественно малых озер и водохранилищ (прудов). При этом к прудам следует относить искусственные водоемы, площадь зеркала которых не превышает 1 км^2 .

Интенсивность заиления и характер отложения наносов зависит от многих факторов, главными из которых являются размеры водохранилища и его бассейна, плановые очертания водоема, его проточность, количество и фракционный состав наносов.

Крупные частицы отлагаются в водоеме, при этом наблюдается уменьшение размеров отложившихся частиц от устьев впадающих рек к приплотинной зоне. Наиболее мелкие фракции составляют транзитную часть наносов и выносятся за пределы водоема и тем активнее, чем выше проточность.

По мере накопления отложений интенсивность заиления уменьшается в связи с возрастанием скоростей течения, что приводит к увеличению транзитной части наносов.

Существенную роль при оценке интенсивности заиления играет местоположение водоема — интенсивность заиления водохранилищ в засушливых районах выше, чем в зоне достаточного и избыточного увлажнения. Как правило, более быстро вследствие малой емкости котловин заполняются наносами небольшие водоемы: срок их службы при прочих равных условиях значительно меньше, чем крупных.

В основе методики расчета лежит уравнение баланса наносов. На основе этого уравнения находится разность между притоком наносов и их выносом из водохранилища, т.е. определяется аккумуляция наносов. Излагаемая методика позволяет определить заиление водохранилищ только наносами, поступающими вместе со стоком воды рек и ручьев.

В качестве исходных данных необходимо иметь:

1) план водохранилища в изобатах; 2) сведения о режиме работы водохранилища; 3) сведения о выносе в водохранилище взвешенных и влекомых наносов и их фракционном составе; 4) сведения о жидком стоке рек, впадающих в водоем.

В качестве основных характеристик водохранилищ при расчетах заиления принимаются: показатель условной заиляемости t_y и относительная емкость водоема $\bar{W}$.

Показатель условной заиляемости представляет собой отношение

$$t_y = \frac{W}{W_R}, \quad (5.60)$$

где W – объем водохранилища, м^3 ; W_R – средний многолетний сток наносов рек, впадающих в водохранилище, м^3 .

Относительная емкость водохранилища вычисляется как

$$\bar{W} = \frac{W}{W_Q}, \quad (5.61)$$

где W_Q – средний многолетний годовой сток воды, поступающей в водохранилище, м^3 .

Оба этих показателя позволяют выбрать тот или иной состав расчетов.

5.4.2. Определение притока наносов

При расчетах заиления следует учитывать или только взвешенные наносы, или отдельно взвешенные и влекомые.

Вопрос о необходимости их раздельного учета следует решать исходя из соотношения гранулометрического состава донных и транспортируемых рекой наносов. Для этого необходимо установить наименьший размер руслоформирующих фракций (к руслоформирующим относятся наносы тех крупностей, которые преимущественно участвуют в формировании русла), а затем оценить содержание их в составе взвешенных наносов. За наименьший размер руслоформирующих фракций рекомендуется принимать диаметр частиц, мельче которых в составе донных наносов содержится не более 5–8 % по массе. В тех случаях, когда взвешенные наносы не являются руслоформирующими, следует раздельно учитывать сток взвешенных и влекомых наносов.

Сток взвешенных наносов. При наличии достаточно продолжительного ряда наблюдений ($n \geq 20$ лет) в створах, близких к месту создания водохранилища, норма стока взвешенных наносов $R_{0 \text{ взв}}$ определяется как

$$R_{0\text{взв}} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad (5.62)$$

где R_i — годовые значения расходов взвешенных наносов, кг/с.

При наличии относительно короткого ряда наблюдений за твердым стоком ($n < 20$ лет), но продолжительного за стоком воды (Q_r), достаточно полно освещающего амплитуду водности, рекомендуется вести расчет $R_{0\text{взв}}$ с использованием зависимости $R_i = f(Q_i)$.

В случае отсутствия такой связи допускается определять средний многолетний расход взвешенных наносов приближенно из соотношения:

$$R_{0\text{взв}} \approx \frac{Q_0}{\bar{Q}} \bar{R}_{\text{взв}}, \quad (5.63)$$

где Q_0 и $R_{0\text{взв}}$ — соответственно средние многолетние значения расходов воды и взвешенных наносов; $\bar{Q}$ и $\bar{R}_{\text{взв}}$ — соответственно средние значения расходов воды и взвешенных наносов за совместный период наблюдений.

Если период измерений небольшой и состоит из нескольких маловодных или многоводных лет, то средний многолетний расход наносов определить нельзя и для его оценки следует применять такие же приемы, как и при отсутствии данных измерений.

При отсутствии данных наблюдений средний многолетний расход взвешенных наносов рекомендуется находить как

$$R_{0\text{взв}} = \rho Q_0 10^{-3}, \quad (5.64)$$

где ρ — среднее многолетнее значение мутности, г/м³.

Значение ρ определяется по картам средней мутности рек или по данным реки-аналога.

На карте (рис. 5.12) приведена средняя мутность для рек равнинной территории России с площадями водосборов от 100 до 50 000 км² для лесной зоны и от 500 до 50 000 км² для остальных зон, для рек Сибири с площадями водосборов от 500 до 300 000 км². Для рек Кавказа и Средней Азии с площадями от 100 до 25 000 км², для рек Крыма с площадями от 10 до 50 км² имеются карты в укрупненном масштабе [47].

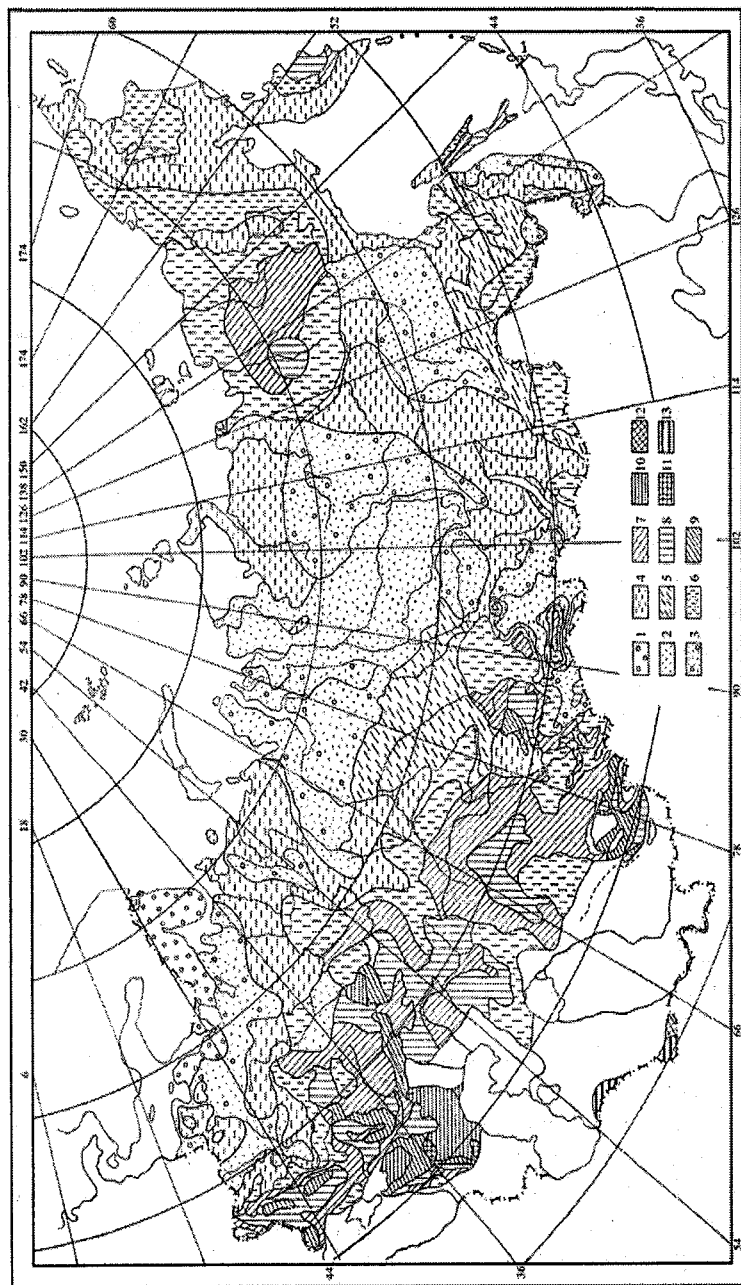


Рис. 5.12. Карта средней мутности рек.

1 – <10 г/м³; 2 – 10–25 г/м³; 3 – <25 г/м³; 4 – 25–50 г/м³; 5 – <50 г/м³; 6 – 50–100 г/м³; 7 – 100–250 г/м³; 8 – 250–500 г/м³; 9 – 500–1000 г/м³; 10 – 1000–2500 г/м³; 11 – 2500–5000 г/м³; 12 – 5000–10 000 г/м³; 13 – >10 000 г/м³

Выбор реки-аналога должен основываться на анализе и сравнении условий формирования стока наносов неизученной реки и реки-аналога. При этом необходимо, чтобы сравниваемые реки имели близкие значения уклонов продольного профиля, а площади их водосборов различались не более чем в 3–5 раз, но не менее указанных нижних пределов и характеризовались примерно одинаковым составом почво-грунтов, близкими величинами залесенности, распаханности и зарегулированности озерами и болотами. Для горных рек средняя высота водосборов не должна отличаться более чем на 500 м.

Для определения мутности малых водотоков ρ_m с площадями водосборов меньше указанных нижних пределов следует вводить поправочные коэффициенты K_m к зональной мутности ρ , найденной по карте.

Значения K_m для водотоков Северного и Западного Казахстана, Южного Урала, Украины, Центрально-Черноземных областей и степной части Северного Кавказа приведены в табл. 5.24.

Таблица 5.24

Значения поправочных коэффициентов K_m

Площадь водосбора, км ²	2	5	10	50	100	500
K_m	40	20	13	5	3	1

Для равнинных заболоченных водосборов $K_m = 1,0$, а для других территорий этот коэффициент можно определить приближенно по аналогии с указанными районами.

Определение Q_0 производится согласно методике, изложенной в разд. 4.2.2.

Сток влекомых наносов. Сток влекомых наносов рекомендуется подсчитывать по формулам. При наличии данных измерений влекомых наносов необходимо проводить контроль расчетов и в случае необходимости ввести в расчетную формулу коэффициент, сближающий вычисленные и наблюдаемые значения. При отсутствии таких данных контроль следует проводить на материалах реки-аналога с близкими значениями крупности донных отложений, глубин и скоростей потока.

Для расчетов расхода влекомых наносов могут быть рекомендованы формулы Г.И. Шамова, В.И. Гончарова, И.В. Егиязарова, А.В. Караушева, К.И. Россинского и др., каждая из которых имеет

определенные границы применения, зависящие от фракционного состава наносов.

Наиболее простой формулой, дающей довольно близкие совпадения расчета с данными измерений при достаточно широком диапазоне изменения крупности наносов, является формула Г.И. Шамова. Эта формула наиболее часто используется при определении расходов влекомых наносов:

$$R_{\text{вл}} = K \left(\frac{U_{\text{ср}}}{U_{\text{отл}}} \right)^3 (U_{\text{ср}} - U_{\text{отл}}) \left(\frac{d_{\text{ср}}}{H_{\text{ср}}} \right)^{1/4} B, \quad (5.65)$$

где K – коэффициент, учитывающий неоднородность состава влекомых наносов; $U_{\text{ср}}$ – средняя скорость потока, м/с; $U_{\text{отл}}$ – средняя скорость потока, при которой прекращается движение влекомых наносов диаметром $d_{\text{ср}}$, м/с; $d_{\text{ср}}$ – средний диаметр частиц донных наносов, м; $H_{\text{ср}}$ – средняя глубина, м; B – ширина потока, м.

Формула применима для песчаных и гравелистых наносов при $d_{\text{ср}}$ не менее 0,1–0,2 мм.

Величина $d_{\text{ср}}$ определяется по формуле:

$$d_{\text{ср}} = 0,01 \sum_1^m \alpha_i d_i, \quad (5.66)$$

где α_i и d_i – соответственно процентное содержание и средний диаметр некоторой (i -й) фракции наносов; m – число подвижных фракций.

Отсечение неподвижных (крупных) фракций донных отложений производится по формуле:

$$d_{\text{кр}} = \frac{0,012 U_{\text{ср}}^3}{\sqrt{H_{\text{ср}}}}. \quad (5.67)$$

Величина $U_{\text{отл}}$ находится как:

$$U_{\text{отл}} = 3,7 d_{\text{ср}}^{1/3} \cdot H_{\text{ср}}^{1/4}. \quad (5.68)$$

Коэффициент K для неоднородного состава влекомых наносов определяется по формуле:

$$K = K^3 \sqrt{D^2}, \quad (5.69)$$

где D – средний диаметр наиболее крупной фракции из состава подвижных, составляющей не менее 10 % всего состава наносов, м; K – опытный коэффициент, зависящий от процентного содержания крупных фракций, определяется по табл. 5.25.

Таблица 5.25

Значения коэффициента K

Содержание наиболее крупных фракций, %	K
40 – 70	3
20 – 40	2,5
70 – 80	2,5
10 – 20	1,5
80 – 90	1,5

Для однородного состава наносов, когда наиболее крупная фракция составляет менее 10 % или более 90 %,

$$K = 0,95 \sqrt{d_{cp}}. \quad (5.70)$$

Вычисление $R_{вл}$ по формуле (5.65) рекомендуется вести по средним суточным гидравлическим характеристикам потока и, как правило, только за период прохождения паводка.

Расходы наносов, рассчитанные для интервалов, осредняются по годам, а затем за многолетие. Расчеты ведутся за тот же ряд лет, для которых выполняется вычисление стока взвешенных наносов.

Таблица 5.26

Гидравлическая крупность частиц $t' = 15^\circ \text{C}$

Диаметр частиц d , мм	Гидравлическая крупность U , м/с	Диаметр частиц d , мм	Гидравлическая крупность U , м/с	Диаметр частиц d , мм	Гидравлическая крупность U , м/с
0,001	0,0000008	0,30	0,0295	4,0	0,280
0,002	0,0000031	0,50	0,0555	5,0	0,312
0,004	0,000012	0,80	0,0895	7,0	0,370
0,005	0,000020	1,0	0,1100	10	0,442
0,01	0,000078	1,2	0,1280	15	0,541
0,02	0,00031	1,5	0,154	20	0,625
0,03	0,00070	1,8	0,177	30	0,766
0,04	0,00125	2,0	0,192	50	0,988
0,05	0,00195	2,2	0,204	80	1,25
0,10	0,0061	2,5	0,221	100	1,40
0,20	0,0174	3,0	0,242		

Гранулометрический состав наносов. Размеры фракций задаются геометрической величиной (средний диаметр частиц фракций d_{cp} , мм) или гидравлической крупностью фракций (скорость осаждения частиц U , м/с). Для установления связи между d_{cp} и U используют шкалы гидравлической крупности (табл. 5.26). Гранулометрический состав наносов определяется непосредственно по данным измерений, а в случае их отсутствия приближенно по схематической карте крупности взвешенных наносов рек [47]. Допускается также использовать фракционный состав наносов реки-аналога.

Объем вносимых в водохранилище наносов. Для расчета заиления необходимо перейти от вычисленных расходов наносов R к объему наносов W_R , для чего используется соотношение

$$W_R = \frac{P_a}{\gamma_{отл}}, \quad (5.71)$$

где W_R — объем наносов в состоянии естественного уплотнения, м³; P_a — количество наносов (т), отложившихся в водохранилище, в тоннах, определяемых как

$$P_a = RT \quad (5.72)$$

(T — число секунд за расчетный интервал времени); $\gamma_{отл}$ — плотность отложений скелета грунта, определяемая отношением массы сухого грунта к его объему в состоянии естественной влажности, т/м³.

Плотность наносов рекомендуется определять в зависимости от их гранулометрического состава (табл. 5.27).

При оценке плотности необходимо учитывать (при наличии данных) содержание в грунтах органических веществ, уменьшающих плотность грунта.

5.4.3. Расчет сроков заиления крупных водохранилищ

Прежде всего следует установить условную заиляемость по формуле (5.60), которая показывает продолжительность полного заиления водохранилища при условии отсутствия выноса из него наносов, выраженную в годах. Если t_y оказывается более 200 лет, то расчет срока общего заиления этим ограничивается. Во всех остальных случаях расчет должен уточняться с учетом выноса наносов за пределы водохранилища.

Таблица 5.27

Плотность донных наносов в зависимости от их гранулометрического состава

Грунты	Диаметр частиц (мм) и пределы их содержания в % по массе														$\gamma_{отп}$ т/м ³
	100-50	50-20	20-10	10-5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,2	0,2-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	0,001	
Илы тонкие											10-20	40-70	10-20	0,7-0,8	
Илы											20-40	40-70		0,8-0,9	
Илы с примесью песка														0,9-1,0	
Мелкие пески									10-20		40-70	10-20			
Мелкие иластые									40-20		10-20			1,1-1,2	
Средние пески								20-40	40-70		10-20				
Средние иластые														1,2-1,3	
Мелкие пески															
Средние пески														1,3-1,5	
Средние иластые															
Крупные пески														1,5-1,6	
Средние пески															
Средние иластые														1,6-1,7	
Крупные пески															
Пески с гравием														1,6-1,8	
Гравий															
Галька с гравием														1,7-1,8	
														1,8-2,1	
														2,0-2,2	

Примечания: 1. Степень уплотнения грунтов в таблице не учитывается, предполагается, что достигнуто достаточное уплотнение, отвечающее нескольким годам эксплуатации водоема. 2. В таблице не учитывается содержание органических веществ. Известно, что с увеличением содержания органических примесей плотность донных отложений уменьшается. Например, плотность отложений прудов южной части Украины при 5 %-ном содержании органических остатков уменьшается на 20-30 %, при 10 %-ном - на 30-50 %. Это соотношение следует принимать во внимание при оценке плотности грунтов, содержащих очень большое количество органических остатков.

Примечания: 1. Степень уплотнения грунтов в таблице не учитывается; предполагается, что достигнуто достаточное уплотнение, отвечающее нескольким годам эксплуатации водоема. 2. В таблице не учитывается содержание органических веществ. Известно, что с увеличением содержания органических примесей плотность донных отложений уменьшается. Например, плотность отложений прудов южной части Украины при 5 %-ном содержании органических остатков уменьшается на 20-30 %, при 10 %-ном - на 30-50 %. Это соотношение следует принимать во внимание при оценке плотности грунтов, содержащих очень большое количество органических остатков.

При равномерном отложении наносов по годам, зная годовое количество наносов и емкость водоема, можно приближенно оценить среднюю продолжительность заиления водохранилища по формуле:

$$T = \frac{W}{W_r(1-\delta)}, \quad (5.73)$$

где W – объем водохранилища при НПГ, м³; W_r – средний годовой объем наносов, м³; δ – транзитная часть наносов мелких фракций, сбрасываемых из водохранилища при паводках, в среднем равная для равнинных водотоков 0,3–0,4.

Формула (5.73) основана на учете равномерного отложения наносов по годам и применима для определения сроков заиления водохранилищ со значительной аккумулирующей емкостью, для которых относительная емкость $\tilde{W}$ более 0,6; или для водохранилищ с $0,15 < \tilde{W} < 0,6$; но при значительном сбросе наносов во время паводков. Во всех остальных случаях необходимо учитывать неравномерность заиления по годам.

При неравномерном отложении наносов по годам используют эмпирические соотношения, выражающие процесс затухания заиления во времени. Производят расчет хронологического хода заиления водохранилища по годам, используя экстраполяционную зависимость Г.И. Шамова:

$$W_{a,T} = W_{a.n.pr} (1 - a_0^T), \quad (5.74)$$

где $W_{a,T}$ – объем наносов, отложившихся за время T , м³; T – число лет; $W_{a.пред.}$ – предельный объем наносов в водохранилище, по достижению которого заиление прекращается, м³.

Параметр a_0 вычисляется по формуле:

$$a_0 = 1 - \frac{W_{a.1}}{W_{a.n.pr}}. \quad (5.75)$$

Здесь $W_{a.1}$ – объем взвешенных и влекомых наносов за первый год работы водохранилища.

Предельный объем отложений можно определить по формуле:

$$W_{a.п.п} = W \left[1 - \left(\frac{\omega_p}{\omega_n} \right)^{1,7} \right], \quad (5.76)$$

где W – полный объем водохранилища, м³; ω_p – площадь поперечного сечения реки в бытовых условиях при расходе воды, равном $\frac{3}{4}$ расчетного максимального расхода, м²; ω_n – наибольшая площадь поперечного сечения верхнего бьефа на ближайшем к плотине участке, м².

Объем наносов за первый год допускается определять по формуле:

$$W_{a.1} = W_a \left[1 - \left(\frac{\omega_p}{\omega_n} \right)^n \right], \quad (5.77)$$

где W_a – расчетный объем наносов, поступивших в водохранилище за год; n – показатель степени, принимаемый в зависимости от уклона реки I (при $I < 0,0001$ $n = 1,0-0,8$; при $I = 0,0001-0,001$ $n = 0,8-0,5$; при $I = 0,001-0,01$ $n = 0,50-0,33$).

Остальные обозначения см. к формуле (5.76).

Экстраполяционный метод применяется для водохранилища в целом.

Более точно заиление определяется методами, позволяющими рассчитать отдельно аккумулируемые и транзитные наносы за каждый год. В этом случае, зная общий объем водохранилища и объем отложившихся за первый год наносов, можно вычислить оставшийся незаиленным объем как $W_1 = W - W_{a1}$. Полученная величина W_1 используется для расчета заиления в последующий год. Расчет проводится, так же как и за первый год, с учетом изменившихся морфометрических характеристик водохранилища ($W_2 = W_1 - W_{a2}$ и т.д.).

Значение W_{a1} может быть вычислено также методом А.В. Караушева [17].

5.4.4. Расчет сроков заиления малых водохранилищ и прудов

Расчет может выполняться по общей схеме расчета общего заиления водохранилищ, изложенной выше. Однако в практике более широкое распространение получил метод, основанный на

учете относительной наносоудерживающей способности водоема, определяемой как:

$$\tilde{P}_a = \frac{P_a}{P_r}, \quad (5.78)$$

где P_a – годовая аккумуляция наносов в весовом выражении; P_r – средний годовой сток наносов.

Расчет заключается в определении той части притока наносов, которая будет ежегодно осаждаться в пруду. Он ведется для водоема в целом, с учетом уменьшения его объема из года в год по мере заиления.

Расчет следует выполнять при условии, что условная заиляемость рассматриваемого водоема (t_y) менее 50 лет. Если $t_y > 50$ лет, то расчет срока общего заиления этим ограничивается.

При наличии необходимых эмпирических данных для определения ежегодно осаждающихся в пруду наносов P_a используются эмпирические таблицы, устанавливающие связь между относительной наносоудерживающей способностью водоема и его относительной емкостью $\tilde{W}$. В табл. 5.28 приводятся данные $\tilde{P}_a$ для территорий Северного и Западного Казахстана, российских территорий: Курской области, степной части Северного Кавказа и Южного Урала.

Таблица 5.28

Относительная наносоудерживающая способность водоемов $\tilde{P}_a$

при их различной относительной емкости $\tilde{W}$

Площадь водосбора, км ²	Относительная емкость $\tilde{W}$								
	0,025	0,05	0,10	0,30	0,50	0,70	0,80	0,95	1,0
5–8	0,03	0,06	0,11	0,32	0,58	0,78	0,87	0,96	1,0
30–40	0,04	0,06	0,12	0,40	0,65	0,85	0,95	1,0	1,0

Для других территорий связь $\tilde{P}_a$ и $\tilde{W}$ устанавливается при наличии данных о заилении прудов-аналогов.

При отсутствии необходимых эмпирических данных по аналогам для расчета относительной наносоудерживающей способности водоема рекомендуется использовать формулу А.В. Караушева:

$$\tilde{P}_a = 1 - (1 - \tilde{W}) e^{-\frac{\varphi \tilde{W}}{1 - \tilde{W}}}, \quad (5.79)$$

где e — основание натуральных логарифмов, а параметр φ определяется по равенству

$$\varphi = \frac{u T_c}{H_{cp}}. \quad (5.80)$$

Здесь u — средняя гидравлическая крупность транспортируемых потоком наносов, м/с; T_c — продолжительность периода сброса воды и наносов из пруда за время паводка, с; H_{cp} — средняя глубина, м.

Величина T_c вычисляется по соотношению:

$$T_c \cong \frac{W_c}{Q_{cp.п}}, \quad (5.81)$$

где W_c — объем сброса, определяемый разностью суммарного объема притока воды за паводок и свободного объема пруда к началу паводка, м³; $Q_{cp.п}$ — средний расход воды за паводок, м³/с.

Таким образом, рассчитав P_r (см. разд. 5.4.2) и $\tilde{W}$ (W задается проектом), можно рассчитать массу наносов, аккумулировавшихся в пруду,

$$P_a = \tilde{P}_a \cdot P_r. \quad (5.82)$$

Зная плотность, нетрудно получить годовой объем наносов W_a по выражению (5.71).

Для последующих лет заилиние рассчитывается с учетом происшедшего за предыдущие годы суммарного уменьшения объема пруда.

Последовательный расчет позволяет определить срок службы водоема.

Пример 1

Расчет сроков заилиния крупного водохранилища рассматривается на примере Отказненского водохранилища на р. Куме в створе водомерного поста Золка.

Площадь водосбора реки 7980 км². Наблюдения за стоком воды велись на гидростворе Золка с 1933 по 1941 г. За этот период $\bar{Q} = 12,5 \text{ м}^3/\text{с}$, $R_{\text{взв}} = 26,8 \text{ кг/с}$. Площадь сечения русла реки в бытовых условиях $\omega_p = 154 \text{ м}^2$, уклон $I = 0,0005$. Наносы р. Кумы представляют собой илы с примесью песка, плотность которых $\gamma_{\text{отл}} = 0,85 \text{ т/м}^3$. Содержание частиц диаметром менее 0,005 мм составляет по массе более 80 %. При этом взвешенные наносы являются руслоформирующими.

Проектный объем водохранилища при НПГ $W = 100,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, мертвый объем $18,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, площадь зеркала $21,6 \text{ км}^2$, длина 604 км, средняя глубина 4,6 м. В водохранилище впадает только одна река – Кума.

Средний многолетний расход взвешенных наносов R_0 определен по соотношению (5.64), где $Q_0 = 12,3 \text{ м}^3/\text{с}$ рассчитан с помощью реки-аналога (р. Кума – п. Александровское, $F = 36,30 \text{ км}^2$), имеющей тридцатилетний ряд наблюдений, $R_0 = 12,3/12,5 \cdot 26,8 = 26,4 \text{ кг/с}$.

В среднем за год в водохранилище поступает $P_r = 26,4 \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 831,6 \cdot 10^6 \text{ кг}$ или $W_R = (831,6 \cdot 10^6)/850 = 978 \cdot 10^3 \text{ м}^3$.

$$\text{Показатель условной заиляемости равен } t_y = \frac{100,3 \cdot 10^6}{978 \cdot 10^3} = 102.$$

Это указывает на необходимость проведения дальнейших расчетов.

Предельный объем отложений в водохранилище определен по формуле (5.76) при $w_n = 307 \cdot 10^3 \text{ м}^2$.

$$W_{\text{а.п.пр}} = 100,3 \cdot 10^6 \left[1 - \left(\frac{154}{307 \cdot 10^3} \right)^{1,7} \right] = 100,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

Объем наносов за первый год $W_{\text{а1}}$ определен по формуле (5.77)

$$W_{\text{а1}} = 978 \cdot 10^3 \left[1 - \left(\frac{154}{307 \cdot 10^3} \right)^{0,65} \right] = 971 \cdot 10^3 \text{ м}^3.$$

Параметр a_0 вычислен по формуле (5.75)

$$a_0 = 1 - \frac{971 \cdot 10^3}{100,3 \cdot 10^6} = 0,990$$

Расчет хронологического хода заиления произведен по формуле (5.74) и представлен в табл. 5.29

Таблица 5.29

Расчет хронологического хода заиления Отказненского водохранилища

T , лет	a_0^T	$1-a_0^T$	Объем наносов $W_{a.T} = W_{a.п.} (1-a_0^T)$ млн м ³	Объем водохранилища $W - W_{a.T}$	$\frac{W - W_{a.T}}{W}$
5	0,951	0,049	4,92	95,38	0,95
10	0,904	0,096	9,63	90,67	0,91
15	0,860	0,140	14,04	86,26	0,86
20	0,818	0,182	18,25	82,05	0,82
25	0,778	0,222	22,27	78,03	0,73
30	0,740	0,260	26,08	74,22	0,74
50	0,605	0,395	39,62	60,68	0,61
100	0,366	0,634	63,59	36,71	0,37

Натурные исследования, проведенные на водохранилище Институтом озерадения, показали, что за первые 5 лет отложилось $7,2 \cdot 10^6$ м³ наносов, что несколько больше, чем в нашем примере.

Это объясняется дополнительным учетом поступления в водохранилище наносов временных водотоков, а также продуктов разрушения берега.

Пример 2

Расчет сроков заиления пруда рассматривается на примере заиления пруда, создаваемого в балке без названия в районе г. Ставрополя (Северный Кавказ). Площадь бассейна балки 18,5 км², проектный объем пруда 253 700 м³. Гидрологические наблюдения отсутствуют.

Средний годовой сток воды установлен по карте $q = 0,5$ л/(с·км²):

$$Q = \frac{0,5 \cdot 18,5}{1000} = 0,0092 \text{ м}^3/\text{с} \text{ и } W_Q = 0,0092 \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 289 \text{ 800 м}^3.$$

По карте (рис. 5.12) определена средняя годовая мутность $\rho = 5000 \text{ г/м}^3$ и по табл. 5.25 – поправочный коэффициент для перехода от зональной величины ρ к мутности малых водотоков $K = 11$.

Таблица 5.30

Расчет хронологического хода заиления пруда

T, лет	Объем пруда W , тыс. м ³	Относитель- ная емкость пруда $\tilde{W} = \frac{W}{W_Q}$	Наносо-удержи- вающая способ- ность пруда P_a	Ежегодные отложения в пруду		$\frac{W - W_R}{W}$
				$P_a = \tilde{P}_0 P_T$ млн кг	$W_R = \frac{P_c}{\gamma_{отл}}$ тыс. м ³	
1	253,7	0,88	0,95	15,1	21,6	1,0
2	232,1	0,80	0,91	14,5	20,7	0,91
3	211,4	0,73	0,84	13,4	19,1	0,83
4	192,3	0,66	0,79	12,6	18,0	0,76
5	174,3	0,60	0,73	11,6	16,6	0,69
...	...	...	...	...	...	...
20	35,2	0,12	0,15	2,40	3,4	0,14
...	...	...	...	...	...	...
30	11,6	0,04	0,05	0,88	1,3	0,05
...	...	...	...	...	...	...
38	5,1	0,02	0,03	0,48	0,6	0,02

$$\text{Расход наносов равен } R = \frac{Q\rho K}{1000} = \frac{0,0092 \cdot 5000 \cdot 11}{1000} = 0,506 \text{ кг/с,}$$

а за год в пруд поступает $R_T = RT = 0,506 \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 15\,940 \text{ т.}$

Плотность наносов принята по аналогии с изученными водо-токами этого района: $\gamma = 0,7 \text{ т/м}^3$, тогда объем наносов, ежегодно поступающих в водоем,

$$W_R = \frac{15\,940}{0,7} = 22,8 \cdot 10^3 \text{ м}^3.$$

$$\text{Показатель условной заиляемости: } t_y = \frac{253,7 \cdot 10^3}{22,8 \cdot 10^3} = 11,1.$$

Дальнейший расчет удобно свести в табл. 5.30.

5.5. Термический режим озер и водохранилищ

5.5.1. Факторы тепловых процессов в водоемах

Термическое состояние обуславливается теплообменом между водной массой и окружающей его средой (атмосфера, ложе водоема). Наиболее интенсивно процесс теплообмена развивается в поверхностных слоях водоема. Перенос же тепла в более глубокие слои осуществляется в процессе перемешивания (динамическое, конвективное) и в меньшей мере — непосредственно путем проникновения солнечной радиации в толщу воды. Последнее зависит от прозрачности, цвета воды и резко убывает с глубиной. Интенсивность процесса теплообмена не остается постоянной во времени и зависит в основном от изменения метеорологических условий. В связи с этим в разные сезоны года в распределении температуры по глубине наблюдаются характерные особенности, связанные с сезонными колебаниями теплообмена в водоеме и проникновением тепла в глубины.

Так, в зимний период в связи с выхолаживанием воды с поверхности наблюдается обратная температурная стратификация — повышение температуры с глубиной от 0 °С до какого-то положительного значения, меньшего или равного 4 °С (температура наибольшей плотности). Весной в период нагревания озера температура воды по глубине выравнивается и наступает состояние весенней гомотермии. В период летнего нагревания формируется прямая температурная стратификация — уменьшение температуры с глубиной. В период летнего нагревания в течение дня водная поверхность, как правило, нагревается, а ночью охлаждается, что приводит к выравниванию температуры в некотором поверхностном слое. Это нарушает плавный ход уменьшения температуры с глубиной и приводит к возникновению термического расслоения водной массы по глубине на три зоны: эпилимнион, металимнион, гипolimнион.

Верхняя термическая зона — *эпилимнион* — характеризуется весьма малыми вертикальными температурными градиентами. Температура его в большей степени зависит от температуры воздуха и следует за ней.

Нижняя термическая зона — *гиполимнион* — характеризуется также малыми градиентами, так как она термически изолирована от воздействия атмосферы слоем температурного скачка.

Металимнион, или слой температурного скачка (термоклин), расположен между эпилимнионом и гиполимнионом и имеет большие вертикальные значения градиента температуры. Этот слой в разных озерах находится на разных глубинах, толщина его увеличивается в течение лета по мере прогревания толщ воды.

Эти три зоны различаются не только специфическими термическими особенностями, но и химическим, газовым и биологическим режимом, так как при значительном градиенте температуры обмен вод между зонами затруднен или может вообще отсутствовать.

Для эпилимниона характерны: благоприятный световой режим, наличие достаточного количества кислорода, получаемого непосредственно из воздуха и в процессе фотосинтеза, и, как следствие, хорошее развитие органической жизни. Металимнион благодаря большому градиенту плотности является преградой для перемешивания и поступления кислорода в гиполимнион; он препятствует проникновению в более глубокие горизонты планктона и т.п. Это часто приводит к дефициту кислорода в гиполимнионе; особенно в водоемах, донные наносы которых богаты органическими веществами.

В период осеннего охлаждения температура по глубине водоема снова выравнивается и наступает состояние *осенней гомотермии*.

В начальный период весеннего нагревания может наблюдаться явление *дихотермии*, когда минимум температуры оказывается на некоторой глубине, увеличивающейся по мере нагревания поверхностного слоя воды; выше этой глубины температурная стратификация прямая, ниже — обратная.

Противоположное явление наблюдается в случае осеннего охлаждения, когда максимум температуры смещается на некоторую глубину. Это явление называется *мезотермией*. Мезотермия может возникнуть также в верхних слоях воды летом в утренние часы, особенно в ясную штилевую погоду. Практически на всех водоемах в безветренную погоду на их поверхности наблюдается

тонкая пленка охлажденной воды, образующаяся за счет интенсивного охлаждения при испарении.

В формировании термического режима водоемов заметную роль играет явление, называемое *термическим баром*. Оно характерно преимущественно для крупных глубоководных озер с мелководной прибрежной частью и возникает весной и осенью при значительном различии температуры в прибрежной и открытой части водоема, вызванном неодинаковой интенсивностью нагрева и охлаждения воды.

Весной в мелководных прибрежных частях формируется прямая температурная стратификация, в то время как в глубоководных районах некоторое время сохраняется обратная (осенью — наоборот). В этом случае на некотором расстоянии от берега возникает сравнительно узкая полоса воды с температурой наибольшей плотности, которая и представляет собой термический бар. Термобар разделяет водоем на две изолированные области: теплоактивную (ближе к берегу) и теплоинертную, которым свойственны не только температурные контрасты, но и различия в цвете, прозрачности, химизме воды, а следовательно, и в распределении планктона. Наличие термобара сказывается также на характере циркуляции водных масс, на особенностях замерзания и вскрытия водоемов и т.п. Продолжительность существования термобара на крупных озерах может достигать двух-трех месяцев в году. Вышеизложенные основные особенности термического состояния водоемов, обусловленные теплообменом с атмосферой, постоянно осложняются под воздействием динамических факторов (ветер, течения впадающих рек и т.п.), конвективного перемешивания. Кроме того, существенную роль играют также форма и размеры котловины водоема.

Динамические факторы, прежде всего действие ветра, значительно ускоряют процесс перемешивания водных масс, что способствует изменению мощности слоев эпилимниона, металимниона и гипolimниона. В период действия ветра увеличивается мощность эпилимниона, слой температурного скачка перемещается на большую глубину и соответственно уменьшается слой гипolimниона. По этой причине на мелководных водоемах вся толща воды может иметь одинаковую температуру. Процесс перемешивания существенно ускоряется на водоемах с большой акваторией.

Сгонно-нагонные явления, сопровождающиеся циркуляцией воды в водоеме, вызывают подъем более холодных вод гипolimниона у подветренного берега и опускание более теплых вод эпилимниона у наветренного. На распределение температуры в озерах и водохранилищах могут оказывать влияние также внутренние волны и сейши.

Эффект ветрового перемешивания зависит не только от скорости и продолжительности ветра, размеров водоема и формы его котловины, но и от начальной устойчивости водной массы. Степень устойчивости определяется значением и знаком плотностной стратификации, связанной в пресных водоемах с термической стратификацией, а в соляных – с неоднородностью минерализации.

Возрастание плотности с глубиной указывает на устойчивость водной массы (положительная устойчивость), уменьшение – на ее неустойчивость (отрицательная устойчивость). В случае одинаковой плотности по глубине водная масса находится в безразличном равновесии.

Таким образом, совокупное влияние всех вышеперечисленных факторов создает в озерах и водохранилищах весьма сложную картину распределения температуры, а следовательно, и газового состава, физических свойств воды на глубине и по площади.

Одной из характеристик термического состояния водоема является его общий теплозапас или теплозапас отдельных частей (слоев). *Теплозапасом* называется количество тепла, заключенное в водной массе. В годовом распределении количества тепла наблюдаются определенные закономерности, обусловленные особенностями теплового баланса. Так, в водоемах умеренного климата с момента начала весеннего нагревания и до второй половины лета тепловой баланс положительный и теплозапас возрастает, в остальную часть года наблюдается обратная картина. Теплозапас отдельных частей водоема и отдельных его слоев теснейшим образом связан с распределением температуры в толще воды.

5.5.2. Анализ термического профиля водоема

Анализ заключается в установлении основных закономерностей термического состояния водоема, выявлении аномалий и определении причин, их вызывающих, по выбранному профилю.

Исходными данными служат результаты промеров глубин по профилю и измерения температуры на вертикалях. Одновременно необходимо располагать сведениями, характеризующими гидрометеорологическую обстановку при производстве работ: дата и время работы на вертикали, скорость и направление ветра, температура воздуха, наличие и мощность ледяного покрова, а при наличии соответствующих материалов — также данные о течениях и т.п. Это позволит полнее охарактеризовать термическое состояние водоема.

По результатам промеров строится профиль водоема (рис. 5.13), на котором обозначается положение вертикалей и наносятся сведения о температуре воды. Здесь же следует привести дополнительные сведения о гидрометеорологической обстановке в виде таблицы или в графической форме. На этой основе проводятся изотермы — линии равных значений температуры.

Перед интерполяцией следует установить сечение изотерм исходя из диапазона изменения температуры по профилю и предполагаемой степени полноты анализа. Сечение изотерм может быть через 0,5; 1; 2; 5 °C.

Положение изотерм дает общее представление о термическом состоянии озера или водохранилища по выбранному профилю. Например, горизонтальное положение изотерм показывает одинаковое по профилю убывание (увеличение) температуры с глубиной, дает возможность в общем оценить характер температурной стратификации. “Сгущение” изотерм означает увеличение температурных и соответственно плотностных градиентов. Наклон изотерм в одну сторону указывает на действие сгонно-нагонных явлений. При этом наклон всегда обращен в сторону нагона. Положение изотерм также дает возможность выявить наличие термобара, “купола” холодных вод, оценить всевозможные аномальные явления, вызванные влиянием притоков, выходами подземных вод и т.п.

Для более детального анализа следует построить эпюры распределения температуры по глубине на вертикалях. Эти эпюры целесообразно строить в едином масштабе, соответствующем масштабу профиля. С помощью эпюр по характерным переломным точкам устанавливаются вертикальные границы термических зон: эпилимниона, металимниона и гиполимниона — и определяет-

ся их мощность. Здесь же можно установить наличие дихотермии или мезотермии. Совместное рассмотрение графиков и термического профиля дает возможность установить и объяснить причины изменения толщины термических зон по профилю, глубину погружения температурного скачка и т.п.

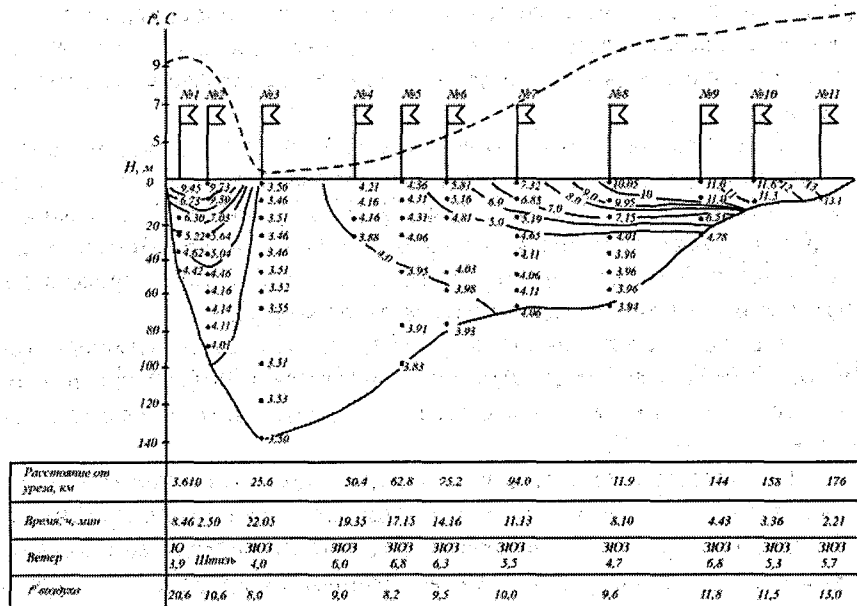


Рис. 5.13. Термический разрез Ладожского озера

5.5.3. Определение устойчивости масс воды

Для определения устойчивости масс воды существует несколько способов (В. Шмидта, Е. Берджа и др.). Наиболее распространенным и простым является расчет градиента плотности:

$$E = \frac{dp}{dH} \cdot 10^{-8}, \quad (5.83)$$

где dp – разность плотности воды на нижней и верхней границах слоев, $г/см^3$; dH – разность между ниже- и вышележащими отметками, м. Плотность воды определяется по ее температуре (табл. 5.31).

Учитывая, что значение E не остается постоянным по глубине и по площади водоема, градиент плотности рассчитывается на каждой вертикали и по слоям.

По полученным данным строятся эпюры $\rho = f(H)$ и $E = f(H)$, позволяющие оценить устойчивость масс воды как всего водоема, так и отдельных его слоев.

Оценка устойчивости производится путем определения абсолютного значения E и его знака.

Таблица 5.31

Температура и плотность дистиллированной воды

Температура, t , °C	Плотность, ρ , г/см ³	Температура, t , °C	Плотность, ρ , г/см ³	Температура, t , °C	Плотность, ρ , г/см ³
0	0,999868	11	0,999632	21	0,998019
1	0,999927	12	0,999525	22	0,997797
2	0,999968	13	0,999404	23	0,997565
3	0,999992	14	0,999271	24	0,997323
4	1,000000	15	0,999126	25	0,997071
5	0,999992	16	0,998970	26	0,996810
6	0,999968	17	0,998801	27	0,996539
7	0,999929	18	0,998622	28	0,996259
8	0,999876	19	0,998432	29	0,995971
9	0,999808	20	0,998230	30	0,995673
10	0,999727				

5.5.4. Определение теплозапасов

Расчет теплозапасов θ сводится к определению тепла в массе воды на заданную дату. Теплозапасы могут быть определены как для водоема в целом, так и для его отдельных частей (зон).

В общем случае расчетная формула имеет вид:

$$\theta = W t c \rho, \quad (5.84)$$

где W – объем водоема (отдельной зоны или участка), км³ или млн м³; t – средняя температура воды, °C; c – теплоемкость воды, кал/(г·°C) [в системе СИ $t = 18$ °C, $C = 4,19$ Дж/(г·K)]; ρ – плотность воды, г/см³.

Для пресной воды в пределах точности расчетов можно принять $c = 1$ кал/(г·°C) и $\rho = 1$ г/см³. В этом случае для единицы объема количество тепла q будет численно равняться значению тем-

пературы. Таким образом, задача сводится к определению средней температуры массы воды. Среднее значение t всего водоема или его отдельных частей (зон) определяется с помощью эпюры, отражающей распределение температуры воды по глубине. При $c = 4,19$ Дж / (г·°C) вводится коэффициент 4,19, т.е. теплозапас численно равен значению температуры, умноженной на 4,19.

Кривая $t = f(H)$ строится на основании данных наблюдений за температурой воды на всех имеющихся вертикалях, расположенных в водоеме или в пределах исследуемых зон (участков). В этом случае производится осреднение значений температуры, измеренной на разных вертикалях. Осреднение производится послойно, т.е. по общим для всех вертикалей горизонтам, с таким расчетом, чтобы были освещены все характерные точки кривой распределения температуры: слой эпилимниона, металимниона и гиполимниона. Учитывая, что часто на разных вертикалях горизонты измерения температуры не совпадают, осреднение целесообразно выполнять графически путем общей вертикальной эпюры, на которую наносятся значения температуры, относящиеся к разным горизонтам. При этом точки рекомендуется наносить различными условными значками. В поле точек проводится кривая, отражающая среднее для данной зоны (участка) распределение температуры воды по глубине на заданную дату.

Таким образом, располагая объемами воды на эту дату и осредненной кривой $t = f(H)$, можно по формуле (5.82) вычислить теплозапасы. При этом на водоемах разных размеров используются различные приемы расчетов.

Для мелководных озер и водохранилищ со средней глубиной участков (зон) до 7–8 м теплозапасы определяются аналитически как произведение $\theta = W \cdot t$. Средняя температура воды рассчитывается путем планиметрирования эпюры температуры, ограниченной справа кривой $t = f(H)$, а слева – шкалой глубин. При этом полученная площадь, выраженная в метрах на градус Цельсия (м·°C), делится на максимальную глубину водоема (зоны).

Для глубоководных озер и водохранилищ (зон), отличающихся резким расслоением температуры воды по глубине и неравномерным изменением по глубине объемов водной массы, теплозапасы определяются графически.

График для определения θ строится на основании кривой $W = f(H)$. При этом ось ординат имеет двойную шкалу, на которых наносятся послойно нарастающие от поверхности ко дну объемы водоема (зоны) и соответствующие им глубины H .

На оси абсцисс откладываются теплозапасы q по данным измерений температуры на разных глубинах. Распределение q на графике с объемной шкалой описывается кривой $q = f(H)$, идентичной вследствие численного равенства температуры и содержащегося в воде тепла кривой $t = f(H)$ (в системе СИ умножить на коэффициент 4,19).

Значение θ определяется планиметрированием эпюры, ограниченной слева шкалой глубин, а справа – кривой распределения теплозапасов по вертикали.

Для больших и очень глубоких озер и водохранилищ (зон) с глубиной более 200 м теплозапасы допускается определять только для верхнего слоя мощностью 200 м, в пределах которого теплосодержание изменяется по сезонам года, так как глубже они практически постоянны.

Вычисленные раздельно для мелководных и глубоководных зон теплозапасы суммируются, и определяется общий теплозапас водоема на заданную дату.

Оценка точности расчета теплозапасов. В ГГИ на основании обобщения данных наблюдений по разным водоемам, различающимся по морфометрии и распределению глубин по площади, выведены значения возможных средних ошибок σ % определения θ . Для мелководных водоемов (зон) σ составляет ± 5 % теплозапасов на заданную дату. Для глубоководных ошибка увеличивается до ± 10 % и может достигать 15 % в промежуточной области, находящейся под влиянием прибрежной и глубинной зон.

Зная, таким образом, погрешности подсчета теплозапасов в различных зонах водоема, определяется средневзвешенное их значение с учетом размеров зон.

Пример 1

Термический разрез (рис. 5.13) построен по данным измерения температуры воды на восьми вертикалях Ладожского озера 2–3 июля 1961 г. Изотермы проведены через 1°C . Одновременно построены кривые изменения температуры по глубине (рис. 5.13).

Время измерения температуры на озере относится к периоду летнего нагревания. Поэтому еще полностью не сформировалась прямая термическая стратификация. На вертикали № 3 в наиболее глубоководной теплоинертной части озера наблюдается состояние, близкое к гомотермии. В теплоактивной зоне уже четко выражена прямая стратификация. Между вертикалями – № 2 и 3, а также № 3 и 4–6 проходит изотерма 4°C , что говорит о существовании термобара. Повышение температуры воды прослеживается от более глубоководной части озера к мелководной. Самая высокая температура $-13,1^{\circ}\text{C}$ зафиксирована на вертикали № 11, расположенной в зоне наименьших глубин. Мощность эпилимниона на разных вертикалях различна. На вертикалях № 1 и 2 она выше, чем на № 7–11. Такое различие можно объяснить резким уменьшением скорости ветра в течение 3 июля и снижением интенсивности перемешивания. В это время отмечено изменение направления ветра. Слой температурного скачка четко выражен на вертикалях № 1, 2, 6–11, где он расположен на глубинах от 5 до 10–15 м, а его мощность достигает 15–20 м. При этом градиенты температур достигают $0,3\text{--}0,5^{\circ}$ на 1 м. Общая закономерность – наклон изотерм уменьшается от наиболее глубокой части озера к мелководной (от ТИО к ТАО). Распределение температур поверхности воды соответствует изменению глубин.

Пример 2

В табл. 5.32 приведены исходные данные и результаты расчетов плотности и степени устойчивости масс воды на вертикалях № 3 и 8. Расчеты ρ выполнены с помощью табл. 5.31, а величины E – по формуле (5.83). Полученные значения по вертикалям № 3 и 8 нанесены на график (рис. 5.14).

При этом значения E отнесены к середине расчетного интервала глубин и отражают степень устойчивости масс воды слоя. В ТАО изменения плотности на вертикалях обратны изменению температуры. Наибольшие положительные градиенты E , как и температуры, наблюдаются в зоне металимниона. В зонах эпилимниона и гиполимниона эта величина мало изменяется по глубине. Таким образом, относительно малая мощность эпилимниона ТАО обусловлена высокой устойчивостью масс воды на глубинах 10–20 м и относи-

тельно малой скоростью ветра (рис. 5.14, а). Это характерно и для вертикалей № 1, 2, 9. Ниже слоя температурного скачка устойчивость постепенно уменьшается. Малой устойчивостью отличаются массы воды на вертикалях № 4–6. В ТИО на вертикали № 3 (рис. 5.14, б), где температура воды ниже 4 °С, плотность воды изменяется почти синхронно с температурой и массы воды находятся в безразличном состоянии. Прогретыми до дна оказались мелко-водные участки (вертикали № 10, 11).

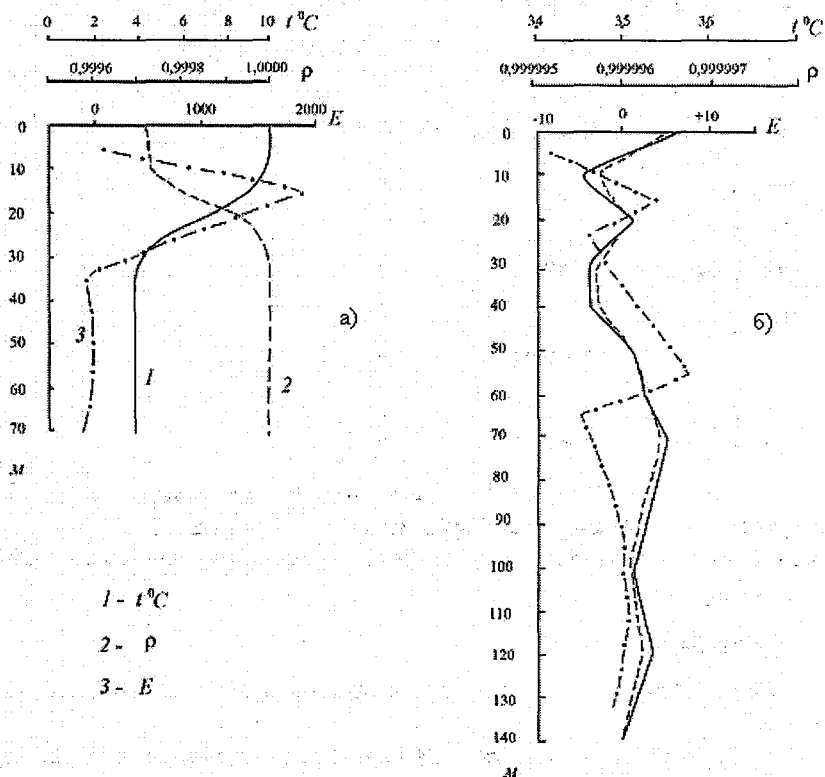


Рис. 5.14. Кривые изменения температуры (1), плотности (2), коэффициента устойчивости (3).
а – вертикаль № 8, б – вертикаль № 3

Таблица 5.32

Изменения t , ρ , E по глубине Ладожского озера

Глубина H , м	Вертикаль № 3			Вертикаль № 8		
	t , °C	ρ , г/м ³	E , г/м ²	t , °C	ρ , г/м ³	E , г/м ²
0	3,56	0,9999965		10,05	0,999722	
10	3,46	0,9999957	-8	9,95	0,999731	
20	3,51	0,9999961	4	7,15	0,999921	
30	3,46	0,9999957	-4	4,01	0,999999	90
40	3,46	0,9999957	0	3,96	0,999997	1900
50	3,51	0,9999961	4	3,96	0,999997	780
60	3,52	0,9999962	8	3,96	0,999997	-20
70	3,55	0,9999964	-5	3,94	0,999995	0
80						0
90			-1			-20
100	3,51	0,9999961				
110			0,5			
120	3,53	0,9999962				
130						
140	3,50	0,9999960	-1			

В верхней части рис. 5.13 помещен график изменения температуры воды, измеренной у поверхности, который демонстрирует зависимость температуры от глубины, повторяя очертания профиля дна разреза.

Пример 3

Определение теплозапасов для мелководного и глубоководного озер.

1. Расчет теплозапасов проведен для оз. Глубокого на 25 июля 1976 г. (рис. 5.1). Озеро мелководное, средняя глубина 3,5 м, максимальная 5,5 м, объем воды 1 665 000 м³.

По данным измерения температуры воды на вертикали, расположенной в центре озера, построена кривая $t = f(H)$ (рис. 5.15).

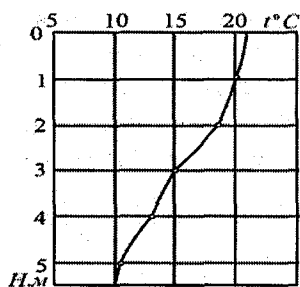


Рис. 5.15.Изменение температуры воды по глубине оз. Глубокого

Путем планиметрирования определена площадь полученной эпюры и вычислена средняя температура воды озера, равная $t = 15,8^\circ\text{C}$. Тогда общий теплозапас, вычисленный по (5.84) и представленный в системе СИ, равен

$$\theta = 1665 \cdot 10^3 \cdot 15,8 \cdot 4,187 \cdot 10^3 \cdot 10^3 = 110 \cdot 10^{12} \text{ Дж.}$$

2. Расчет теплозапасов произведен для части Онежского озера с глубинами до 40 м (промежуточная зона) на 10 июля 1968 г. Рассматриваемая часть озера глубоководная и расчет ведется графически. Распределение температуры воды по глубине определено путем осреднения на соответствующих глубинах данных рейдовых вертикалей, расположенных в рассматриваемой зоне. Располагая кривой $W = f(H)$ для этой зоны, способом, изложенным в разд. 5.1.3, получены нарастающие от поверхности ко дну объемы воды. При этом каждому объему воды, заключенному между определенными глубинами, соответствуют средние температуры воды (табл. 5.33).

Таблица 5.33

Данные для построения зависимости $q = f(H)$.
Онежское озеро, промежуточная зона

Глубина H , м	Соответствующий глубине объем воды W , км ³	Температура воды на глубине H , t °C	Количество тепла на глубине H , θ 10 ⁶ Дж/м ³
0	0	8,0	33,5
5	15	6,0	25,1
10	30	4,3	18,0
20	57	4,2	17,6
30	78	4,2	17,6
40	84	4,1	17,2

На основании данных, приведенных в таблице, построен график изменения теплозапасов по глубине (рис. 5.16). Для получения теплозапаса в рассматриваемой зоне планиметрируется эпюра. В результате $\theta = 1,7 \cdot 10^{18}$ Дж. Теплозапас всего озера определяется как сумма θ всех исследуемых зон (центральной, прибрежной).

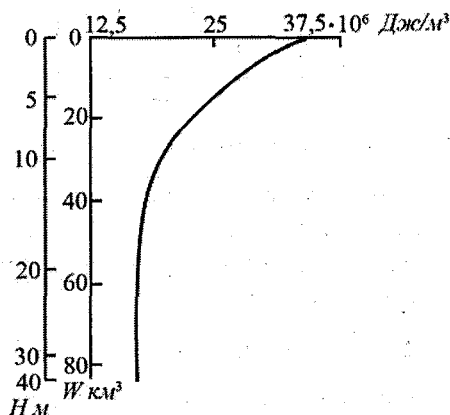


Рис. 5.16. Схема для графического подсчета теплозапасов Онежского озера

5.6. Оценка влияния озер на режим речного стока

5.6.1. Факторы, влияющие на режим стока вытекающих из озер рек

Наличие в бассейне реки озер и водохранилищ приводит к изменению бытового режима речного стока, который может существенно отличаться целым рядом показателей от стока безозерных рек, протекающих в тех же физико-географических условиях. Прежде всего, влияние водоемов сказывается на экстремальных характеристиках стока: снижение максимумов и повышение минимумов. Эти изменения являются следствием задержания (накопления) водоемом некоторого количества поступающей в него воды. Особенно это заметно как раз в период прохождения паводков и половодий (трансформация гидрографа). Задержанная в водоеме вода в межень поступает в реки, тем самым увеличивая сток в этот период. Одновременно изменяются даты прохождения максимальных и минимальных расходов в сторону запаздывания. Все это

приводит также к изменению внутригодового распределения стока. Такой процесс перераспределения стока по высоте (гидрографа) и по времени носит название – *регулирование стока водоемом*. Механизм регулирования одинаков и для озер и для водохранилищ. Однако для водохранилищ в отличие от озер регулирование осуществляется искусственно в соответствии с требованиями водоснабжения, режима работы гидроузлов и т.п. Это достигается временным задержанием воды в водохранилищах в период ее избытка над потребностью в ней и расходом накопленных запасов в периоды, когда потребление превышает естественный сток. В зависимости от характера эксплуатации водохранилища различают циклы регулирования: многолетнее, сезонное, недельное, суточное. Поэтому режим стока рек, в бассейнах которых есть водохранилища, отличается от режима стока рек зарегулированных естественными озерами, при прочих равных условиях.

Регулирование речного стока водохранилищами подробно рассматривается в учебных курсах: «Речной сток и гидрологические расчеты», «Водохозяйственные расчеты», поэтому в нашем случае основное внимание при оценке влияния водоемов на экстремальные характеристики речного стока, его внутригодовое распределение сосредоточено на озерах.

При определении регулирующей роли озер возможны несколько случаев:

- определяются характеристики стока реки, непосредственно вытекающей из озера. При этом степень влияния озера будет заметнее (при прочих равных условиях), чем ближе к нему находится исследуемый створ. То же при наличии цепочки озер (озерно-речные системы);

- в бассейне исследуемой реки имеется много озер, расположенных в разных его частях, чем их больше, тем заметнее изменяются стоковые характеристики реки, также при прочих равных условиях;

- влияют озера и на величину многолетнего стока (R) норму стока ($\tilde{R}$), которые уменьшаются за счет возрастания испарения (ΔE) с водной поверхности расположенных в речном бассейне водоемов по сравнению с испарением безозерных бассейнов (E). Чем больше суммарная площадь озер, тем выше потери и соответ-

венно меньше речной сток (R), что следует из уравнения водного баланса

$$R = P - (E + \Delta E), \quad (5.85)$$

где P – атмосферные осадки на поверхность бассейна; E – испарение с безозерной реки; ΔE – “добавка” испарения за счет озер. При этом в зоне избыточного увлажнения величина испарения с суши и воды близки ($\Delta E \approx 0$), в зоне достаточного увлажнения они разнятся в 1,5–2 раза, в зоне недостаточного увлажнения эта разность может увеличиваться до 4–7 раз. Поэтому в зоне тундры величина среднего многолетнего стока (нормы стока) практически не отличается соответственно от R и R безозерных рек. В лесной зоне эти различия могут составлять несколько процентов, а в зоне сухих степей и пустынь наблюдается резкое снижение стока озерных рек вплоть до полного его прекращения, а озера могут становиться бессточными. Исключение составляют реки, в бассейнах которых есть крупные озера, которые помимо увеличения испарения перераспределяют речной сток по годам (многолетнее регулирование), формируя серии лет высокого и низкого стояния уровня озера, что, безусловно, сказывается на режиме стока вытекающей из него реки.

Оценка влияния озер на речной сток необходима при анализе условий формирования стока, при изучении гидрологического режима озер, а также при инженерных гидрологических расчетах и прогнозах. Несмотря на то, что в настоящее время имеются расчетные формулы для определения степени влияния озер на речной сток, эти формулы разработаны, прежде всего, для известных озерных районов, например Карелии, Северо-Запада России и др. Поэтому умение разрабатывать расчетные методы для других районов, где есть озера, и совершенствовать существующие, представляется важной задачей.

5.6.2. Способы оценки влияния озер на речной сток

Основные приемы, позволяющие провести оценку изменений речного стока, основаны на сравнении характеристик стока озерных и безозерных рек. Выявленные различия связываются в первую очередь с величиной озерности $f_{оз}$ (отношение суммарной площади всех озер в речном бассейне к его площади), с географическим положением речного бассейна, от которого зависит сте-

пень увлажненности территории. При определении *регулирующей роли озер*, кроме того, следует учитывать характер расположения озер в бассейне (озера, расположенные ближе к рассматриваемому створу, оказывают больший регулирующий эффект). Для такого сравнения необходимо располагать данными по изученным объектам, находящимся в одинаковых физико-географических условиях.

Выбираются максимальные, минимальные расходы и соответствующие им характеристики озерных систем. Устанавливаются эмпирические зависимости определяемых факторов от выбранных аргументов (предикторов). В качестве таких предикторов можно принять или фактические значения $Q_{\max}$ и $Q_{\min}$, или величины поправочных коэффициентов ($\delta_{\text{оз}}$), которые показывают степень отклонения, например, минимальных расходов озерной реки (при разных $f_{\text{оз}}$) от безозерных ($f_{\text{оз}} = 0$).

При этом следует иметь в виду, что всегда могут действовать дополнительные регулирующие факторы, которые способствуют усилению или снижению степени влияния озер на характеристики стока. Например, влияние заболоченности, лесистости. Для минимального стока большую роль играют также размеры речного бассейна, которые определяют величины дренируемого подземного притока. Поэтому при разработке различных формул часто необходимо привлекать несколько предикторов. Практически в "чистом виде" определить влияние озер достаточно сложно. Поэтому очень часто при определении влияния озер используются некие эмпирические параметры, интегрально отражающие действие перечисленных дополнительных факторов, климатические особенности и другие физико-географические характеристики.

Таким способом Г.А. Алексеевым выведена формула для определения величины δ , учитывающую *снижение максимальных расходов воды*:

$$\delta = \frac{1 - f_{\text{оз}}}{1 + 25f_{\text{оз}}}, \quad (5.86)$$

где $f_{\text{оз}}$ – коэффициент озерности (%), определяемый как

$$f_{\text{оз}} = \frac{\sum F_{\text{оз}}}{F_6} \cdot 100\%, \quad (5.87)$$

здесь ΣF – суммарная площадь всех озер в бассейне исследуемой реки; F_6 – площадь ее бассейна.

Формула А.А. Соколова, разработанная для Северо-Западного региона России для весеннего половодья, учитывает характер расположения озер в бассейне. При этом озера находятся в русле главной реки – цепочкой (озерно-речная система):

$$\delta = \frac{1}{1 + c \cdot f'_{\text{оз}}}, \quad (5.88)$$

где c – эмпирический параметр, изменяющийся от 0,2 при слое половодья более 100 мм до 0,4 при слое менее 20 мм; $f'_{\text{оз}}$ – средневзвешенная величина озерности:

$$f'_{\text{оз}} = \frac{100}{F_6^2} (F_{\text{оз}1} F_{61} + F_{\text{оз}2} F_{62} + \dots + F_{\text{оз}n} F_{6n}), \quad (5.89)$$

где F_6 – площадь бассейна в расчетном створе; $F_{\text{оз}1}, F_{\text{оз}2}, \dots, F_{\text{оз}n}$ и $F_{61}, F_{62}, \dots, F_{6n}$ – площади озер 1, 2, ..., n вверх по реке от створа и соответствующие им площади бассейнов. При этом, как правило, $f'_{\text{оз}} \neq f_{\text{оз}}$. Однако, зная $f_{\text{оз}}$, можно приближенно оценить $f'_{\text{оз}}$ (%):

$$f'_{\text{оз}} = 0,36(f_{\text{оз}} - 2). \quad (5.90)$$

При высоких значениях $f_{\text{оз}}$ ($f_{\text{оз}} > 50$ %)

$$f'_{\text{оз}} = 1,09(f_{\text{оз}} - 2). \quad (5.91)$$

Величина δ вводится в известные формулы определения Q_{max} безозерных рек.

Для определения влияния озер на повышение минимального стока существует ряд формул, которые непосредственно учитывают $f_{\text{оз}}$ при определении q_{min} . Например, формула А. А. Соколова, разработанная для Северо-Запада России для определения минимального суточного модуля стока:

$$q_{\text{min}} = 0,14 F^{0,13} (f_0 k + 1)^{0,8}, \quad (5.92)$$

где $k = \frac{\tilde{q}}{\tilde{q}_o}$ – отношение нормы годового стока данной реки ($\tilde{q}$)

к средней норме стока всего рассматриваемого региона $\tilde{q}_o$, л/(с · км²); F – площадь бассейна реки, (км²); f_{oz} – коэффициент озерности (5.87).

Формула В.А. Урываева:

$$q_{\min} = \tilde{q}_o (0,18 + 0,014 \cdot f_o), \quad (5.93)$$

обозначения те же.

Определение *влияния озер на норму стока* следует проводить, если коэффициент озерности более 5 %. Сток озерной реки ($\tilde{q}_{oz}$) определяется по формуле, вытекающей из уравнения водного баланса:

$$\tilde{q}_{oz} = \tilde{q}(1 - f_{oz}) + \frac{P - E}{31,5} f_{oz}, \quad (5.94)$$

где $\tilde{q}$ – норма стока неозерной реки, л/(с · км²); P – атмосферные осадки, мм; f_{oz} – коэффициент озерности, определяемый по формуле (5.87) в долях от единицы.

Отношение $\frac{\tilde{q}_{oz}}{\tilde{q}}$ дает возможность определить степень влияния озер на норму стока.

По формуле (5.94) можно также рассчитать изменение среднего многолетнего стока за любой выбранный интервал времени t ($q_{oz,t}$).

Примеры расчетов

Определить снижение максимального расхода весеннего половодья на р. Вороньей (рис. 5.17), протекающей в зоне избыточного увлажнения. Слой талой воды более 100 мм. Площадь бассейна реки до замыкающего створа $F_6 = 9340$ км². В бассейне расположено оз. Ловозеро с площадью $F_o = 305$ км², площадь бассейна озера $F_{6o} = 3590$ км².

Расчет проведен по формуле (5.88), при $C = 0,2$. Определение средневзвешенной озерности по формуле (5.89) с одним озером проведено:

$$f'_{\text{оз}} = \frac{100 \cdot 3590 \cdot 305}{9340^2} = 1,26\%,$$

тогда

$$\delta_1 = \frac{1}{1 + 0,2 \cdot 1,26} = 0,8.$$

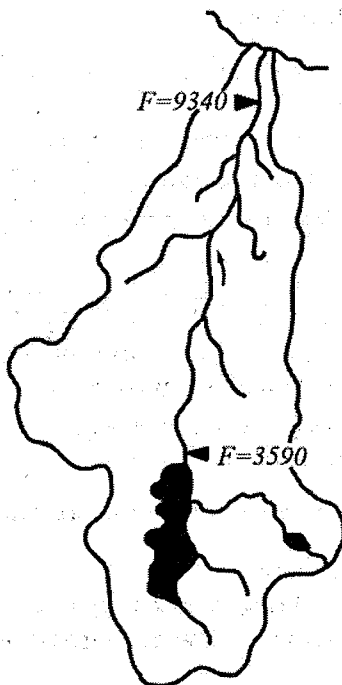


Рис. 5.17. Схема расположения створов в бассейне р. Вороньей с различной степенью озерности

Таким образом, на р. Вороньей многолетний максимальный расход будет меньше на 20 % максимального расхода воды, сформированного на таком же бассейне, но при отсутствии озер.

В случае если расчетный створ находится непосредственно у озера, из которого река вытекает, тогда:

$$f'_{\text{оз}} = \frac{100 \cdot 305 \cdot 9340}{9340^2} = 3,26\%$$

и

$$\delta_2 = \frac{1}{1 + 0,2 \cdot 3,26} = 0,60.$$

Следовательно, в этом случае регулирующий эффект озер заметно сильнее и $Q_{\max}$ будет снижен уже на 40 %.

Для *определения степени увеличения среднесуточного минимального стока* под влиянием озер выбраны две реки на Северо-Западе России с близкими по размерам площадями бассейнов и другими регулируемыми факторами (заболоченность f_6 , залесенность $f_л$): р. Видлица – п. Большие Горы и р. Ивина – п. Ладва. Характеристики рек приведены в таблице ($q_{\text{сут. ф}}$ – фактический суточный минимальный модуль стока):

Река	$F_{6,2}$ км ²	%			$q_{\text{сут. ф}}$ л/(с·км ²)
		$f_{\text{оз}}$	f_6	$f_л$	
Видлица	977	11	9	80	3,8
Ивина	862	1	14	83	1,6

Расчет проведен по формуле (5.92):

для р. Видлицы

$$q_{\text{min. cin}} = 0,14 \cdot 977^{0,13} \left(11 \frac{13,0}{10} + 1 \right)^{0,8} = 3,1 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)};$$

для р. Ивины

$$q_{\text{min. cin}} = 0,14 \cdot 862^{0,13} \left(1 \frac{12}{10} + 1 \right)^{0,8} = 0,61 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}.$$

Таким образом, минимальный сток на р. Видлице в несколько раз выше, чем на р. Ивине. Это же подтверждают и фактические данные. Считается, что формула А. А. Соколова дает, как правило, несколько заниженные результаты.

Расчет проведен по формуле (5.91) для этих же рек:

для р. Видлицы

$$q_{\text{min. сут.}} = 13 (0,18 + 0,01411) = 4,29 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)};$$

для р. Ивины

$$q_{\text{min. сут.}} = 12 (0,18 + 0,014) = 2,28 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}.$$

Результат несколько отличается от предыдущего, но также показано возрастание минимального среднесуточного стока при увеличении озерности.

Для оценки влияния озер на норму стока выбрано два варианта расчетов: для рек зоны избыточного и зоны недостаточного увлажнения.

Бассейн р. Великой расположен на Северо-Западе России в зоне избыточного увлажнения. Площадь бассейна до с. Опочка 3500 км^2 , осадки на бассейн – 700 мм, испарение с водной поверхности 560 мм. В бассейне расположено большое количество озер общей площадью более 200 км^2 ($f_{\text{оз}} = 6 \%$). Расчет выполнен по формуле (5.94).

$$\tilde{q} = 8,0 \cdot 0,94 + \frac{700 - 560}{31,5} 0,06 = 7,8 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}.$$

Сток озерной р. Великой практически равен норме стока, определенной по карте [$8,0 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}$] и близок к фактической величине, определенной по наблюдениям [$7,8 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}$]. Таким образом, в зоне избыточного увлажнения озера мало влияют на снижение нормы ($\sim 3 \%$).

В зоне недостаточного увлажнения на юге Западной Сибири выбрана р. Кулунда, впадающая в крупное Кулундинское озеро ($F = 700 \text{ км}^2$), из которого вытекает временный водоток без названия. Этот водоток является продолжением р. Кулунды. Общая площадь бассейна этой реки (Кулундинская система) $24\,100 \text{ км}^2$. Общая площадь озер и временных прудов Кулундинской системы около 800 км^2 . Однако следует заметить, что часть этих озер находится на территории так называемой бессточной области ($F_{\text{б.о.}} = 9020 \text{ км}^2$) не имеющей связи с рекой. Поэтому в действующей части бассейна ($24\,100 - 9020 = 15\,080 \text{ км}^2$) площадь водной поверхности составляет 750 км^2 . Отсюда $f_{\text{о}} = \frac{750}{15080} = 0,05$ (5 %).

Норма стока исследуемого бассейна, определенная по карте, равна $\tilde{q} = 0,75 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}$, $P = 350 \text{ мм}$, $E = 750 \text{ мм}$.

Тогда

$$\tilde{q}_0 = 0,75 \cdot 0,95 + \frac{350 - 750}{31,5} 0,05 = 0,71 - 0,63 = 0,08 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}.$$

Благодаря озерам и, в первую очередь, оз. Кулундинскому р. Кулунда практически исчезает и лишь в отдельные годы из озера наблюдается небольшой сток, что и следует из приведенных вычислений.

Глава 6

ГИДРОЛОГИЯ БОЛОТ

6.1. Строение болот

Болото – природное образование, занимающее часть земной поверхности и представляющее собой отложения торфа, насыщенные водой и покрытые специфической растительностью.

Специфика болотной растительности состоит в ее приспособленности к условиям обильного увлажнения и недостатку кислорода, а корневая система растений не достигает минерального грунта. Если же корневая система основной массы растений находится в подстилающем минеральном грунте – такое природное образование называется *заболоченными землями* и характеризует начальную стадию развития болот.

По условиям залегания в отношении к окружающей местности, характеру водно-минерального питания и составу растительности болота подразделяют на три основных типа: *низинные, переходные и верховые*.

Низинные (евтрофные) болота занимают пониженные части рельефа и имеют вогнутую или плоскую поверхность. В связи с этим водное питание болот осуществляется, в основном, за счет притока воды, богатой минеральными солями, с окружающей местности. На низинных болотах преобладает евтрофная растительность, нуждающаяся в достаточно обильном питании минеральными солями.

Верховые (олиготрофные) болота имеют отметку поверхности выше окружающей местности, они выпуклой формы и поэтому питаются, главным образом, атмосферными осадками, бедными минеральными солями. На таких болотах развивается олиготрофная растительность, приспособленная к обедненному водно-минеральному питанию.

Переходные (мезотрофные) болота по характеру растительности и степени минерализации питающих их вод занимают промежуточное положение между низинными и верховыми.

Болото является сложным природным образованием и представляет собой совокупность болотных микроландшафтов.

Болотный микроландшафт — элементарная часть болотного массива, однородная по характеру растительности, микрорельефу поверхности и водно-физическим свойствам деятельного горизонта торфяной залежи.

Деятельный горизонт болота — слой активного водообмена в болоте, являющийся переходным от торфяной залежи к поверхности живого растительного мохового покрова (в моховых и древесно-моховых микроландшафтах) или к поверхности плотных сплетений корневищ (в травяной, тростниковой и древесно-травяной группах микроландшафтов).

Болотный массив — часть земной поверхности, занятая болотом, границы которой представляют собой замкнутый контур и проведены по линии нулевой глубины торфяной залежи.

Движение воды в торфяной залежи происходит, как правило, путем фильтрации вертикально вниз или в сторону уклона над более плотными слоями торфа. Наилучшие условия для фильтрации в самом верхнем слое болота, называемом *растительным очесом* и имеющим более крупные поры.

Очертания болотного массива в полной мере отражают форму поверхности болотных вод, т. е. в более высоких частях болота уровни стоят выше. Это дает возможность определять направление движения болотных вод, их напор, а при известном коэффициенте фильтрации можно рассчитать и расход воды через заданный контур.

Болота, с точки зрения их влияния на гидрологический режим рек, играют роль естественных аккумуляторов и способствуют более равномерному распределению стока внутри года. Наибольший эффект такого регулирования наблюдается на пойменных и припойменных болотах, которые аккумулируют значительные объемы воды весеннего половодья, медленно стекающей в русловую сеть в период его спада. Основное влияние болот на снижение дождевых паводков оказывает поглощающая способность торфяников, которые летом менее насыщены водой, чем весной. Объемы летних паводков, как правило, незначительны в сравнении с аккумулирующей емкостью болот. Поэтому на реках, имеющих значительную заболоченность, наблюдаются пониженные расходы на пиках половодий и дождевых паводков и повышенные в периоды более

продолжительных их спадов. В период межени, в зоне избыточного и переменного увлажнения, болота могут увеличивать минимальный сток за счет подпитывания водотока аккумулятивной водой. В зоне недостаточного увлажнения, наоборот, болотные массивы способствуют уменьшению стока за счет увеличения потерь на испарение.

Сельскохозяйственное освоение земель (мелиорация под сельхозугодия), промышленное освоение (добыча торфа), строительство ТЭЦ, прокладка различных дорог и трубопроводов не могут осуществляться без учета особенностей гидрометеорологического режима болот и заболоченных территорий.

6.2. Анализ влияния болот на гидрологический режим рек

Оценка влияния болот на гидрологический режим реки заключается в установлении особенностей режима стока заболоченной реки. Это, как правило, делается путем сравнения стока двух рек, водосборы которых имеют примерно одинаковые морфометрические и гидрографические характеристики, но различаются величиной заболоченности и находятся в одной географической зоне.

Рассмотрен методический подход при оценке влияния болот на естественный режим реки.

Пример расчета

Дано: Значения среднесуточных расходов воды по р. Большой Тудер – д. Бабяхино ($F = 871 \text{ км}^2$, $f_6 = 2 \%$) и р. Полисть – д. Коробинец ($F = 1160 \text{ км}^2$, $f_6 = 26 \%$), а также суточные суммы осадков за 1959 г. по метеостанциям Демянск и Старая Русса.

Требуется: рассчитать основные режимные характеристики стока этих рек за 1959 г. и на основании их анализа оценить влияние болот на режим за конкретный год.

Порядок выполнения работы:

1. По данным гидрометрических створов и метеостанций строятся хронологические (комплексные) графики хода осадков, стока и ледовых явлений (рис. 6.1) за выбранный 1959 г.

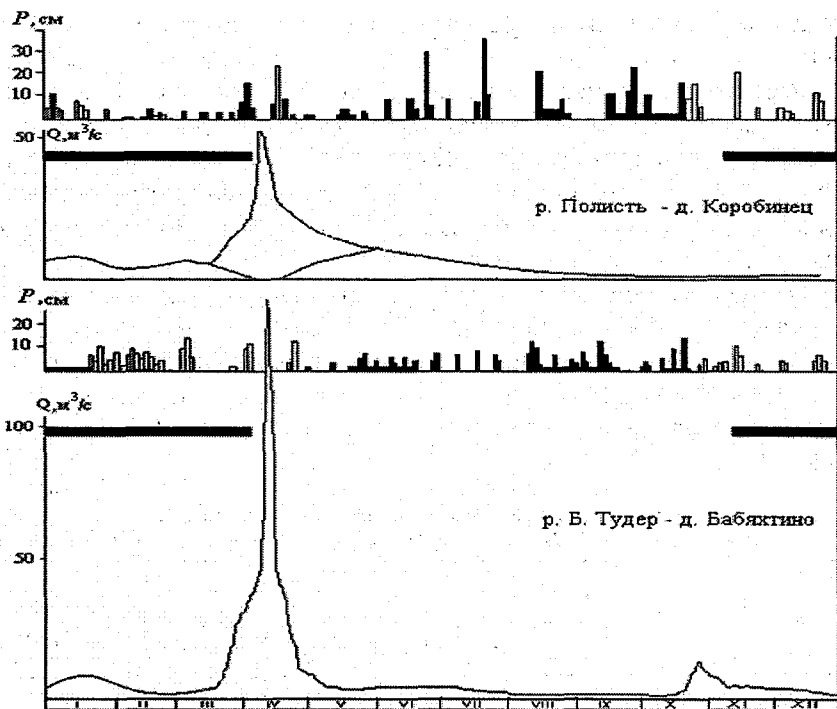


Рис. 6.1. Совмещенные хронологические графики хода осадков и стока

2. На гидрографах выделяются весенние половодья, дождевые паводки и межень. Расчленение гидрографов по источникам питания производится при условии наличия гидравлической связи поверхностных и подземных вод. Рассчитываются основные гидрологические характеристики двух сравниваемых рек. Результаты приведены в табл. 6.1 и 6.2.

3. Анализируя совмещенные хронологические графики осадков и стока на реках Б.Тудер – д. Бабяктино и р. Полисть – д. Коробинец и основные гидрологические характеристики (табл. 6.1, 6.2), отмечается, что режим р. Полисть ($f_6 = 26\%$) значительно отличается от режима р. Б.Тудер ($f_6 = 2\%$). Это объясняется влиянием заболоченности бассейна. Гидрограф р. Полисть имеет более сглаженный вид и характеризуется полным отсутствием дождевых паводков. Как видно из табл. 6.1, весеннее половодье на обеих реках началось и закончилось примерно в те же сроки, но величина

максимального модуля существенно меньше на р. Полисть [46,9 л/(с·км²)] в отличие от р. Б. Тудер [182,5 л/(с·км²)]. При расчете коэффициента стока для весеннего половодья должны быть учтены осадки за холодный период предыдущего года. В данном случае они составили для м/ст. Демянск 88,5 мм и для м/ст. Старая Русса 52,0 мм. Слои стока весеннего половодья (h), коэффициенты стока (α), среднегодовой модуль ($q_{\text{ср}}$) также различны и меньшие их значения соответствуют реке с большей заболоченностью. Коэффициент естественной зарегулированности (ϕ), как и следовало ожидать, на заболоченной р. Полисть больше, чем на р. Тудер, что объясняется регулирующим влиянием болот. Так как величина модульного коэффициента данного года (K) близка к 1,0, то 1959 г. является средним по водности.

Таблица 6.1

Основные характеристики весеннего половодья
рек Б. Тудер – д. Бабяхтино и р. Полисть – д. Коробинец за 1959 г.

№ п/п	Река – пункт	F , км ²	f_b , %	$f_{\text{л}}$, %	$f_{\text{оз}}$, %	Начало		
						Дата	Q , м ³ /с	M , л/(с·км ²)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	р. Б.Тудер – д. Бабяхтино	871	2	68	1,0	22/III	3,55	4,08
2	р. Полисть – д. Коробинец	1160	26	46	5,0	23/III	3,95	3,41

Максимальная фаза			Окончание			Продолжительность		
Дата	Q , м ³ /с	M , л/(с·км ²)	Дата	Q , м ³ /с	M , л/(с·км ²)	$t_{\text{п}}$	$t_{\text{сп}}$	T
10	11	12	13	14	15	16	17	18
12/IV	159	182,5	14/V	3,21	3,68	21	22	33
12/IV	54,4	46,9	15/V	13,6	11,7	21	23	34

W , км ³	h , мм	Σx , мм	α	$M_{\text{ср.г.}}$, л/(с·км ²)	M , л/(с·км ²)	K	ϕ
19	20	21	22	23	24	25	26
0,139	160	244,6	0,65	8,22	8,69	0,95	0,35
0,082	71	166,4	0,43	6,62	6,00	0,94	0,45

Таблица 6.2

**Основные характеристики летне-осенней межени на реках
Б.Тудер – д. Бабяхтино и р. Полисть – д. Коробинец за 1959 г.**

Река – пункт	$F, \text{ км}^2$	$f_6, \%$	$f_{\text{л}}, \%$	$f_{\text{оз}}, \%$	Начало межени		
					Дата	$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	$M, \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
1	2	3	4	5	6	7	8
Летне-осенняя межень							
р. Б. Тудер – д. Бабяхтино	871	2	68	1,0	29/VI	1,44	1,48
р. Полисть – д. Коробинец	1160	26	48	5,0	16/V	7,52	6,48
Зимняя межень							
р. Б. Тудер – д. Бабяхтино	871	2	68	1,0	7/II 1/XII	5,19 1,21	5,95 1,39
р. Полисть – д. Коробинец	1160	26	48	5,0	1/I 16/XI	4,44 1,02	3,82 0,88

Река – пункт	Окончание межени			Продолжительность		$W, \text{ км}^3$	$h, \text{ мм}$	$M_{\text{min}}, \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
	Дата	$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	$M, \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	ме- жени	ледо- става			
1	9	10	11	12	13	14	15	16
Летне-осенняя межень								
р. Б. Тудер – д. Бабяхтино	24/IX	1,17	1,34	0,87		0,006	6,9	0,45
р. Полисть – д. Коробинец	15/XI	1,05	0,91	183		0,064	55,2	0,57
Зимняя межень								
р. Б. Тудер – д. Бабяхтино	21/III 27/XII	3,65 1,03	4,09 1,18	42 27	135	0,018	20,7	0,46
р. Полисть – д. Коробинец	22/III 31/III	3,95 0,74	3,40 0,64	81 45	137	0,037	31,9	0,56

Сравнив характеристики летне-осенней и зимней межени (табл. 6.2), можно отметить, что продолжительность их на р. Полисть почти в 2 раза больше, чем на р. Б. Тудер, и характеризуется значительно большими слоями стока – 55,2 и 6,9 мм для летне-осенней и 20,7 и 31,9 мм для зимней межени. Это объясняется также регулирующим влиянием болот, в результате чего происхо-

дит перераспределение стока внутри года. Таким образом, влияние заболоченности водосбора выражается в данном случае в уменьшении максимального модуля и увеличении меженного стока.

6.3. Расчет максимального весеннего стока с верховых болот

6.3.1. Расчет стока весеннего половодья с болотного массива методом фильтрационных характеристик

Максимальный весенний сток рассчитывается по методу фильтрационных характеристик с неосушенных верховых болот, а также с низинных болот в тех случаях, когда торфяная залежь подстилается слабопроводными грунтами (глина, суглинки). *Фильтрационной характеристикой* называется зависимость единичного расхода воды в деятельном горизонте болотного микроландшафта, приходящегося на единицу длины контура стекания, от уровня в этом микроландшафте.

Максимальный фильтрационный расход болотных вод через расчетный контур стекания вычисляется по формуле:

$$Q_L = \sum_{j=1}^{j=n} q_{zj} L_j = (q_{z1} L_1 + q_{z2} L_2 + \dots + q_{zn} L_n), \quad (6.1)$$

где Q_L – расход воды (л/с), стекающий с болота или его части через расчетный контур L (км), определяемый по выражению

$$L = \sum_{j=1}^{j=n} L_j = \sum_{i=1}^{i=S} (\Delta l_i) \sin \alpha,$$

здесь L – сумма длин проекций элементов контура (спроектированный контур) в пределах одного j -го микроландшафта; α – угол между направлением контура и направлением линии тока в точке пересечения; S – количество элементов, на которые разбит контур в пределах одного микроландшафта; q_{zj} – единичный фильтрационный расход воды [л/(с·км²)] через спроектированный контур в j -м микроландшафте, соответствующий заданному уровню воды z ; n – количество микроландшафтов, пересекаемых расчетным контуром.

Пример расчета

Дано: геоботанический план болота «Тушинский мох» с нанесенными на него линиями стекания и скважинами, в которых производится измерение уровня грунтовых вод (рис. 6.2).

Требуется: рассчитать и построить гидрограф весеннего половодья за 1965 г. с выделенной части болотного массива через контур АВ (рис. 6.2).

Порядок выполнения работы:

1. На геоботанический план наносятся проекции отрезков контура, руководствуясь требованиями, изложенными ранее, т. е. проекции отрезков контура, заключенные между соседними линиями стекания, должны быть перпендикулярны соответствующей паре линий и должны проводиться так, чтобы площади, ограниченные линией контура и проекцией, с одной и другой стороны были равны (рис. 6.2).

2. В масштабе плана определяются длины проекций отрезков контура, приходящиеся на каждый тип микроландшафта. Как видно из рис. 6.2, контур АВ пересекает два типа микроландшафта. В дальнейшем, для краткости, назовем их условно I и II, где I – грядово-мочажинный комплекс (гряды сфагново-кустарничковые, облесенные сосной, мочажины сфагново-пушицевые и занимают 20 % площади); II – сфагново-пушицево-кустарниковый микроландшафт, облесенный сосной. Водно-физические свойства этих микроландшафтов будут определять фильтрационный расход через контур. Общая длина проекций контура представляет собой сумму длин проекций L_j . В данном случае общая длина проекций будет складываться из пяти отрезков $\Delta l_1, \Delta l_2, \Delta l_3, \Delta l_4, \Delta l_5$, причем $L_I = \Delta l_1 + \Delta l_2$ и $L_{II} = \Delta l_3 + \Delta l_4 + \Delta l_5$. Учитывая масштаб плана, условно принятый равным 1:20 000, находится сумма длин проекций для каждого типа микроландшафта, которые соответственно равны $L_I = 0,68$ км, $L_{II} = 0,88$ км.

3. На основании материалов наблюдений за уровнем вод в скважинах определяются единичные расходы q_{xj} . Как видно из рис. 6.2, на выделенном участке болота скважины отсутствуют. В этом случае допускается использовать скважины, находящиеся в другой части болота, но расположенные на тех же типах микро-

ландшафтов, которые пересекают контур АВ. Исходя из этого, для первого микроландшафта можно принять скважину № 104, для второго – № 101. По данным наблюдений за уровнями в скважинах, взятых из «Материалов наблюдений на болотных станциях», находятся единичные значения расходов для каждого типа микроландшафта на каждые сутки за период весеннего половодья 1965 г. (март–май). При этом для грядово-мочажинного комплекса (I) использовалась табл. 5 из [48] (приложение III), а для сфагново-пушицево-кустарничкового (II) – табл. 3. Данные об уровнях и единичных расходах для соответствующих типов микроландшафтов заносятся в табл. 6.3, графы 2, 3, 5, 6.

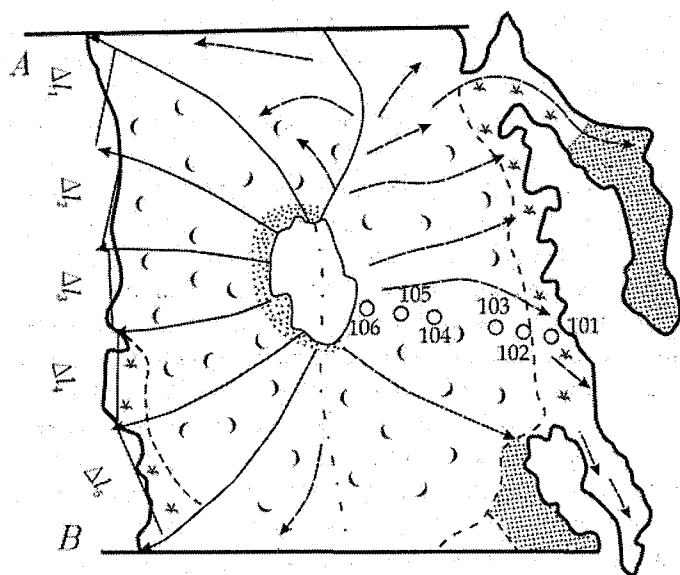


Рис. 6.2. Геоботанический план части болота «Тушинский мох» с нанесенными на него скважинами и линиями стекания

4. Путем умножения единичных расходов для каждого типа микроландшафта на соответствующую длину контура, т. е. $L_I = 0,68$ км или $L_{II} = 0,88$ км, находится полный расход $q_{zj}L_j$ через контур для данного типа микроландшафта (графы 4, 7 табл. 6.3).

5. Суммируя расходы воды через контур для первого и второго типов микроландшафтов $q_{zj}L_j$ (графы 4, 7 табл. 6.3), рассчитыва-

ется полный расход воды весеннего половодья 1965 г. (март–май) через контур АВ части болота «Тушинский мох». Результаты записываются в графу 8 табл. 6.3.

Таблица 6.3

Расчет максимального весеннего стока
с части болота «Тушинский мох» за 1965 г.

Дата	Грядово-мочажинный комплекс (I)			Сфагново-пушицево- кустарничковый комплекс (II)			$\sum_{j=1}^{j=2} q_j L_j$
	Z_I , см	q_I , л/(с·км ²)	$q_I L_I$, л/с	Z_{II} , см	q_{II} , л/(с·км ²)	$q_{II} L_{II}$, л/с	
1	2	3	4	5	6	7	8
13/III	-19	6,30	4,28	-40	1,24	1,09	5,37
16/ III	-18	7,50	5,10	-39	1,39	1,22	6,32
19/ III	-16	10,7	7,28	-37	1,99	1,75	9,03
22/ III	-16	10,7	7,28	-36	2,34	2,06	9,34
25/ III	-17	8,90	6,05	-36	2,34	2,06	8,11
28/ III	-17	8,90	6,05	-37	1,99	1,75	7,80
30/ III	-16	10,7	7,28	-36	2,34	2,06	9,34
1/IV	-16	10,7	7,28	-36	2,34	2,06	9,34
4/IV	-16	10,7	7,28	-36	2,34	2,06	9,34
7/IV	-16	10,7	7,28	-35	2,69	2,37	9,65
10/IV	-15	12,9	8,77	-35	2,69	2,37	11,14
13/IV	-15	12,9	8,77	-33	3,79	3,34	12,11
16/IV	-14	15,3	10,4	-31	5,29	4,66	15,06
19/IV	-11	29,7	20,2	-26	11,2	9,86	30,06
22/IV	-11	29,7	20,2	-27	9,69	8,53	28,73
25/IV	-12	24,0	16,3	-27	9,69	8,53	24,85
28/IV	-13	19,2	13,1	-28	8,39	7,38	20,44
30/IV	-14	15,3	10,4	-31	5,29	4,65	15,06
1/V	-16	10,7	7,28	-35	2,69	2,37	9,65
4/V	-17	8,90	6,05	-33	3,79	3,34	9,39
7/V	-17	8,90	6,05	-33	3,79	3,34	9,39
10/V	-16	10,7	7,28	-32	4,49	3,95	11,23
13/V	-16	10,7	7,28	-32	4,49	3,95	11,23
16/V	-17	8,90	6,05	-31	5,29	4,66	10,71
19/V	-19	6,30	4,28	-31	5,29	4,66	8,94
22/V	-20	5,35	3,64	-33	3,79	3,34	6,98
25/V	-21	3,97	2,70	-36	2,34	2,06	4,76
28/V	-22	2,59	1,76	-38	1,69	1,49	3,25
30/V	-24	2,00	1,36	-40	1,24	1,09	2,45

6. По данным граф 1 и 8 табл. 6.3 строим гидрограф полного стока через контур АВ (рис. 6.3).

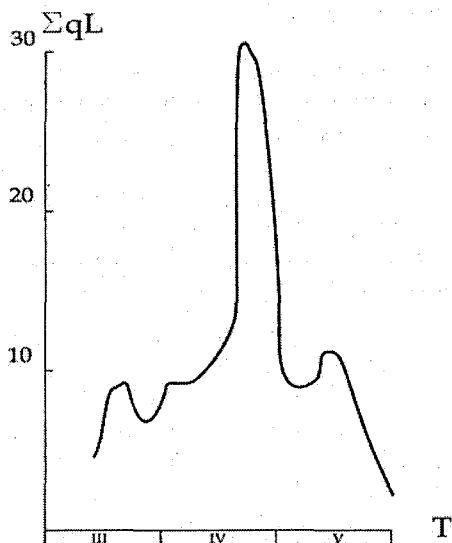


Рис. 6.3. Гидрограф стока с части болотного массива «Тушинский мох» за март–май 1965 г.

6.3.2. Расчет максимального весеннего стока с болотного массива при отсутствии данных наблюдений

В случае отсутствия каких-либо данных и планов болот расчет производится с целью лишь общей оценки величин максимальных модулей стока с болотных массивов, типичных для данной климатической зоны.

Вычисления производятся по формуле:

$$m_{p\%} = m_{1.p\%} F_1 + m_{2.p\%} F_2 + m_{3.p\%} F_3, \quad (6.2)$$

где F_1, F_2, F_3 — части площадей (в долях единицы), занимаемые соответственно грядово-мочажинным, сфагново-пушицево-кустарничковым и сосново-сфагновым болотными микроландшафтами; $m_{1.p\%}, m_{2.p\%}, m_{3.p\%}$ — соответствующие модули стока расчетной обеспеченности для тех же микроландшафтов.

Пример расчета.

Дано: координаты болотного массива $\varphi = 33^\circ$ с.ш. и $\lambda = 58^\circ$ в.д. Болотный массив находится в лесной зоне Европейской территории России.

Требуется: рассчитать максимальные модули весеннего стока с данного болотного массива обеспеченностью $P = 0,5; 1; 3 \%$.

Порядок выполнения работы:

1. По табл. 6.4 определяются части площадей, занимаемые грядово-мочажинным (F_1), сфагново-кустарничково-пушицевыми (F_2) и сосново-сфагновым (F_3) группами микроландшафтов. Для данного болотного массива эти величины равны: $F_1 = 0,55$; $F_2 = 0,28$; $F_3 = 0,17$.

2. По картам изолиний [48] определяются значения средне-многолетнего весеннего модуля стока $\bar{m}$, коэффициента вариации C_v и коэффициента асимметрии C_s для каждого из вышеупомянутых микроландшафтов. Результаты заносятся в табл. 6.5. Пользуясь таблицей ординат трехпараметрического гамма-распределения, находят модульные коэффициенты заданной обеспеченности $k_{P\%}$ и максимальные весенние модули стока $m_{1,P\%}$, $m_{2,P\%}$, $m_{3,P\%}$ для каждого из этих микроландшафтов. Далее путем умножения этих величин на части площадей (в долях от единицы) рассчитывается модуль максимального весеннего стока с части данного болотного массива, занятой этим микроландшафтом $m_{i,P\%} F_i$ (табл. 6.5).

3. Подставляя соответствующие величины (графа 7, табл. 6.5) в формулу (6.2), рассчитывают значения модуля максимального весеннего стока заданной обеспеченности с болотного массива, имеющего координаты: $\varphi = 33^\circ$ с.ш. и $\lambda = 58^\circ$ в.д.

$$m_{0,5\%} = 257,1 + 113,6 + 75,3 = 446 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)},$$

$$m_{1\%} = 240,4 + 106,2 + 70,4 = 417 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)},$$

$$m_{3\%} = 213,2 + 92,4 + 61,7 = 367,3 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}.$$

Расчет нормы годового стока с неосушенных болот

Приближенный расчет нормы годового стока может быть выполнен по картам, приведенным в "Указаниях по расчетам стока с неосушенных и осушенных верховых болот" [48].

Более точный расчет следует выполнять по уравнению водного баланса:

$$\bar{Y} = \bar{P} - \bar{E},$$

где $\bar{P}$ – среднее многолетнее количество осадков, выпавших на поверхность массива, мм; $\bar{E}$ – среднее многолетнее годовое испарения, мм.

Все исходные материалы за прошедшие годы берутся из “Справочников по климату СССР” либо по соответствующим картам.

Таблица 6.4

Части площадей (F), занимаемые основными группами болотных микроландшафтов в долях от общей площади болотного массива

Район	F_1	F_2	F_3
Лесная зона Европейской территории СССР, в том числе приморские районы ЕТС СССР (Прибалтика и районы, тяготеющие к южному и восточному побережью Белого моря). Западная Сибирь:	0,55	0,28	0,17
а) Бассейны рек Лямин, Пим, Аган, Тром-Юган и прилегающие к ним районы	1,00	–	–
б) бассейн р. Конды и примыкающие к нему районы	0,50	0,16	0,34
в) районы Обь-Иртышского междуречья	0,61	–	0,39
г) бассейн р. Сосьвы и примыкающие к нему районы	–	0,55	0,45

Таблица 6.5

Основные параметры расчета максимального весеннего стока с болотного массива ($\varphi = 33^\circ \text{с.ш.}$, $\lambda = 58^\circ \text{в.д.}$)

Тип микроландшафта	Обеспеченность	$\bar{m}$	C_V	C_S	$k_{P\%}$	$\bar{m}k_{P\%}$ %	$\bar{m}_{P\%}$ F
Грядово-мочажинный	0,5	190	0,50	0,50	2,46	467,4	257,1
	1,0				2,30	437,6	240,4
	3,0				2,04	387,6	231,2
Сфагново-кустарничково-пушицевый	0,5	120	0,80	0,80	3,38	405,6	113,6
	1,0				3,16	379,2	106,2
	3,0				2,75	330	92,4
Сосново-сфагновый	0,5	160	0,60	0,60	2,77	443,2	75,3
	1,0				2,59	414,4	70,4
	3,0				2,27	363,2	61,7

Глава 7

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОДЫ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

7.1. Интегральные показатели

для оценки качества поверхностных вод

Качество воды – характеристика состава и свойств воды, определяющая ее пригодность для конкретных видов водопользования.

В результате интенсивного использования водных ресурсов изменяется не только количество воды, пригодной для той или иной области хозяйственной деятельности, но и происходит изменение гидрологического режима естественных водных объектов, составляющих их водного баланса и, главное, ухудшение качества поверхностных вод. Объясняется это тем, что большинство водных объектов являются одновременно и источниками водоснабжения, и приемниками хозяйственно-бытовых, сельскохозяйственных и промышленных сточных вод.

По мере возрастания антропогенного воздействия на водные ресурсы особую актуальность приобретают задачи прогнозирования и оценки качества поверхностных вод. Достаточно объективным для характеристики качества вод суши в настоящее время является подход, основанный на сопоставлении показателей качества воды в отдельных точках водного объекта с соответствующими нормативными значениями, например ПДК.

В настоящем разделе рассматриваются интегральные показатели, которые позволяют оценить степень загрязненности водотока различными веществами, определить продолжительность и объем загрязненного стока в течение года, а также характеризовать изменчивость качества воды реки под влиянием хозяйственной деятельности [30].

7.1.1. Расчет показателей относительных значений продолжительности и объемов стока загрязненной и чистой воды

Показатель относительной продолжительности стока загрязненной воды $\tau_{\text{заг}}$ выражается отношением времени $T_{\text{заг}}$ (например,

числа дней), в течении которого средняя концентрация рассматриваемого вещества в потоке S_j превышает значение ПДК, к общей продолжительности рассматриваемого промежутка времени, например одному году [41]:

$$\tau_{\text{заг}} = T_{\text{заг}}/T_{\text{год}}. \quad (7.1)$$

Время $T_{\text{заг}}$ определяется по хронологическим графикам $S_j(t)$, на которых вычерчиваются прямые горизонтальные линии нормативных значений ПДК. На пересечении кривой $S_j(t)$ с линиями ПДК фиксируют моменты времени, отвечающие переходу от загрязненного стока к чистому. Очевидно, что интервалы времени ΔT между указанными линиями поочередно будут относиться к периодам загрязненного $\Delta T_{\text{заг}}$ и чистого $\Delta T_{\text{чист}}$ стока. Полное время $T_{\text{заг}}$ находится как сумма:

$$T_{\text{заг}} = \sum_{i=1}^n \Delta T_{\text{заг} i}, \quad (7.2)$$

где число n выражает общее число интервалов времени $\Delta T_{\text{заг} i}$ в году.

Показатель относительной продолжительности стока чистой воды $\tau_{\text{чист}}$ получается тем же путем, что и предыдущий показатель, и вычисляется по формуле:

$$\tau_{\text{чист}} = T_{\text{чист}}/T_{\text{год}} = (T_{\text{год}} - T_{\text{заг}})/T_{\text{год}} = 1 - \tau_{\text{заг}}, \quad (7.3)$$

где

$$T_{\text{чист}} = \sum_{i=1}^m \Delta T_{\text{чист} i}, \quad (7.4)$$

здесь m — общее число интервалов времени в году $\Delta T_{\text{чист} i}$, отвечающих протеканию чистой воды (т.е. при $S_j \leq \text{ПДК}$).

Показатель относительного объема загрязненного стока $\alpha_{\text{заг}}$ рассчитывается по формуле $\alpha_{\text{заг}} = V_{\text{заг}}/V_{\text{год}}$, где $V_{\text{заг}}$ — объем стока реки за все интервалы времени, когда концентрация исследуемого вещества в потоке превышает значение ПДК, т.е. при $S_j > \text{ПДК}$. Величина $V_{\text{заг}}$ может быть определена по соответствующим площадям гидрографа, ограниченным вертикальными линиями, проведенными через точки деления абсциссы t на отрезки $\Delta T_{\text{заг}}$ и $\Delta T_{\text{чист}}$. $V_{\text{заг}}$ складывается из объемов стока за отдельные периоды года, отвечающие превышению концентрации j -го вещества S_j над ПДК:

$$V_{\text{заг}} = \sum_{i=1}^n \Delta V_{\text{заг } i} \quad (7.5)$$

Показатель $\alpha_{\text{заг}}$ позволяет непосредственно определить объем загрязненного речного стока в течение года по исследуемому показателю качества воды.

Показатель относительного объема чистого стока $\alpha_{\text{чист}}$ вычисляется по разности

$$\alpha_{\text{чист}} = 1 - \alpha_{\text{заг}},$$

или по соотношению

$$\alpha_{\text{чист}} = V_{\text{чист}} / V_{\text{год}}.$$

Объем чистого годового стока находится суммированием

$$V_{\text{чист}} = \sum_{i=1}^m \Delta V_{\text{чист } i} \quad (7.6)$$

или, если ранее определен $V_{\text{заг}}$, $V_{\text{чист}} = V_{\text{год}} - V_{\text{заг}}$.

7.1.2. Построение диаграммы состояния загрязненности водотока

По найденным значениям $\alpha_{\text{заг}}$ и $\tau_{\text{заг}}$ могут быть построены диаграммы состояния загрязненности речных вод по контролируемым показателям, демонстрирующие структуру загрязненности речного стока.

Диаграмма вычерчивается для конкретного периода (обычно для годового цикла) и характеризует особенности загрязнения водотока в данном пункте. Для построения диаграммы от нулевой вертикальной оси вправо и влево откладываются значения $\tau_{\text{заг}}$ и $\alpha_{\text{заг}}$ для различных ингредиентов. Части диаграммы, соответствующие $\tau_{\text{заг}}$ и $\alpha_{\text{заг}}$ для каждого ингредиента обозначаются определенной штриховкой. Оставшаяся незаштрихованная часть диаграммы соответствует значениям $\alpha_{\text{чист}}$ и $\tau_{\text{чист}}$.

Диаграмма состояния загрязненности даст наглядное представление о вкладе отдельных показателей качества воды в общий уровень загрязненности речного стока по их влиянию на продолжительность и объем загрязнения речного стока. Она может быть полезна при регулировании качества воды и планировании хозяйственных мероприятий.

Пример расчета.

Дано: данные гидрохимических и гидрологических наблюдений в двух створах на р. Цне, расположенных выше и ниже места сброса сточных вод у населенного пункта г. Тамбова за 1984 г. В качестве гидрохимического показателя принимается содержание нефтепродуктов (ПДК = 0,05).

Требуется: Определить интегральные показатели $\tau_{\text{заг}}$, $\tau_{\text{чист}}$, $\alpha_{\text{заг}}$, $\alpha_{\text{чист}}$.

Порядок выполнения работы:

1. По данным гидрохимических наблюдений на р. Цне у г. Тамбова строится гидрограф стока (рис. 7.1).

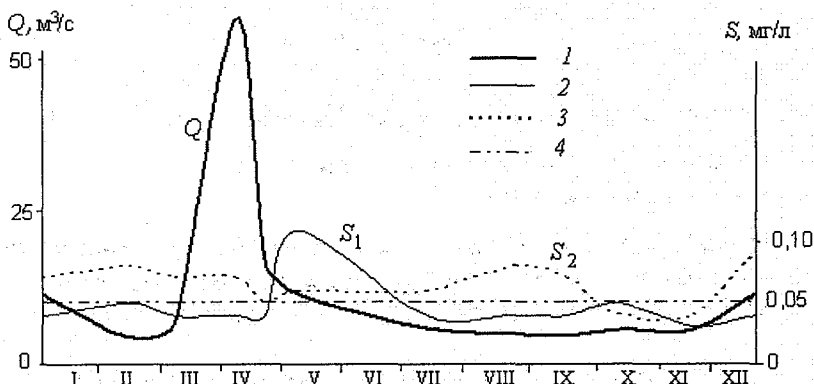


Рис. 7.1. Гидрограф р. Цна – г. Тамбов.

1 – расход воды Q ; 2 и 3 – хронологические графики содержания в воде нефтепродуктов в створах соответственно выше (S_1) и ниже (S_2) источника загрязнения; 4 – значение ПДК для нефтепродуктов

2. На том же чертеже вычерчиваются графики изменений гидрохимических показателей в течение года для створов, расположенных выше (ств. № 1) и ниже (ств. № 2) места выпуска сточных вод, и проводится горизонтальная линия нормативного значения ПДК для нефтепродуктов.

3. По вышеизложенной в разд. 7.1.1 методике и используя рис. 7.1, определяются интегральные показатели $\tau_{\text{заг}}$, $\tau_{\text{чист}}$, $\alpha_{\text{заг}}$, $\alpha_{\text{чист}}$. Результаты расчета приведены в табл. 7.1.

Таблица 7.1

Определение интегральных показателей $\tau_{\text{заг}}$, $\tau_{\text{чист}}$, $\alpha_{\text{заг}}$, $\alpha_{\text{чист}}$ на примере р. Цна – г. Тамбов. $V_{\text{год}} = 0,34 \text{ км}^3/\text{год}$

Чистый сток			Загрязненный сток		
Период	Продолжительность T , сут.	Сток V , км ³ /год	Период	Продолжительность T , сут.	Сток V , км ³ /год
Створ выше источника загрязнения					
01.I – 12.II			13.II – 13.II		
14.II – 20.IV			21.IV – 23.VI		
24.VI – 30.IX			01.X – 01.X		
02.X – 31.XII					
	299	0,28		66	0,06
	$\tau_{\text{чист}} = 0,82$	$\alpha_{\text{чист}} = 0,84$		$\tau_{\text{заг}} = 0,18$	$\alpha_{\text{заг}} = 0,16$
Створ ниже источника загрязнения					
23.IX – 10.XI			01.I – 22.IX		
			11.XI – 31.XII		
	49	0,02		316	0,32
	$\tau_{\text{ч}} = 0,14$	$\alpha_{\text{ч}} = 0,07$		$\tau_{\text{заг}} = 0,86$	$\alpha_{\text{заг}} = 0,93$

Пример построения диаграммы загрязненности.

Требуется: Построить диаграмму состояния загрязненности р. Цны у г. Тамбова, пользуясь рассчитанными интегральными показателями.

Используя данные табл. 7.1, строятся диаграммы загрязненности воды по различным показателям для обоих створов, расположенных в пределах территории г. Тамбова (рис. 7.2).

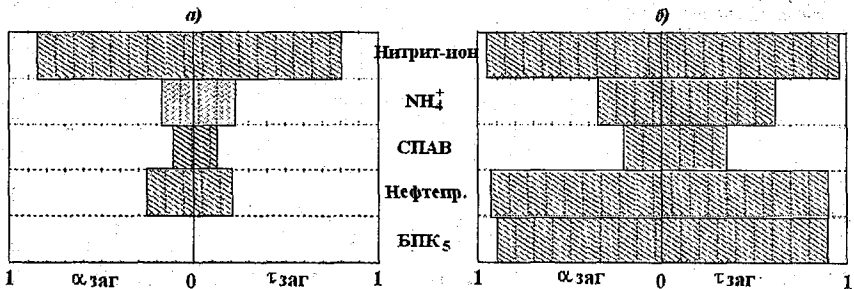


Рис. 7.2. Диаграмма состояния загрязненности р. Цны.

a – верхний створ; *b* – нижний створ

Данный пример резкого увеличения содержания в воде нижнего створа таких показателей, как аммонийный NH_4^+ и нитритный

NO_3^- азот, СПАВ, нефтепродукты и величины БПК₅, наглядно демонстрирует негативное влияние городской территории на водные объекты.

Применение способа расчета интегральных гидролого-гидрохимических показателей в изложенном выше виде требует выполнения графических построений и планиметрирования площадей, что делает его весьма трудоемким.

В данном примере расчет интегральных показателей качества воды и построение диаграмм состояния загрязненности р. Цны выполнены с помощью компьютерной программы «RIP», разработанной в РГГМУ (рис. 7.3).

Эта программа по вводимым значениям расходов воды и значениям содержания химических показателей рассчитывает продолжительность и объемы загрязненного и чистого стока в течение года, показатели $\tau_{\text{заг}}$, $\tau_{\text{чист}}$, $\alpha_{\text{заг}}$, $\alpha_{\text{чист}}$, а также строит диаграммы состояния загрязненности водотоков и графики изменений гидрохимических показателей.

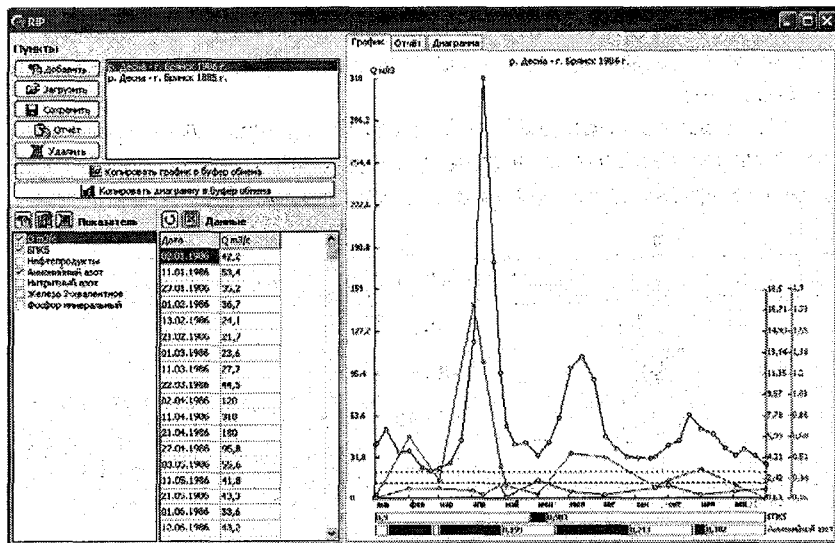


Рис. 7.3. Пример построения гидрографа и хемографа р. Десна – г. Брянск в программе «RIP»

Расчет гидролого-гидрохимических показателей загрязненности речного стока с помощью компьютерной программы «RIP» существенно сокращает время на количественный анализ экологического состояния водотока. Это позволяет широко использовать данную программу для оценки качества воды рек и анализировать динамику качества водотоков как в пространстве, так и во времени.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Бабкин В.И., Вуглинский В.С. Водный баланс речных бассейнов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 192 с.
- 2 Бобровицкая Н.Н. Современное состояние гидрологической сети России и основные направления ее развития. Доклады, секция 1. Состояние и перспективы развития систем гидрологических наблюдений и информационное обеспечение потребителей – М.: Метеоагентство Росгидромета, 2006, с. 5–8.
- 3 Богословский Б.Б., Самохин А.А., Иванов К.Е., Соколов Д.П. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 422 с.
- 4 Викулина З.А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 176 с.
- 5 Винников С.Д., Проскуряков Б.В. Гидрофизика. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 248 с.
- 6 Водный кодекс Российской Федерации. – М.: Юридическая литература, 1995. – 87 с.
- 7 Владимиров А.М. Гидрологические расчеты. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 266 с.
- 8 Владимиров А.М., Дружинин В.С. Сборник задач и упражнений по гидрологическим расчетам. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 208 с.
- 9 Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 223 с.
- 10 Вуглинский В.С., Пугач С.П., Резник Э.А. Система гидрологических наблюдений: проблемы получения данных, их обобщения и обеспечение потребителей. Государственный водный кадастр. – В сб. «Пленарные документы» VI Всероссийского гидрологического съезда. – М.: Метеоагентство Росгидромета, 2008, с. 27–37.
- 11 Гидрология суши. Термины и определения. ГОСТ 19179-73. – М., 1973. – 22 с.
- 12 Дружинин В.С., Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. – СПб.: изд. РГТМУ, 2001. – 168 с.
- 13 Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 280 с.
- 14 Караушев А.В., Шварцман А.Я. Заиление водохранилищ и вдольбереговое перемещение наносов. В кн. «Гидрология озер и водохранилищ». 2. Водохранилища. – М.: изд. МГУ, 1975, с. 27–37.
- 15 Ковзель А.Г. Упрощенная схема расчета водоотдачи из снега. //Труды ГТИ, 1962, вып. 99, 1962. – с.141–176.
- 16 Крылов Ю.М., Стрекалов С.С., Циплухин В.Ф. Ветровые волны и их воздействия на сооружения. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 256 с.
- 17 Куделин Б.И. (ред.). Подземный сток на территории СССР. – М.: изд. МГУ, 1966. – 303 с.
- 18 Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1961. – 344 с.
- 19 Лучнева Л.А. Практическая гидрология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 440 с.

- 20 Матарзин Ю.М. Гидрология водохранилищ. – Пермь, 2003. – 296 с.
- 21 Методические указания Гидрометслужбы № 55. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 51 с.
- 22 Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. – М.: Наука, 1971. – 576 с.
- 23 Михайлов Л.Е., Бродская Н.А. Гидрогеология. – СПб.: изд. РГГМУ, 2003. – 410 с.
- 24 Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Гидрометеорологические наблюдения на озерах и водохранилищах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974, вып. 7, 41. – 475 с.
- 25 Нежиховский Р.А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 130 с.
- 26 Никаноров А.М. Гидрохимия. – Л.: Гидрометеоиздат, 2001. – 447 с.
- 27 Одрова Т.В. Гидрофизика водоемов суши. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 312 с.
- 28 Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003. – М.: ГОССТРОЙ России, 2004. – 73 с.
- 29 Орлов В.Г. Гидроэкологический словарь (русско-английский) в области использования и охраны водных ресурсов, экологии поверхностных вод. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. – 89 с.
- 30 Орлов В.Г., Трушевский В.Л. Экологические аспекты водопользования / Научно-методическое пособие. – СПб.: изд. СПбГУ, 1999. – 183 с.
- 31 Попов О.В. Подземное питание рек. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 292 с.
- 32 Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 96 с.
- 33 Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 239 с.
- 34 Рождественский В.А., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 424 с.
- 35 Руководство по обработке и подготовке к печати материалов наблюдений на озерах и водохранилищах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 251 с.
- 36 Руководство по определению нагрузок и воздействий на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые, от судов). П. 58–76. – Л.: ВНИИТ, 1977. – 316 с.
- 37 Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и устьев рек при инженерных изысканиях. – М.: Гидрометеоиздат, 1973. – 536 с.
- 38 Руководство по определению гидрографических характеристик картометрическим способом. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 90 с.
- 39 Самохин А.А., Соловьева Н.Н., Догановский А.М. Практикум по гидрологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 296 с.
- 40 Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. – СПб.: изд. РГГМУ, 2004. – 279 с.
- 41 Скакальский Б.Г. Методы обобщения гидрохимической информации и оценки качества воды. В кн.: Орлов В.Г. Контроль качества поверхностных вод: Учеб. пос. – Л.: Изд. ЛПИ, 1988, 75 – 88 с.

- 42 *Снищенко Б.Ф. и др.* Проблемы изучения и мониторинг руслового процесса, эрозии почв и стока наносов для обеспечения современных потребностей экологии. – В сб.: «Пленарные доклады VI Всероссийского гидрологического съезда». – М.: Метеоагентство Росгидромета, 2008, с. 79–85.
- 43 Строительные нормы и правила. Нагрузка и воздействие на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые, от судов). СНиП 11-57-75. Гл. № 57. – М.: Стройиздат, 1976. – 40 с.
- 44 *Судольский А.С.* Динамические явления в водоемах. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 264 с.
- 45 Указания по расчету заилиenia водохранилищ при строительном проектировании. Изд. 2. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 52 с.
- 46 Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 56 с.
- 47 Указания по расчету стока наносов ЦСН 01.73. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 30 с.
- 48 Указания по расчету стока с неосушенных и осушенных верховых болот. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 85 с.
- 49 *Чеботарев А.И.* Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 308 с.
- 50 *Чеботарев А.И.* Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 544 с.
- 51 *Шамов Г.И.* Речные наносы. – Л.: Гидрометеиздат, 1954. – 348 с.
- 52 *Шелутко В.А.* Методы обработки и анализа гидрологической информации. – Л.: Гидрометеиздат, 2007. – 192 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Материалы и методы	6
1.1. Исходные данные для анализа и расчетов гидрологических величин	6
1.2. Графические связи и зависимости, применяемые при анализе гидрологических явлений и процессов	10
1.2.1. Связи двух переменных и их оценка	10
1.2.2. Связи трех и более переменных	21
1.3. Статистическая обработка материалов гидрометеорологических наблюдений	29
1.3.1. Общие положения	29
1.3.2. Построение и анализ эмпирических кривых распределения	30
Глава 2. Речные системы	38
2.1. Гидрографические характеристики	38
2.1.1. Приемы определения гидрографических характеристик	38
2.1.2. Морфологические характеристики	40
2.1.3. Морфометрические характеристики	43
2.1.4. Взаимосвязь гидрографических характеристик рек и их бассейнов	62
2.2. Закономерности развития речной сети	65
2.2.1. Установление порядка водотоков	65
2.2.2. Определение закономерностей строения речной сети	67
Глава 3. Речной сток	72
3.1. Основные стоковые характеристики	72
3.2. Основные источники питания рек	77
3.2.1. Общие положения	77
3.2.2. Дождевая составляющая	78
3.2.3. Талые воды	80
3.2.4. Подземная составляющая	81
3.3. Расчет снеготаяния и водоотдачи	83
3.3.1. Существующие способы расчета снеготаяния	83
3.3.2. Метод теплового баланса (метод П.П. Кузьмина)	85
3.3.3. Расчет водоотдачи из снега	101
3.4. Комплексный график и расчленение гидрографа	109
3.4.1. Построение комплексного графика и его анализ	109
3.4.2. Расчленение гидрографа по источникам питания	113
3.5. Генетический метод формирования паводков и паводков	126
Глава 4. Водный баланс речных бассейнов	134
4.1. Уравнение водного баланса речного бассейна	134
4.2. Расчет элементов водного баланса	136
4.2.1. Определение среднего слоя атмосферных осадков для речного бассейна	136
4.2.2. Определение средней величины речного стока в замыкающем створе и построение карт	145

4.2.3. Определение испарения с поверхности водосбора	150
Глава 5. Озера и водохранилища	185
5.1. Морфометрические характеристики и их определения	185
5.1.1. Значение морфометрических характеристик	185
5.1.2. Характеристики поверхности водоемов	187
5.1.3. Характеристики котловин водоемов	190
5.1.4. Батиграфическая и объемная кривые	194
5.2. Водный баланс озер и водохранилищ	197
5.2.1. Уравнение водного баланса	197
5.2.2. Определение приходных составляющих	201
5.2.3. Определение расходных составляющих	206
5.2.4. Определение аккумуляционных составляющих	212
5.2.5. Увязка водного баланса	216
5.3. Динамические процессы в озерах и водохранилищах	226
5.3.1. Виды движения воды в водоемах	226
5.3.2. Расчет элементов ветровых волн (фильтрационный метод) и ветрового нагона	230
5.3.3. Расчет элементов ветровых волн методом В.Г. Андреянова	240
5.3.4. Расчет скорости дрейфового течения	245
5.4. Заиление водохранилищ	248
5.4.1. Факторы заиления и принципы расчета скорости заиления	248
5.4.2. Определение притока наносов	250
5.4.3. Расчет сроков заиления крупных водохранилищ	256
5.4.4. Расчет сроков заиления малых водохранилищ и прудов	259
5.5. Термический режим озер и водохранилищ	265
5.5.1. Факторы тепловых процессов в водоемах	265
5.5.2. Анализ термического профиля водоема	268
5.5.3. Определение устойчивости масс воды	270
5.5.4. Определение теплостепеней	271
5.6. Оценка влияния озер на режим речного стока	278
5.6.1. Факторы влияющие на режим стока вытекающих из озер рек	278
5.6.2. Способы оценки влияния озер на речной сток	280
Глава 6. Гидрология болот	288
6.1. Строение болот	288
6.2. Анализ влияния болот на гидрологический режим рек	290
6.3. Расчет максимального весеннего стока с верховых болот	294
6.3.1. Расчет стока весеннего половодья с болотного массива методом фильтрационных характеристик	294
6.3.2. Расчет максимального весеннего стока с болотного массива при отсутствии данных наблюдений	298
Глава 7. Оценка качества воды водных объектов	301
7.1. Интегральные показатели для оценки качества поверхностных вод	301
7.1.1. Расчет показателей относительных значений продолжительности и объемов стока загрязненной и чистой воды	301
7.1.2. Построение диаграммы состояния загрязненности водотока	303
Литература	308

TABLE OF CONTENTS

Preface.....	3
Chapter 1. Materials and methods.....	6
1.1. Baseline data for analysis and calculations of hydrological variables.....	6
1.2. Graphic relationships and dependencies that are used for analysis hydrological phenomena and processes.....	10
1.2.1. Ties of the two variables and their assessment.....	10
1.2.2. Connection of three or more variables.....	21
1.3. Statistical processing of materials hydrometeorological observations.....	29
1.3.1. General Provisions.....	29
1.3.2. Construction and analysis of the empirical distribution curves.....	30
Chapter 2. River systems.....	38
2.1. Hydrographic features.....	38
2.1.1. Methods of determination of hydrographic characteristics.....	38
2.1.2. Morphological characteristics.....	40
2.1.3. Morphometric characteristics.....	43
2.1.4. Relationship hydrographic characteristics of rivers and their basins.....	62
2.2. Patterns of development of the river network.....	65
2.2.1. The establishment of order watercourses.....	65
2.2.2. Determination of the regularities of the structure of river networks.....	67
Chapter 3. River runoff.....	72
3.1. The main characteristics of the inflow discharges.....	72
3.2. The main sources of supply of the rivers.....	77
3.2.1. General Provisions.....	77
3.2.2. Rain component.....	78
3.2.3. Melt-water.....	80
3.2.4. Underground component.....	81
3.3. The calculation of snowmelt and water loss.....	83
3.3.1. Existing methods for calculating snowmelt.....	83
3.3.2. The method of thermal balance (method of P. Kuzmina).....	85
3.3.3. Calculation of water loss from the snow.....	101
3.4. A comprehensive schedule and dismemberment hydrograph.....	109
3.4.1. Construction of integrated graphics and analysis.....	109
3.4.2. Dismemberment of the hydrograph of power sources.....	113
3.5. A genetic method for forming waters and floods.....	126
Chapter 4. Water balance of river basins.....	134
4.1. Equation of water balance of the river basin.....	134
4.2. Calculation of water balance elements.....	136
4.2.1. Defining the middle layer of precipitation for river pool.....	136
4.2.2. Determination of the average river flow in the trailing alignment and construction of maps.....	145
4.2.3. Determination of evaporation from the catchment area.....	150

Chapter 5. Lakes and reservoirs.	185
5.1. Morphometric characteristics and their definitions.	185
5.1.1. The value of the morphometric characteristics.	185
5.1.2. Characteristics of surface water bodies.	187
5.1.3. Characteristics of water basins.	190
5.1.4. Batigraficheskaya and volume curves.	194
5.2. Water balance of lakes and reservoirs.	197
5.2.1. Equation of water balance.	197
5.2.2. Determination of components of receipt.	201
5.2.3. Determination of consumable components.	206
5.2.4. Determination of accumulation components.	212
5.2.5. Linking water balance.	216
5.3. Dynamic processes in lakes and reservoirs.	226
5.3.1. Types of movement of water in reservoirs.	226
5.3.2. Calculation of the elements of wind waves (filtration method) wind and surge	230
5.3.3. Calculation of the elements of wind waves by VG Andreyanova.	240
5.3.4. The calculation of the drift velocity of the flow.	245
5.4. Siltation of reservoirs.	248
5.4.1. Factors and the silting principles calculation of the speed of silting.	248
5.4.2. Determination of sediment influx.	250
5.4.3. Calculate Time siltation of large reservoirs.	256
5.4.4. Calculate Time sedimentation of small reservoirs and ponds.	259
5.5. Thermal regime of lakes and reservoirs.	265
5.5.1. Factors thermal processes in reservoirs.	265
5.5.2. Analysis of the thermal profile of the reservoir.	268
5.5.3. Determination of the stability of water masses.	270
5.5.4. Determination of heat storage.	271
5.6. Assessing the impact of lakes on the river flow regime.	278
5.6.1. Factors influencing the flow regime resulting from lakes rivers.	278
5.6.2. Methods of assessing the impact of lakes on the river flow.	280
Chapter 6. Hydrology of wetlands.	288
6.1. The structure of the marshes.	288
6.2. Analysis of the impact of bogs on the hydrological regime of rivers.	290
6.3. The calculation of the maximum spring runoff from bogs.	294
6.3.1. Calculation of runoff of spring flood with the bog massif method fil- tration characteristics.	294
6.3.2. The calculation of the maximum spring runoff from the bog massif, in the absence of observational data.	298
Chapter 7. Water quality assessment of water bodies.	301
7.1. Integral indicators for assessing the quality of surface waters.	301
7.1.1. Calculation of the relative values of the length and runoff of polluted and clean water.	301
7.1.2. Construction of phase diagrams of pollution of watercourses.	303
References	308

Учебное издание

Аркадий Михайлович Догановский
Вадим Георгиевич Орлов

СБОРНИК
практических задач по определению
основных характеристик водных объектов суши
(практикум по гидрологии)

Учебное пособие

Редакторы: И.Г. Максимова, Л.В. Ковель
Компьютерная верстка Н.И. Афанасьевой

ЛР № 020309 от 30.19.96.

Подписано в печать 04.04.11. Формат 60×90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 20,0. Тираж 350 экз. Заказ № 05/11
РГТМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 197045, Санкт-Петербург, Ушаковская наб., 17/1.

