ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И РАСЧЕТА *ВОДНОГО БАЛАНСА*

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1981

УДК 556.1.012

551.49
М 54

Редколлегия издания: В. С. Вуглинский, Г. С. Клейн, И. Н. Образцов, Г. А. Плиткин (*заместитель председателя*), А. А. Соколов (*председатель*), Н. Н. Федоров

В книге излагаются современные методы воднобалансовых исследований и расчетов применительно к различным водным объектам и территориям и разным расчетным периодам, дается анализ их развития и совершенствования. Рассматриваются прикладные аспекты изучения водного баланса речных бассейнов, озер, водохранилищ, мелиорируемых земель, дается количественная оценка водного баланса и водных ресурсов территории Советского Союза и земного шара в целом.

Предназначена для инженеров-гидрологов научно-исследовательских институтов, гидрометеорологических обсерваторий и станций Госкомгидромета, для работников проектно-изыскательских и водохозяйственных учреждений и организаций, а также специалистов смежных с гидрологией областей наук о Земле, связанных в своей деятельности с изучением, использованием и охраной ресурсов поверхностных вод.

316076

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 93

М 20806-216
069(02)-81 Без объявл. 1903030200

© Государственный гидрологический институт (ГГИ), 1981 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Коллектив ученых и специалистов Государственного гидрологического института в течение почти трех десятилетий ежегодно проводит занятия на очных и заочных курсах повышения квалификации инженеров-гидрологов Госкомгидромета и других министерств и ведомств. В 1978—1979 гг. Гидрометеоиздат в помощь слушателям курсов издал фотоофсетом серию учебных пособий по трем разделам программы читавшихся на курсах лекций: «Методы изучения гидрологического режима водных объектов» (три книги), «Гидрологические приборы и гидрометрические сооружения» (две книги) и «Изучение и расчет элементов водного баланса» (две книги). Эти пособия, изданные небольшим тиражом, получили высокую оценку высших учебных заведений, научно-исследовательских институтов, проектно-изыскательских и производственных водохозяйственных организаций, республиканских и территориальных управлений по гидрометеорологии и контролю природной среды. За короткий срок они стали уже библиографической редкостью.

В целях удовлетворения многочисленных заявок и запросов практики на эти пособия Госкомгидромет рекомендовал их переиздание с учетом пожеланий, замечаний и дополнений, высказанных в поступивших в ГГИ отзывах. Предлагаемое читателям новое издание пособия отличается от предыдущего более широким освещением отечественного и зарубежного опыта в области гидрологических исследований, обобщенного в последние годы в ряде международных руководств. Оно состоит из трех книг:

1) Методы изучения гидрологического режима водных объектов;

2) Методы изучения и расчета водного баланса;

3) Гидрологические приборы и гидрометрические сооружения.

В данной книге в систематизированном виде излагаются современные методы воднобалансовых исследований и расчетов применительно к различным водным объектам и территориям и разным расчетным периодам, дается анализ прикладных аспектов этих работ и современная количественная оценка водного баланса и водных ресурсов территории Советского Союза и земного шара в целом.

В первых трех главах излагаются основы метода водного баланса и составления текущих (оперативных) месячных, сезонных и годовых водных балансов речных бассейнов, озер и водохранилищ, а также водных балансов территорий административных

единиц (республик, областей, краев и т. д.). Даются краткие сведения о развитии представлений об уравнении водного баланса и об антропогенном изменении его элементов. Излагаются методы составления водных балансов бассейнов и территорий, преобразованных в результате хозяйственной деятельности. Приводятся примеры расчета водных балансов. Освещаются вопросы оценки точности воднобалансовых измерений, расчетов и обобщений в различных пространственно-временных масштабах.

В главе 4 рассматриваются основные расчетные уравнения водного баланса мелиорируемых территорий, зоны аэрации и грунтовых вод (водоносного слоя), освещаются специфические особенности методики определения элементов водного баланса — подачи и сброса поверхностных вод, суммарного испарения и вертикального водообмена в зоне аэрации, аккумуляционных составляющих, а также некоторые аспекты практического применения результатов воднобалансовых исследований при проектировании осушительно-увлажнительных мероприятий.

В главе 5 дается краткая характеристика экспериментальных воднобалансовых исследований, выполняемых на воднобалансовых станциях, репрезентативных, экспериментальных и парных бассейнах и в экспедиционных условиях, а также комплексных воднобалансовых и агрометеорологических исследований, выполняемых на опорной сети станций и массовой гидрометеорологической сети наблюдений Госкомгидромета.

В последующих главах 6—13 излагаются методы измерения и расчета основных элементов водного баланса: атмосферных осадков, снежного покрова, испарения с поверхности суши, воды и снега, стока с малых водосборов и со склонов, запасов воды в водоносных слоях и почвогрунтах зоны аэрации. При освещении этих вопросов значительное внимание уделено изложению современных отечественных достижений в области экспериментальных воднобалансовых исследований, проводимых Валдайским филиалом ГГИ (бывшей Валдайской научно-исследовательской гидрологической лабораторией им. В. А. Урываева), специализированными воднобалансовыми станциями Госкомгидромета и экспедициями ГГИ.

В главах 14 и 15 даются общие представления о гидросфере и влагообороте воды в природе, о развитии исследований по количественной оценке элементов водного баланса и ресурсов вод на земном шаре, об изучении и картировании элементов водного баланса и поверхностных вод на территории СССР. Приводятся современные данные о мировом водном балансе и количестве воды на земном шаре, о водном балансе, вековых запасах и ежегодно возобновляемых ресурсах пресных вод на территории СССР, отмечаются основные закономерности их пространственного распределения.

Разработка программы публикуемой книги, руководство работой по ее составлению, подготовке к печати и редактирование осуществлено канд. геогр. наук Г. А. Плиткиным.

1. МЕТОД ВОДНОГО БАЛАНСА И ЕГО ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

1.1. Развитие представлений о методе водного баланса

Основы количественной оценки элементов водного баланса речных бассейнов закладывались в древности по результатам наблюдений за уровнями и расходами воды рек и атмосферными осадками, выпадающими на поверхность речных водосборов.

Первые гидрологические измерения появились около 6000 лет назад в Древнем Египте, где жрецы отмечали на скалах в 400 км выше Асуана уровни воды в периоды ежегодных разливов р. Нила [280]. Позднее там была создана целая сеть (около 30) «гидрологических» постов на Нижнем Ниле, так называемых ниломеров, по которым отмечали высоту подъема половодья. Сохранился самый длительный в мире ряд гидрологических наблюдений — за 1250 лет — по одному из таких ниломеров, расположенному на о. Рода близ Каира. По высоте уровня воды во время половодья р. Нила жрецы определяли будущий урожай и заблаговременно назначали налоги.

В России первый водомерный пост был устроен по приказу Петра I на р. Неве у Петропавловской крепости в 1715 г., однако задолго до этого уровни воды во время половодий и наводнений отмечались в монастырях, на водяных мельницах, у переправ.

Греческим ученым Героном Александрийским примерно в I в. н. э. предложен объемный способ измерения расхода воды и было установлено, что расход воды равен площади сечения, умноженной на скорость. Это положение не привлекло внимания ученых, и долгое время (вплоть до 1628 г., когда оно было введено вновь в науку итальянцем Б. Кастелли) полагали, что расход воды потока пропорционален только площади его поперечного сечения. Скорость обычно измеряли поплавками. Изобретение гидрометрической вертушки в конце XVIII в. немецким инженером-гидротехником Р. Вольтманом составило целую эпоху в истории гидрологии. Расход воды крупнейшей реки Европы — Волги был впервые определен в августе 1700 г. английским инженером Д. Перри, приглашенным Петром I на работу в Россию. При этом скорость течения измерялась поплавками. На территории Западной Европы измерения расхода воды крупнейших рек были начаты в 1800—1810 гг., в Северной Америке, Азии и Австралии — в середине XIX в., в Африке и Южной Америке — только в первой четверти XX в., причем расход воды р. Амазонки был измерен впервые лишь в 1963 г.

Применяемые в настоящее время во всем мире для измерения атмосферных осадков дождемеры (в виде открытого сверху сосуда) аналогичны тем, которые использовались в Индии в конце IV в. до н. э. В Европе дождемеры современного типа появились в XVII в.

Накопление знаний о режиме водных объектов, о происхождении источников и рек, происходившее в процессе непосредственного общения человека с реками, озерами и морями, способствовало формированию научных представлений о влагообороте воды на земном шаре.

Выдающимся мыслителям Демокриту, а затем Аристотелю, жившим более двух тысяч лет назад, принадлежат высказывания, близкие к правильному пониманию круговорота воды. Суждения древних носили самый общий характер, отражая лишь качественную сторону гидрологических явлений [308].

Лишь эпоха Возрождения стала для гидрологии временем начала целенаправленного опытного изучения и систематического массового накопления количественных гидрологических данных. Французский естествоиспытатель Б. Палисси, изучавший причины образования подземных ключей, пришел к 1580 г. к выводу, что «они происходят от дождей и существуют только благодаря дождям».

Первым, кто количественными данными подтвердил свое убеждение в достаточности атмосферных осадков для питания рек, был французский натуралист П. Перро. В 1674 г. он опубликовал трактат «О происхождении источников», в котором описал произведенное им количественное определение стока р. Сены в ее верховье и результаты сопоставления стока с атмосферными осадками в этом бассейне. Эти первые воднобалансовые исследования и расчеты показали, что в реку попадало только около $^1/_6$ всего количества дождевых и снеговых осадков. Таким образом Перро пришел к справедливому выводу о том, что количество осадков было не только достаточным для питания реки, но еще оставалось $^5/_6$ их объема для покрытия различных потерь. Этим он опроверг широко распространенное с древних времен мнение о недостаточности дождевой воды для питания рек. В 1686 г. был опубликован «Трактат о движении вод» французского ученого Э. Мариотта, в котором приводится расчет водного баланса уже для бассейна р. Сены от истока до Парижа, который подтвердил представление об атмосферном питании рек.

Исследования Перро и Мариотта, относившиеся к речным бассейнам, еще не давали прямого ответа на вопрос, почему не переполняются моря и океаны, принимая сток многих рек. Первым, кто подсчитал испарение с моря (Средиземного) и сопоставил его с притоком речных вод, был английский ученый Э. Галлей, установивший, что испарение с моря в 3 раза превышает сток. Этим он «замкнул» схему круговорота воды на земном шаре.

Измерения, эксперименты и расчеты Перро, Мариотта и Галлея, выполненные 300 лет назад, несмотря на их приближенный

характер и смелые допущения, заложили прочную основу для последующего плодотворного развития научной гидрологии. Именно поэтому ЮНЕСКО отметила в 1974 г. на международной гидрологической конференции в Париже 300-летие научной гидрологии, приурочив юбилей к 300-летней годовщине выхода в свет упомянутой выше книги П. Перро «О происхождении источников». В связи с этим уместно отметить, что первая книга, носящая название «Гидрология», а возможно, и сам этот термин также появились в конце XVII в. [308]: в 1694 г. во Франкфурте-на-Майне вышла книга Э. Мельхиора «Гидрология в трех частях», содержащая описание целебных минеральных источников Висбадена. Однако еще в конце XIX в. гидрологию рассматривали как часть физической географии и лишь в начале XX в. определилось содержание гидрологии как самостоятельной науки.

В сочинении 1754 г. И. Канта «Вопрос о том, стареет ли Земля с физической точки зрения» отмечается, что «все реки берут свое начало от дождя и им питаются» и что «2/3 дождевой воды возвращаются в океан, а 1/3 отчасти испаряется, отчасти идет на питание растений», а в статье 1802 г. Дж. Дальтона «Опыты и наблюдения, сделанные для определения, равно ли количество дождя и росы количеству воды, выносимой реками и испарением, с исследованием происхождения источников» содержится первая попытка определения водного баланса для территории Англии и сделан вывод о несомненном равенстве осадков сумме стока и испарения.

Большое значение в изучении водных объектов России имели академические экспедиции 1768—1774 гг. Основываясь на фактических наблюдениях, П. С. Паллас, И. И. Лепехин и С. Г. Гмелин высказывают, в частности, соображения по вопросу о круговороте воды в природе, останавливаясь при его обсуждении и на дискуссионной проблеме Каспийского моря. При этом Палласом был сделан правильный вывод о том, что уровень моря зависит в основном от притока в него речных вод и от испарения с его поверхности [308]. Первый научно обоснованный расчет водного баланса Каспийского моря за многолетний период принадлежит А. И. Воейкову, который в работе в 1884 г. «Климаты земного шара, в особенности России» привел результаты выполненного им расчета баланса моря по схеме

$$E = P + Q, \tag{1.1}$$

где E — испарение с моря; P — атмосферные осадки на поверхность моря; Q — речной сток (приток в море).

Австрийский географ А. Пенк в работе 1896 г., рассматривая средний за многолетний период годовой водный баланс речных бассейнов, использовал трехчленное уравнение водного баланса

$$E = P - Q, \tag{1.2}$$

где E, P, Q — соответственно испарение, осадки и сток.

Пенк обратил внимание на накопление влаги в бассейне в одни месяцы и расходование ее в другие.

Русский ученый Е. В. Оппоков в работе 1904 г. отметил неприменимость формулы (1.2) для расчета водного баланса речного бассейна за отдельные годы ввиду происходящих в нем процессов накопления (во влажные годы) и расходования (в засушливые годы) воды, предложив для отдельных лет следующую структуру уравнения водного баланса:

$$Q = P - E \pm S, \tag{1.3}$$

где $\pm S$ — накопление или расходование воды в речном бассейне; остальные обозначения те же, что и в уравнении (1.2).

Уравнение водного баланса речного бассейна вошло в гидрологическую литературу под названием уравнения Пенка—Оппокова.

Несмотря на ограниченность гидрометеорологических данных, накопленных к концу XIX — началу XX в. для определения осадков, стока и испарения для земного шара в целом, именно в это время (1905 г.) появляется обобщающая работа Э. А. Брикнера «Баланс круговорота воды на земле», в которой впервые была предложена схема круговорота воды на земном шаре и даны количественные значения элементов этого круговорота. За исходное принято положение, что общее количество влаги на земном шаре остается постоянным и, следовательно, количество воды, поступающей с океана на сушу, возвращается в океан «неуменьшенным и неувеличенным». На основании этого баланс круговорота воды выражен Брикнером следующими равенствами (в принятых нами обозначениях):

— для океанов и морей в целом

$$P_{\text{м. ок}} = E_{\text{м. ок}} - Q = E_{\text{м. ок}} - V_{\text{м. ок}} + V_{\text{с}} = E_{\text{м. ок}} - (V_{\text{м. ок}} - V_{\text{с}}); \tag{1.4}$$

— для всей суши

$$P_{\text{с}} = E_{\text{с}} + Q = E_{\text{с}} + V_{\text{м. ок}} - V_{\text{с}} = E_{\text{с}} + (V_{\text{м. ок}} - V_{\text{с}}), \tag{1.5}$$

где $P_{\text{м. ок}}$ и $P_{\text{с}}$ — годовое количество осадков соответственно над Мировым океаном (океанами и морями) и над сушей; $E_{\text{м. ок}}$ и $E_{\text{с}}$ — годовое значение испарения соответственно с Мирового океана и с суши; Q — годовое количество воды, приносимой реками в океан и моря; $V_{\text{м. ок}}$ и $V_{\text{с}}$ — годовое количество водяных паров в атмосфере, переходящих с океанов на сушу $V_{\text{м. ок}}$ и с суши на океан $V_{\text{с}}$.

Эти уравнения Брикнера в основном правильно отображают сущность влагооборота на земном шаре и его важнейшие звенья. Эта схема вызвала некоторые замечания. Так, А. И. Воейков в статье «Испарение и осадки на морях и причины бóльшей солености Атлантического океана по сравнению с другими океанами»

писал, что исключение из круговорота центральных частей суши, не имеющих стока к морю, является неправильным [308]. При расчете баланса круговорота воды на Земле Брикнер позже выделил в пределах суши «периферийные области» и «области, не имеющие стока (бессточные области)» в океан. В итоге им даны значения элементов водного баланса для всей Земли, океанов (в целом), периферийной и «бессточной» областей суши (в отдельности).

Таким образом, к началу XX в. исследования проблемы круговорота воды завершились неоспоримым подтверждением правильности взгляда об атмосферном питании рек, выработкой глобальной схемы влагооборота и определением количественных значений его баланса. В дальнейшем продолжалось уточнение значений элементов водного баланса земного шара, изучение физической сущности и механизма процесса испарения и образования осадков, связи между балансами тепла и влаги на земной поверхности и других вопросов проблемы водного баланса земного шара.

В основе современного метода расчетов водного баланса земного шара лежит система уравнений Брикнера, которая с учетом последующей детализации (разделения всей суши на ее периферийную и внутреннюю части) записывается в следующем виде [177, 211]:

— для всего земного шара

$$P = P_{\text{м. ок}} + P_{\text{с}} = P_{\text{м. ок}} + P_{\text{с. пер}} + P_{\text{с. б}} = E_{\text{м. ок}} + E_{\text{с. пер}} + E_{\text{с. б}} = \\ = E_{\text{м. ок}} + E_{\text{с}} = E; \qquad (1.6)$$

— для Мирового океана

$$P_{\text{м. ок}} = E_{\text{м. ок}} - Q_{\text{с. пер}}; \qquad (1.7)$$

— для периферийной части суши, имеющей сток в Мировой океан,

$$P_{\text{с. пер}} = E_{\text{с. пер}} + Q_{\text{с. пер}}; \qquad (1.8)$$

— для замкнутых («бессточных») областей суши, не имеющих стока в Мировой океан,

$$P_{\text{с. б}} = E_{\text{с. б}}; \qquad (1.9)$$

— для всей суши

$$P_{\text{с}} = P_{\text{с. пер}} + P_{\text{с. б}} = E_{\text{с. пер}} + E_{\text{с. б}} + Q_{\text{с. пер}} = E_{\text{с}} + Q_{\text{с. пер}}, \qquad (1.10)$$

где P и E — годовые осадки и испарение с поверхности всего земного шара; $P_{\text{с. пер}}$ и $E_{\text{с. пер}}$ — годовые осадки и испарение с периферийной части суши (области внешнего стока, т. е. стока в Мировой океан); $P_{\text{с. б}}$ и $E_{\text{с. б}}$ — годовые осадки и испарение в пределах внутренних («бессточных») областей; $Q_{\text{с. пер}}$ — приток речных

вод в Мировой океан (с периферийной части суши); остальные обозначения — прежние.

Следует особо подчеркнуть, что эти уравнения справедливы лишь в среднем для многолетнего периода, но не для отдельных лет, так как предполагают отсутствие переходящих из года в год запасов воды на суше и в Мировом океане. Для отдельных лет, строго говоря, эти уравнения должны быть дополнены так называемыми «аккумуляционными» составляющими водного баланса, которые в настоящее время неизвестны и вряд ли могут быть оценены надежно из-за недостаточности исходной информации и малой точности их определения для огромных территорий суши и океана. Очевидно также, что неизменные средние значения элементов, входящих в уравнения (1.6)—(1.10), могут иметь место для однородных по условиям климата (и хозяйственной деятельности человеческого общества — после его возникновения) периодов истории развития Земли.

Уравнение (1.6) фактически представляет собой сумму уравнений (1.7) и (1.10), а уравнение (1.10) — сумму уравнений (1.8) и (1.9). Система уравнений (1.6)—(1.10), как справедливо отмечается в работе [177], позволяет наиболее экономно решать задачи мирового водного баланса, поскольку из 11 элементов, фигурирующих в уравнениях, достаточно располагать данными о четырех, чтобы получить все остальные расчетным путем. В вариантах расчетов мирового водного баланса, произведенных за последние 100 лет разными авторами [211, 308], в числе этих четырех исходных принимаются различные элементы.

Существенный вклад в развитие представлений об уравнении водного баланса речного водосбора внес Г. Н. Высоцкий. В работах «Лес и его значение в борьбе с засухой и за полноту и равномерность речного стока» (1932 г.) и «О гидрологическом и метеорологическом влиянии лесов» (1938 г.) он развил и детализировал уравнение водного баланса речного бассейна, разделив сток на поверхностный (разливной и снос снега), ключевой (меженный) и глубинный; осадки — на нисходящие (вертикальные), конденсированные (горизонтальные) и приток по поверхности (и наносы снега); испарение — на непосредственное (прямое от смачивания надземных частей, снега и из почвы) и транспирационное; запас воды — на влагозапасы почвы (влажность) и в грунтовых водах. Кроме того, им выделен как отдельный элемент водного баланса расход воды на органический синтез.

Ценными исследованиями по методологии изучения водных балансов, наметившими правильные пути их дальнейшего развития, явились работы В. Г. Глушкова [74], М. А. Великанова [37]; в последней, в частности, дано уравнение водного баланса общего вида, позволяющее применять его к разным природным (водным) объектам и различным интервалам времени. Это уравнение рассматривается в п. 1.3.

Значительное внимание исследованиям водного баланса, его структуры и преобразований под влиянием агротехнических, лесо-

мелиоративных и других мероприятий уделено в работах М. И. Львовича и его учеников [58, 84, 139, 177]. В основу этих исследований положены уравнения:

$$P = Q_{\text{пов}} + Q_{\text{подз}} + E; \tag{1.11}$$

$$W = P - Q_{\text{пов}} = Q_{\text{подз}} + E; \tag{1.12}$$

$$K_{\text{подз}} = \frac{Q_{\text{подз}}}{W}, \tag{1.13}$$

$$K_{\text{исп}} = \frac{E}{W}, \tag{1.14}$$

где P и E — соответственно средние годовые значения атмосферных осадков и суммарного испарения; $Q_{\text{пов}}$ и $Q_{\text{подз}}$ — поверхностная и подземная составляющие общего речного стока $Q = Q_{\text{пов}} + Q_{\text{подз}}$; W — валовое увлажнение территории; $K_{\text{подз}}$ и $K_{\text{исп}}$ — названы М. И. Львовичем соответственно «коэффициентом питания рек подземными водами» и «коэффициентом испарения» и используются им для исследования структуры водного баланса.

Широкое распространение метод водного баланса получил в ГГИ, республиканских и территориальных УГКС (бывших УГМС) начиная с 1967 г. в работах по составлению водных балансов речных бассейнов за месяцы и сезоны конкретных лет. При этом использована разработанная в ГГИ методика расчета водного баланса на основании «детального» и «приближенного» уравнений. Этот вопрос подробно рассматривается в п. 2.

1.2. Общие сведения о методе водного баланса, его научном и практическом значении

В связи с возрастающим потреблением пресной воды изучение водных ресурсов и водного баланса, включающего все виды влаги, перемещающейся в гидросфере земного шара в парообразном, жидком и твердом ее состояниях, становится все более актуальным. В основе метода водного баланса лежит учет всех приходных, расходных и аккумуляционных его элементов. Количественный учет в общем виде основан на следующем важнейшем равенстве: для любого объема пространства V, ограниченного произвольной поверхностью, разность между количествами воды, поступившей внутрь его ($\sum_{\text{прих}}$) и вышедшей наружу ($\sum_{\text{расх}}$), должна равняться увеличению (накопление, аккумуляция, прибыль) или соответственно уменьшению (расходование, сработка, убыль) количества ее (ΔS) внутри данного объема:

$$\sum_{\text{прих}} - \sum_{\text{расх}} = \Delta S. \tag{1.15}$$

Это равенство справедливо для любого произвольно взятого объема и для любого промежутка времени. Практически расчеты водных балансов чаще всего производятся для речных бассейнов,

озер и водохранилищ. По мере необходимости они могут рассчитываться и для отдельных участков этих бассейнов: полевых, лесных, болотных, ледниковых, сельскохозяйственных угодий, участков орошаемых и осушаемых земель и т. д. Кроме того, водные балансы могут быть составлены для континентов, океанов и морей, а также территорий отдельных государств и их административных единиц (республика, край, область и т. д.), для территориально-экономических районов и т. д. Если данные о водных балансах очень крупных территорий и акваторий в настоящее время имеют преимущественно познавательное значение, для большинства других перечисленных выше природных объектов они имеют большое практическое значение.

В зависимости от поставленных задач и имеющихся данных водные балансы могут быть полными (детальными) или частными (приближенными). Полным называется баланс, охватывающий все статьи прихода (осадки, приток речных и подземных вод и др.), расхода (испарение, отток воды и др.) и изменения запаса воды на поверхности и в толще изучаемого природного объекта. В случаях когда один или несколько (суммарно) элементов водного баланса не могут быть измерены и определяются путем расчета как остаточный член уравнения водного баланса (по разности всех других элементов, измеряемых в натуре для данного объекта), такой водный баланс называется частным (или приближенным). В ряде случаев определение неизвестного элемента водного баланса таким косвенным способом имеет большое прикладное значение в особенности, когда измерение его в натуре произвести трудно или экономически нецелесообразно.

В зависимости от решаемой задачи и точности определения неизвестного члена уравнения может использоваться уравнение водного баланса различной степени детализации. Наиболее полный учет и высокая точность определения составляющих водного баланса необходимы в случаях, когда остаточный член уравнения мал по сравнению с другими элементами. Если погрешность определения неизвестного элемента баланса как остаточного члена превышает допустимую, его следует определять независимым способом, организуя для этого необходимые натурные измерения.

Данные о детальных или приближенных водных балансах природных объектов позволяют изучить характерные черты структуры этих балансов за короткие интервалы времени (сезон, месяц, фаза гидрологического режима и т. д.), основные закономерности формирования стока в эти периоды, количественно оценить величины накопления или убыли запасов воды за сезоны и годы, их колебания и тенденцию внутривековых изменений (тренд).

Особый интерес представляет выявление зависимостей тех или иных элементов водного баланса и их соотношений от основных природных факторов — рельефа, геологических, климатических и почвенных условий, растительности и др. Для исследования таких зависимостей особую ценность представляют данные о водном балансе речных бассейнов, водоемов и других природных объек-

тов, расположенных в различных физико-географических зонах и характеризующихся различием природных ландшафтов. Анализ составляющих и их соотношений для типичных бассейнов рек и водоемов разных природных зон позволяет выявить межзональные и внутризональные закономерности в их пространственном распределении.

Важное научное и практическое значение метода водного баланса заключается в его использовании для оценки количественных изменений отдельных его составляющих — стока, испарения, приращений запасов воды и др.— под влиянием гидротехнических, водохозяйственных, сельскохозяйственных и других мероприятий и всего их комплекса. В практике бывают случаи, когда известны значения антропогенных изменений всех входящих в уравнение водного баланса элементов, кроме одного, например стока. Антропогенные изменения стока могут быть определены как алгебраическая сумма значений антропогенных изменений всех других составляющих уравнения баланса.

Зная изменения каждого элемента под влиянием всего комплекса хозяйственных мероприятий, можно составить преобразованный водный баланс любого природного объекта. Особый практический интерес данные о преобразованном водном балансе представляют на перспективу (1990, 2000 и другие годы), когда составляются водохозяйственные балансы и схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов для отдельных речных бассейнов, регионов, водохозяйственных и экономических районов, республик и страны в целом. Таким образом, располагая данными о возможном преобразовании элементов водного баланса на будущее, можно искусственно его изменять в нужном для практики (энергетика, орошение, осушение, водоснабжение и т. д.) направлении.

1.3. Уравнение водного баланса общего вида и его практическое применение

1.3.1. Общий вид уравнения водного баланса

В зависимости от изучаемого природного объекта и расчетного интервала времени уравнение водного баланса может включать в себя различные элементы, следовательно, иметь разное написание. Прежде всего рассмотрим общий вид уравнения водного баланса за любой промежуток времени для произвольно выбранной части территории суши площадью A и объемом V, ограниченной сверху поверхностью раздела суши и атмосферы, с боков — вертикальной цилиндрической поверхностью, проходящей через внешнюю границу (контур) площади A, а снизу — кровлей водоупорных пород, подстилающих водоносную толщу почвогрунтов зоны интенсивного водообмена, т. е. зоны, дренируемой гидрографической сетью, находящейся в пределах данной части территории.

Уравнение водного баланса для этого объема V в общем случае может быть записано, согласно М. А. Великанову [37], в виде (в принятых нами условных обозначениях)

$$P + C + Q_{\text{п}} + Q_{\text{п. подз}} - (E_{\text{соб}} + Q_{\text{о}} + Q_{\text{о. подз}}) = S_2 - S_1, \quad (1.16)$$

где

$P = \frac{1}{A}\int_T d\tau \int_A p\, da$ — среднее значение слоя осадков для всей площади (например, административной области) A и за весь период времени T (p — количество осадков, выпавших в единицу времени τ на единицу поверхности a);

$C = \frac{1}{A}\int_T d\tau \int_A c\, da$ — среднее значение слоя конденсации для всей площади A и за весь период времени T (c — количество воды, сконденсировавшейся в единицу времени τ на единицу поверхности a);

$Q_{\text{п}} = \frac{1}{A}\int_T d\tau \sum_1^n q_{\text{п}i}$ — среднее для площади A значение слоя воды, поступающей в ее пределы за период времени T поверхностными водотоками ($q_{\text{п}i}$ — объем воды, приносимой в единицу времени τ отдельным i-тым водотоком; n — число втекающих водотоков);

$Q_{\text{п. подз}} = \frac{1}{A}\int_T d\tau \int_L q_{\text{п. подз}}$ — среднее для площади A значение слоя воды, поступающей в ее пределы за период времени T путем подземного притока ($q_{\text{п. подз}}$ — объем воды, втекшей подземным путем на единицу длины периметра L в единицу времени τ);

$E_{\text{соб}} = \frac{1}{A}\int_T d\tau \int_A e_{\text{соб}}\, da$ — среднее значение слоя испарения для всей площади A и за весь период времени T ($e_{\text{соб}}$ — количество воды, испарившейся в единицу времени τ на единицу поверхности a);

$Q_{\text{о}} = \frac{1}{A}\int_T d\tau \sum_1^m q_{\text{о}i}$ — среднее для площади A значение слоя воды, поступающей за ее пределы за период времени T поверхностными водотоками ($q_{\text{о}i}$ — объем воды, уносимой в единицу времени τ отдельным i-тым водотоком; m — число оттекающих водотоков);

$Q_{\text{о. подз}} = \frac{1}{A}\int_T d\tau \int_L q_{\text{о. подз}}$ — среднее для площади A значение слоя воды, поступающей за ее пределы за период времени T подземным стоком ($q_{\text{о. подз}}$ — объем воды, вытекшей подземным путем на единицу длины периметра L в единицу времени τ);

$S_1 = \frac{1}{A}\int_T d\tau \int_A s_1\, da$ — среднее для площади A значение слоя убыли влаги в объеме V за период времени T (s_1 — значение убыли воды в единицу времени τ на единицу поверхности a);

$S_2 = \frac{1}{A}\int_T d\tau \int_A s_2\, da$ — среднее для площади A значение слоя прибыли влаги в объеме V за период времени T (s_2 — значение прибыли воды в единицу времени τ на единицу поверхности a).

В уравнении (1.16) все элементы водного баланса должны быть выражены в одних и тех же единицах слоя воды (мм, см), равномерно распределенной по площади A. Они могут быть выражены и в объемных единицах (км^3, м^3), если каждый из них умножить на значение площади A и соответствующий коэффициент размерности.

Для практического использования уравнение (1.16) удобнее записывать в виде

$$P - (E_{соб} - C) - (Q_о - Q_п) - (Q_{о.\,подз} - Q_{п.\,подз}) = \Delta S \quad (1.17)$$

или, вводя обозначения $E = E_{соб} - C$; $Q_м = Q_о - Q_п$ и $Q_{м.\,подз} = Q_{о.\,подз} - Q_{п.\,подз}$ в виде

$$P - E - Q_м - Q_{м.\,подз} = \Delta S. \quad (1.18)$$

В практике воднобалансовых расчетов входящие в уравнения (1.16)—(1.18) элементы чаще всего определяются за месячные, сезонные и годовые периоды времени. В основу их обычно кладутся суточные значения осадков, стока, интенсивности испарения (например, при расчете его методом А. Р. Константинова), уровней воды рек, озер, водохранилищ, болотных и подземных вод и т. д., измеряемые или рассчитываемые с помощью специальных методов. Поэтому в практике определения элементов водного баланса интегралы заменяются суммами, а дифференциалы — конечными разностями (за суточный, месячный и другие интервалы времени).

Величина ΔS, представляющая собой разность между прибылью S_2 и убылью S_1 воды в объеме V за период времени T, характеризует увеличение запаса воды в этом объеме в случае $S_2 > S_1$ и, наоборот, уменьшение его при $S_2 < S_1$. Очевидно, что в первом случае величина ΔS, записываемая в правой части уравнения (1.18), имеет положительный знак, а во втором — отрицательный.

В общем случае для территорий, в пределах которых отсутствуют водохранилища и пруды, величина ΔS представляет собой алгебраическую сумму изменений запасов воды в сезонном снежном покрове $\Delta S_{сн}$, наледях, ледниках и многолетних снежниках $\Delta S_{ледн}$, в озерах $\Delta S_{оз}$ и болотах $\Delta S_{бол}$, в русловой сети $\Delta S_{русл}$,

в зоне аэрации почвогрунтовой толщи ΔM, в водоносных слоях ΔG, дренируемых гидрографической сетью данной территории, т. е.

$$\Delta S = \Delta S_{\text{сн}} + \Delta S_{\text{ледн}} + \Delta S_{\text{оз}} + \Delta S_{\text{бол}} + \Delta S_{\text{русл}} + \Delta M + \Delta G. \quad (1.19)$$

При наличии прудов и водохранилищ в величину ΔS должно включаться также изменение запасов воды в этих прудах и водохранилищах $\Delta S_{\text{пр. вдхр}}$.

При отсутствии данных фактических измерений, необходимых для расчета изменений перечисленных отдельных видов запасов воды, величина ΔS может быть определена из уравнения (1.18) как остаточный член по известным значениям всех других входящих в него элементов. Этот расчетный прием нашел, в частности, широкое применение при составлении так называемых «приближенных» водных балансов больших и средних речных бассейнов, слабо или недостаточно изученных в гидрометеорологическом и гидрогеологическом отношении.

Расчет величины ΔS, согласно уравнению (1.19), можно производить в том случае, когда каждая из входящих в него составляющих выражена либо в объемных единицах (км^3, м^3 и т. д.), либо в слое воды, равномерно распределенной по всей площади A.

В практике расчетов возможен другой случай, когда входящие в правую часть уравнения (1.19) составляющие выражены в слоях воды, равномерно распределенной не по всей площади A, а по ее частям, занимаемым отдельными природными (водными) объектами, например, изменения запасов воды в наледях, ледниках и многолетних снежниках $\Delta S'_{\text{ледн}}$ — по площади, занятой ими $a_{\text{ледн}}$, изменения запасов воды в озерах $\Delta S'_{\text{оз}}$ — по их суммарной площади $a_{\text{оз}}$ и т. д. В этом случае расчет среднего для всей площади A слоя изменения запаса воды ΔS следует производить методом среднего взвешенного по формуле

$$\Delta S = \frac{1}{A}\left[(\Delta S'_{\text{сн}} + \Delta M' + \Delta G')a_{\text{с. соб}} + \Delta S'_{\text{ледн}} a_{\text{ледн}} + \Delta S'_{\text{оз}} a_{\text{оз}} + \right.$$
$$\left. + (\Delta S'_{\text{бол}} + \Delta S'_{\text{сн}})\, a_{\text{бол}} + (\Delta S'_{\text{русл}} + \Delta S'_{\text{сн}})\, a_{\text{русл}}\right], \quad (1.20)$$

где $a_{\text{с. соб}} = A - a_{\text{ледн}} - a_{\text{оз}} - a_{\text{бол}} - a_{\text{русл}}$ — площадь «собственно» суши, т. е. разность между общей площадью A и площадями водных объектов (ледники, озера, болота и поверхностные водотоки); остальные обозначения — прежние.

Для площади собственно суши $a_{\text{с. соб}}$ в формуле (1.20) изменения общей влажности характеризуются алгебраической суммой $(\Delta S'_{\text{сн}} + \Delta M' + \Delta G')$. В элементах $\Delta S'_{\text{ледн}}$, $\Delta S'_{\text{оз}}$ автоматически (при их оценке) учтены и изменения запасов воды, обусловленные накоплением или расходованием воды в сезонных снегах. Для площадей, занятых болотами $a_{\text{бол}}$ и русловой гидрографической сетью $a_{\text{русл}}$, необходимо специально учитывать изменение

запасов воды в снежном покрове, хотя, как известно, измерение их в натурных условиях представляет нелегкую задачу.

Методика определения изменения запасов воды в снежном покрове, ледниках, в озерах, болотах и русловой сети, основанная на результатах непосредственных измерений, излагается в пп. 3, 5—7, 12—13. Другой способ их определения как остаточного члена уравнения водного баланса этих водных объектов подробнее рассматривается в п. 2.

1.3.2. Практическое применение уравнения водного баланса общего вида

Уравнения водного баланса общего вида (1.17) и (1.18) могут быть использованы для оценки водного баланса территорий конкретных государств, их различных административных единиц (республика, штат, область, край, округ, район и т. д.), экономических и водохозяйственных районов, территорий территориально-производственных комплексов (ТПК), промышленных районов и т. д. В этом случае в качестве поверхности, ограничивающей с боков объем V толщи суши в границах рассматриваемой административной единицы площадью A, следует принять вертикальную поверхность, проходящую через административную границу государства (республика, штат и т. д.) от поверхности раздела суши и атмосферы до кровли водоупорных пород. В целях удобства изложения далее под «площадью A» или под «площадью административной единицы» будем понимать территорию какого-либо государства, республики, области и т. д., экономического, водохозяйственного, промышленного района, ТПК и т. д.

Кратко остановимся на вопросе о способах и возможностях определения входящих в уравнения (1.17) или (1.18) элементов водного баланса.

В практике расчетов средние для площади административной единицы слои осадков P обычно определяются как средние взвешенные или средние арифметические значения по данным о годовых (месячные, сезонные) суммах исправленных (с поправками к измерительным приборам) осадков, измеренных на метеостанциях и постах данной территории [119, 209].

Суммарное испарение E, представляющее собой разность «чистого» (собственно) испарения $E_{соб}$ и конденсации C, в естественных условиях измеряется непосредственно существующими приборами и установками (весовые и гидравлические испарители, лизиметры и т. д.). Раздельный учет величин $E_{соб}$ и C в настоящее время трудно осуществим и в большинстве случаев (кроме специальных экспериментальных исследований) не производится. Среднее для площади A испарение E в общем случае может быть рассчитано методом среднего взвешенного по формуле

$$E = (E_n a_n + E_{с.с} a_{с.с})/A, \qquad (1.21)$$

316076

Ленинградский Гидрометеорологический ин-т БИБЛИОТЕКА

где $E_в$ и $E_{с.с}$ — средние по площади A значения испарения соответственно с водной поверхности озер и других водных объектов $a_в$ и собственно суши $a_{с.с} = A - a_в$. Величины $E_в$ и $E_{с.с}$ могут быть определены либо по данным наблюдений, либо по результатам их расчета различными методами [182, 209]. Различные расчетные методы [251] определения испарения с поверхности суши (метод А. Р. Константинова, комплексный метод М. И. Будыко и Л. И. Зубенок и др.) позволяют определить сразу величину $E_{с.с}$ (а не $E_{соб.с.с}$ и $C_{с.с}$ отдельно), поскольку в основу их расчетных графиков и таблиц положены материалы фактических измерений суммарного испарения с почвы $E_{с.с}$ испарителями и лизиметрами (или методом водного баланса).

Величина $Q_м = Q_о - Q_п$ — разность между количествами воды, уносимой $Q_о$ за пределы административной единицы площадью A и приносимой $Q_п$ в ее пределы поверхностными водотоками. Для районов избыточного и достаточного увлажнения, где значения испарения с открытой водной поверхности и с поверхности суши (луг, лес, сельскохозяйственные угодья) различаются сравнительно незначительно, величина $Q_м$ принимается в качестве количественной характеристики местного речного стока [56], т. е. стока, формирующегося в пределах административной единицы. Основы методики расчета годовых значений притока, оттока речных вод из административной единицы и местного речного стока в среднем за многолетний период и за отдельные годы будут изложены в п. 1.3.3. Здесь же следует подчеркнуть, что практическое применение уравнения (1.17) или (1.18) для оценки водного баланса административной единицы за сезоны и месяцы (как в среднем за многолетний период, так и в особенности для конкретных лет) может встретить дополнительные трудности. Одной из них является сложность определения сезонных и месячных значений местного стока. Очевидно, что сезонные и месячные значения притока $Q_п$ и оттока $Q_о$ речных вод из области (края и т. д.) могут быть определены при хорошей гидрологической изученности территории — по данным наблюдений на реках в створах вблизи места пересечения рекой административной границы, а при слабой изученности — приближенно с использованием для неизученных рек данных о стоке по гидростворам на реках-аналогах. Однако определить местный речной сток $Q_м$ за сезон или месяц по формуле $Q_м = Q_о - Q_п$ не представляется возможным, например, для больших по размерам административных единиц из-за разновременности формирования основных фаз гидрологического режима рек (половодье, паводки, межень) в разных частях территории, продолжительного времени добегания стока по длине основных рек, из-за больших значений руслового регулирования стока и т. д. Из этого и из общих теоретических соображений следует, что разность $Q_м = Q_о - Q_п$ в отдельные месяцы или сезоны может дать сильно искаженные и даже нереальные (отрицательные) значения местного стока. Более обоснованно определить месячные и сезонные значения местного речного стока можно по

данным о стоке изученных «местных» рек, полностью формирующемся в пределах данной административной единицы. Однако и в этом случае итоговое значение местного речного стока для больших по размерам территорий может быть несколько условным (неодинаковым) в зависимости от размеров рек, выбранных для определения местного стока, так как на реках разных размеров внутригодовой ход стока всегда несколько различен. Поэтому для конкретных административных единиц в зависимости от необходимой для практики точности расчета вопрос о наиболее целесообразном способе определения местного стока за тот или иной расчетный интервал времени должен решаться особо.

Величина $Q_{\text{м. подз}} = Q_{\text{о. подз}} - Q_{\text{п. подз}}$ представляет собой разность между количествами воды, уносимой за пределы площади A и приносимой в нее подземным путем через боковую поверхность. Величины $Q_{\text{о. подз}}$ и $Q_{\text{п. подз}}$, каждая из которых является частным от деления линейного интеграла на площадь, убывают с отношением L/A, т. е. для подобных фигур уменьшаются с возрастанием их размера A [37]. Ввиду несовпадения в большинстве случаев административной границы области с поверхностной и подземной водораздельными линиями речных бассейнов значения притока $Q_{\text{п. подз}}$ и оттока $Q_{\text{о. подз}}$ подземных вод из административной области в общем случае не равны нулю за любой расчетный интервал времени (месяц, сезон, год) и не равны между собой. В основном их разность $Q_{\text{м. подз}}$ характеризуется литологическим строением, условиями формирования и перемещения подземных вод и в среднем за многолетний период в естественных условиях для каждой административной единицы должна являться некоторой константой, в общем отличной от нуля. Надежное определение величин $Q_{\text{п. подз}}$, $Q_{\text{о. подз}}$ и $Q_{\text{м. подз}}$ путем измерений в натуре или путем расчета гидрогеологическими методами представляет трудности из-за крайней недостаточности исходной гидрогеологической информации.

Ввиду отмеченного ранее уменьшения величин $Q_{\text{о. подз}}$ и $Q_{\text{п. подз}}$ с увеличением площади и противоположного их знака, разность $Q_{\text{м. подз}}$ по мере роста площади A будет уменьшаться, стремясь в пределе к нулю. Это дает основание для достаточно больших по площади административных единиц пренебречь в уравнении (1.17) величиной $Q_{\text{м. подз}}$, что обычно и делается в практике гидрологических расчетов [56]. Что касается меньших по размеру административных единиц, то для них обычно делается допущение о равенстве между собой величин $Q_{\text{о. подз}}$ и $Q_{\text{п. подз}}$, а следовательно, о равенстве нулю величины $Q_{\text{м. подз}} = Q_{\text{о. подз}} - Q_{\text{п. подз}}$.

Месячные, сезонные и годовые значения ΔS для административной области могут быть определены по уравнению (1.20) лишь при наличии данных наблюдений, достаточных для расчета всех входящих в правую его часть отдельных видов влагозапасов [119, 209]. Из-за слабой гидрометеорологической и гидрогеологической изученности территорий отдельных административных единиц надежное определение величины ΔS по формуле (1.20) для

Таблица 1

Средний годовой водный баланс и ресурсы речных вод административных областей (на примере Казахстана), км³/год

Административная область	Площадь, км²	Осадки	Приток речных вод	Местный речной сток	Суммарные ресурсы речного стока	Отток речных вод	Потери речного стока	Суммарное испарение	Коэффициенты	
									местного речного стока	испарения
Уральская	151 200	54,0	11,7	1,02	12,7	11,3	1,42	53,0	0,02	0,98
Мангышлакская	166 600	28,3	0	0	0	0	0	28,3	0	1,00
Гурьевская	112 000	29,9	12,2	0	12,2	10,4	1,8	29,9	0	1,00
Актюбинская	298 700	83,0	0,38	4,20	4,58	2,95	1,63	78,8	0,05	0,95
Северо-Казахстанская	44 300	19,2	1,88	0,47	2,35	1,65	0,70	18,7	0,02	0,98
Кокчетавская	78 100	33,2	1,94	0,61	2,55	1,96	0,59	32,6	0,02	0,98
Кустанайская	114 500	41,4	0,77	1,03	1,80	1,24	0,56	40,4	0,02	0,98
Целиноградская	124 600	49,3	0,90	1,91	2,81	1,34	1,47	47,4	0,04	0,96
Тургайская	111 900	35,0	1,43	1,26	2,69	2,21	0,48	33,7	0,04	0,96
Джезказганская	313 400	74,9	0,03	1,62	1,65	0,72	0,93	73,3	0,02	0,98
Карагандинская	85 400	26,8	0,22	1,04	1,26	0,86	0,40	25,8	0,04	0,96
Чимкентская	116 300	31,5	22,1	3,76	25,86	23,8	2,06	27,7	0,12	0,88
Кзыл-Ординская	228 100	34,9	23,0	0	23,0	15,5	7,50	34,9	0	1,00
Джамбулская	144 600	37,2	2,82	2,64	5,46	0,20	5,26	34,6	0,07	0,93
Алма-Атинская	104 700	38,8	11,9	5,55	17,5	1,5/16,1	16,0/1,4	33,2	0,14	0,86
Талды-Курганская	118 500	52,0	7,21	10,5	17,7	6,8/11,0	10,9/6,70	41,5	0,20	0,80
Восточно-Казахстанская	97 300	63,5	8,95	24,7	33,6	28,2	5,40	38,8	0,39	0,61
Павлодарская	127 500	44,2	30,8	0,93	31,7	27,1	4,60	43,3	0,02	0,98
Семипалатинская	179 600	59,1	29,6	5,58	35,2	30,9	4,30	53,5	0,09	0,91
Казахская ССР в целом	2 717 300	836	59,2	66,8	126,0	60,0/78,8	66,0/47,2	769	0,08	0,92

них в настоящее время не представляется возможным. В этом случае величина ΔS может быть определена приближенно как остаточный член уравнения (1.18) по известным значениям всех других его элементов.

Годовые значения ΔS_j в разные по увлажненности и теплообеспеченности годы (j) могут принимать как положительные, так и отрицательные значения [233], что дает основание считать среднее за многолетний период значение $\Delta S = \sum_1^n \Delta S_j/n$ равным нулю. Учитывая это и сделанное ранее допущение о равенстве нулю среднего годового значения $Q_{\text{м. подз}}$ уравнение (1.18) за годовой интервал времени в среднем за многолетний период может быть записано в виде

$$P - E - Q_{\text{м}} = 0. \tag{1.22}$$

Это уравнение использовано, например, при расчетах среднего годового (за многолетний период) водного баланса административных областей, краев и автономных республик Сибири и Дальнего Востока [236], водохозяйственных районов [234] и административных областей Казахстана (табл. 1). При этом нормы годовых сумм исправленных осадков P определены по карте изогиет, нормы годового стока Q по излагаемой в п. 1.3.3 методике, а нормы годового суммарного испарения E — по разности $P—Q_{\text{м}}$.

1.3.3. Основные положения методики расчета ресурсов и баланса речного стока административных единиц

Под местным речным стоком $Q_{\text{м}}$ административной единицы понимается сток всех рек и временных водотоков, формирующийся на ее территории; под притоком речных вод (транзитным стоком) $Q_{\text{п}}$ — суммарный объем вод, приносимых в ее пределы реками и временными водотоками со смежных территорий (из других административных единиц); под оттоком речных вод $Q_{\text{о}}$ — суммарный объем вод, уносимых за пределы административной единицы всеми реками и временными водотоками. Сумма значений местного и транзитного стока (притока) характеризует суммарные (общие) ресурсы речных вод $Q_{\text{сум}}$ данной территории, т. е.

$$Q_{\text{сум}} = Q_{\text{м}} + Q_{\text{п}}. \tag{1.23}$$

Если в пределах площади A административной единицы имеется одно или несколько замкнутых («бессточных») понижений, речной сток $Q_{\text{м. б}}$, формирующийся в их пределах, не поступает в транзитные реки, протекающие по остальной («сточной») ее части и, следовательно, не выходит за пределы этих замкнутых понижений и всей площади A. В этом случае местный речной сток $Q_{\text{м}}$ административной единицы складывается из двух вели-

чин: стока, формирующегося в пределах замкнутых понижений $Q_{м.\,б}$, и стока $Q_{м.\,ст}$ со сточной ее части, т. е.

$$Q_м = Q_{м.\,б} + Q_{м.\,ст}. \qquad (1.24)$$

К таким административным единицам, например, на территории Сибири и Дальнего Востока относятся Тюменская, Омская и Новосибирская области, Алтайский край и Тувинская АССР.

Когда в пределах площади административной единицы не наблюдается уменьшения расходов воды рек вниз по течению (такое уменьшение расходов воды имеет место на ряде рек аридных районов, например, в Казахстане и Средней Азии [234]), а, наоборот, имеет место существенное возрастание стока транзитных рек на участке между «входным» и «выходным» гидростворами, местный сток со сточной части площади A принято определять [56] по разности величин оттока и притока речных вод в пределы этой части административной единицы:

$$Q_{м.\,ст} = Q_{о.ст} - Q_{п.\,ст}. \qquad (1.25)$$

Очевидно, что суммарные ресурсы речного стока такой территории могут быть выражены, согласно уравнениям (1.23) и (1.24), по формуле

$$Q_{сум} = Q_м + Q_п = Q_{м.\,ст} + Q_{м.\,б} + Q_п, \qquad (1.26)$$

а также как сумма величин оттока $Q_{о.\,ст}$ и стока в замкнутые понижения $Q_{м.\,б}$, т. е. по формуле

$$Q_{сум} = Q_{о.\,ст} + Q_{м.\,б}. \qquad (1.27)$$

Если в пределах административной единицы отсутствуют замкнутые понижения ($Q_{м.\,б} = 0$), местный сток может быть выражен формулой

$$Q_м = Q_{м.\,ст} = Q_{о.\,ст} - Q_{п.\,ст}, \qquad (1.25а)$$

а суммарные ресурсы речного стока — формулами

$$Q_{сум} = Q_м + Q_п = Q_{м.\,ст} + Q_п \qquad (1.26а)$$

и

$$Q_{сум} = Q_{о.\,ст}. \qquad (1.27а)$$

Возможны случаи, когда приток речных вод на территорию административной единицы вообще отсутствует ($Q_п = 0$), например для Сахалинской области из-за ее островного положения. В таких случаях суммарные ресурсы речного стока $Q_{сум}$ при условии отсутствия на территории A замкнутых понижений могут быть определены по простейшей формуле

$$Q_{сум} = Q_м = Q_{м.\,ст} = Q_{о.\,ст}. \qquad (1.26б)$$

Для административных единиц, расположенных в аридных районах, где наблюдается естественное (не антропогенное) умень-

шение расходов воды вниз по течению рек, при расчетах местного стока используются створы с наибольшими расходами воды. Для остальной части площади (ниже этих створов) сток определяется по карте нормы годового стока. Для таких административных единиц суммарные ресурсы воды $Q_{сум}$, определяемые по формулам (1.23) и (1.26), превышают отток $Q_{о.ст}$ на величину естественных безвозвратных потерь воды на испарение $\Delta Q_{ест} = Q_{сум} - Q_{о.ст}$. Это явление иллюстрируется средними многолетними данными по территориям административных областей Казахской ССР (табл. 2).

Формулы (1.23)—(1.27) могут использоваться для определения ресурсов местного, транзитного и суммарного речного стока административной области (края и т. д.) за годовой интервал времени как в среднем для многолетия, так и для отдельных лет. Ниже кратко остановимся на основных положениях разработанной методики расчета этих видов речного стока [234, 236], причем сначала рассмотрим методику расчета годовых норм, а затем — ежегодных значений стока.

Нормы годовых значений притока $Q_п$, оттока $Q_о$ речных вод (в створах пересечения рекой административной границы) и стока в замкнутые понижения $Q_{м.б}$ (в устьевых створах стекающих в них рек) могут быть определены по формулам:

$$Q_п = \sum_{i=1}^{m} Q_{пi}; \tag{1.28}$$

$$Q_о = \sum_{i=1}^{n} Q_{оi}; \tag{1.29}$$

$$Q_{м.б} = \sum_{i=1}^{k} Q_{м.бi}, \tag{1.30}$$

где $Q_{пi}$, $Q_{оi}$ и $Q_{м.бi}$ — соответственно нормы годового стока конкретных i-тых рек, втекающих в данную область (m рек), оттекающих из нее (n рек) или несущих свои воды в замкнутые понижения (k рек).

Для изученных в гидрологическом отношении рек норма стока на границе области $Q_{пi}$ и $Q_{оi}$ определяется как алгебраическая сумма объема стока в ближайшем к границе расчетном гидростворе [236] и объема стока с площади боковой приточности на участке данной реки между расчетным гидростворе и административной границей, определяемой по карте изолиний нормы годового стока. Для рек, на которых отсутствуют гидрометрические створы, объемы речного стока могут быть определены планиметрированием карты изолиний нормы годового стока. Результаты расчета годовых норм притока $Q_п$, оттока речных вод $Q_{о.ст}$ и стока в замкнутые понижения $Q_{м.б}$ выполнены автором по формулам (1.28)—(1.30) для всех административных областей, краев и АССР Сибири и Дальнего Востока (см. табл. 2).

Таблица 2

Средний годовой водный баланс и ресурсы речных вод административных областей, краев и автономных республик Сибири и Дальнего Востока

Область (край)	Площадь, тыс. км²	Осадки, км³/мм	Сток						Испарение, км³/мм	Коэффициенты	
			местный, км³/мм	в замкнутые понижения, км³	приток вод, км³		отток вод, км³			стока	испарения
					всего	в том числе из-за границы	всего	в том числе за границу			
Западно-Сибирский экономический район											
Тюменская область	1435,4	784/546	313/218	0,06	242	—	555	—	471/328	0,40	0,60
Омская область	139,5	64,3/461	4,75/34	0,05	33,6	—	38,3	—	59,6/427	0,07	0,93
Томская область	316,9	189/597	62,2/196	—	118	—	181	—	127/401	0,33	0,67
Кемеровская область	95,5	64,0/670	41,7/437	—	2,2	—	43,9	—	22,3/233	0,65	0,35
Новосибирская область	178,2	84,5/474	10,5/59	0,91	50,7	—	60,3	—	74/415	0,12	0,88
Алтайский край	261,7	134/510	48,7/186	0,54	1,78	—	49,9	—	84,8/324	0,36	0,64
Экономический район в целом	2427,2	1319/543	481/198	1,6	72,6	—	552	—	838/345	0,36	0,64
Восточно-Сибирский экономический район											
Красноярский край	2401,6	1320/550	699/291	—	196	—	895	—	621/259	0,53	0,47
Тувинская АССР	170,5	63,1/370	39,9/234	1,70	6,40	6,40	44,6	5,0	23,2/136	0,63	0,37
Иркутская область	767,9	384/500	176/229	—	140	—	316	—	208/271	0,46	0,54
Бурятская АССР	351,3	152/432	79,5/226	—	23,7	13,2	103,2	—	72,3/206	0,52	0,48
Читинская область	431,5	173/400	72,3/168	—	9,03	9,03	81,3	—	100/232	0,42	0,58
Экономический район в целом	4122,8	2100/510	1067/260	1,70	32,3	(28,6)	1097	5,0	1033/251	0,51	0,49
Дальневосточный экономический район											
Якутская АССР	3103,2	1210/390	545/176	—	332	—	877	—	665/214	0,45	0,55
Магаданская область	1199,1	552/460	305/254	—	3,2	—	308	—	247/206	0,55	0,45
Амурская область	363,7	200/550	94,6/260	—	77,5	16,4	172	—	105/290	0,47	0,53
Хабаровский край	824,6	511/620	259/314	—	252	67,4	511	—	252/306	0,51	0,49
Приморский край	165,9	128/770	43,2/260	—	5,6	5,6	48,8	—	84,8/510	0,34	0,66
Сахалинская область	87,1	78,4/900	44,7/513	—	—	—	44,7	—	33,7/387	0,57	0,43
Камчатская область	472,3	423/895	241/510	—	2,9	—	244	—	182/385	0,57	0,43
Экономический район в целом	6215,9	3100/500	1530/246	—	290	89,4	1820	—	1570/254	0,49	0,51

Для определения ежегодных значений притока, оттока и стока в замкнутые понижения в принципе могли бы быть использованы формулы (1.28)—(1.30), если входящие в них средние многолетние значения переменных заменить значениями их за конкретный год. Однако для определения стока неизученных рек таким путем потребовалось бы строить карты годового стока для всех лет принятого расчетного периода и планиметрировать их, что весьма трудоемко. Поэтому может быть применен иной способ оценки ежегодных значений притока, оттока, стока в замкнутые понижения и местного стока, основанный на использовании данных о стоке изученных рек за конкретные годы и средних многолетних коэффициентов перехода от стока изученных рек к неизученным:

$$Q_{\text{п}j} = \sum_{i=1}^{M} a_i Q'_{\text{п}ij}; \tag{1.28а}$$

$$Q_{\text{о}j} = \sum_{i=1}^{N} b_i Q'_{\text{о}ij}; \tag{1.29а}$$

$$Q_{\text{м. б}j} = \sum_{i=1}^{K} c_i Q'_{\text{м. б}ij}, \tag{1.30а}$$

где $Q'_{\text{п}ij}$, $Q'_{\text{о}ij}$ и $Q'_{\text{м. б}ij}$ — соответственно объемы годового стока конкретной i-той реки (или реки-аналога) в расчетном гидростворе для данного j-того года; M, N, K — соответственно число расчетных гидростворов на изученных реках, в которых соответственно учитывается приток M, отток N и сток в замкнутые понижения K. Число этих гидростворов на изученных реках обычно меньше числа всех рек, воды которых приносятся m, уносятся n за пределы административной единицы или поступают в замкнутые понижения k.

Средние многолетние значения коэффициентов a_i, b_i, c_i перехода от объема стока в расчетном гидростворе данной изученной реки или заменяющей ее реки-аналога к объему стока данной реки или группы рек на административной границе могут быть определены по следующим формулам:

$$a_i = \frac{Q_{\text{п}i}}{Q'_{\text{п}i}}; \tag{1.31}$$

$$b_i = \frac{Q_{\text{о}i}}{Q'_{\text{о}i}}; \tag{1.32}$$

$$c_i = \frac{Q_{\text{м. б}}}{Q'_{\text{м. б}}}, \tag{1.33}$$

где $Q_{\text{п}i}$, $Q_{\text{о}i}$, $Q_{\text{м. б}i}$ — нормы годового объема стока i-той реки (группы рек) на границе области или до устьевых створов рек замкнутых понижений, сток которых возрастает вниз по течению (в случаях уменьшения стока по длине рек, что имеет место в аридных районах, для характеристики водных ресурсов таких

Норма и изменчивость годовых величин притока, оттока и местного речного стока Востока,

Область (край, АССР), экономический район	Площадь области (края, АССР), тыс. км²	Приток речных вод					
		норма стока	C_v	C_s	годовой сток обеспеченностью, %		
					75	95	99
							Западно-Сибирский
Тюменская область	1435,4	242	0,16	0,32	214	182	162
Омская область	139,5	33,6	0,25	1,00	27,6	22,5	20,2
Томская область	316,9	118	0,17	0,34	104	87,6	76,9
Кемеровская область	95,5	2,20	0,20	0,40	1,89	1,54	1,30
Новосибирская область	178,2	50,7	0,20	0,40	43,6	35,4	29,9
Алтайский край	261,7	1,78	0,21	0,42	1,51	1,21	1,03
Экономический район в целом	2427,2	72,6	0,20	0,60	61,8	51,1	45,0
							Восточно-Сибирский
Красноярский край	2401,6	196	0,10	0,20	182	165	153
Тувинская АССР	170,5	6,40	0,16	0,32	5,70	4,80	4,29
Иркутская область	767,9	140	0,12	0,24	129	113	104
Бурятская АССР	351,3	23,7	0,22	0,44	19,9	15,9	13,3
Читинская область	431,5	9,03	0,36	0,72	6,68	4,51	3,25
Экономический район в целом	4122,8	32,3	0,15	0,30	28,7	24,7	22,0
							Дальневосточный
Якутская АССР	3103,2	332	0,10	0,20	310	280	259
Магаданская область	1199,1	3,2	0,21	0,42	2,72	2,18	1,85
Амурская область	363,7	77,5	(0,17)	(0,34)	(68,2)	(57,3)	(50,3)
Хабаровский край	824,6	252	(0,21)	(0,42)	(214)	(172)	(146)
Приморский край	165,9	5,6	(0,38)	(0,76)	(4,05)	(2,64)	(1,85)
Камчатская область	472,3	2,9	0,33	0,66	2,21	1,55	1,17
Сахалинская область	87,1	—	—	—	—	—	—
Экономический район в целом	6215,9	290	0,14	0,28	260	224	202

Таблица 3

административных областей, краев и автономных республик Сибири и Дальнего
км³/год

Отток речных вод						Местный сток (в знаменателе — сток в замкнутые понижения)					
норма стока	C_v	C_s	годовой сток обеспеченностью, %			норма стока	C_v	C_s	годовой сток обеспеченностью, %		
			75	95	99				75	95	99
экономический район											
555	0;13	0,26	505	444	405	313	0,17	0,34	276	232	204
						0,06	1,60	4,80	0,04	0,03	0,03
38,3	0,26	0,52	31,0	23,8	19,1	4,75	0,45	0,90	4,22	2,52	1,64
						0,05	1,60	4,80	0,03	0,03	0,03
181	0,14	0,28	163	141	128	62,2	0,19	0,38	53,4	44,1	37,9
43,9	0,19	0,38	37,8	31,2	26,8	41,7	0,19	0,38	35,8	29,6	25,4
60,3	0,21	0,42	51,3	41,0	35,0	10,5	0,71	1,42	5,04	1,89	0,74
						0,91	0,82	1,64	0,36	0,10	0,04
49,9	0,19	0,38	43,0	35,4	30,2	48,7	0,20	0,40	41,8	34,0	28,7
						0,54	0,54	1,08	0,32	0,17	0,10
552	0,12	0,00	506	440	392	481	0,13	0,00	440	380	336
						1,4	0,59	1,18	1,3	0,6	0,3
экономический район											
895	0,11	0,22	823	743	680	699	0,13	0,26	636	559	510
44,6	0,15	0,30	39,7	34,3	30,8	39,9	0,17	0,34	35,1	29,5	25,9
						1,70	0,22	0,44	1,43	1,14	0,95
316	0,09	0,18	297	272	252	176	0,12	0,24	162	143	130
103	0,16	0,32	91,8	77,3	69,0	79,5	0,17	0,34	70,0	58,8	51,7
81,3	0,20	0,40	70,0	57,0	48,0	72,3	0,20	0,40	62,2	50,6	42,7
1097	0,10	0,20	1020	923	858	1067	0,10	0,20	994	899	767
						1,7	0,78	1,56	0,73	0,22	0,08
экономический район											
877	0,09	0,18	821	750	700	545	0,12	0,24	497	441	402
308	0,15	0,30	275	237	212	305	0,15	0,30	273	234	210
172	0,26	0,52	137	107	86,9	94,6	0,23	0,46	79,4	62,5	52,2
511	0,14	0,28	461	401	287	259	0,20	0,40	222	176	155
48,8	0,26	0,52	39,6	29,9	24,2	43,2	0,26	0,52	34,6	29,7	21,1
244	0,16	0,32	214	184	163	241	0,16	0,32	211	181	160
44,7	0,08	0,16	42,2	38,8	36,5	44,7	0,08	0,16	42,2	38,8	36,5
1820	0,08	0,16	1720	1600	1520	1530	0,09	0,18	1430	1300	1210

рек следует использовать створы с наибольшими значениями стока [234]); $Q'_{пi}$, Q'_{oi}, $Q'_{м.бi}$ — нормы годового объема стока в расчетных гидростворах рек или рек-аналогов. Формулы (1.31)—(1.33) использованы в качестве расчетных, например, при определении средних многолетних значений коэффициентов a_i, b_i, c_i для рек всех административных областей Сибири и Дальнего Востока [236].

Принимая коэффициенты a_i, b_i, c_i постоянными во все годы расчетного периода и приравнивая значения этих коэффициентов их средним многолетним значениям, по формулам (1.28а), (1.29а), (1.30а), (1.31)—(1.33) и (1.23)—(1.27) могут быть определены значения притока, оттока, стока в замкнутые понижения, местного стока и суммарных ресурсов речных вод административных единиц за каждый год [236].

Для ряда экономических районов Европейской территории СССР оценка ежегодных значений притока $Q_{пj}$, оттока речных вод Q_{oj} и местного стока $Q_{мj}$ произведена [189] по уравнениям (в принятых нами условных обозначениях):

$$Q_{пj} = a \sum_{i=1}^{M} Q'_{пij}; \tag{1.34}$$

$$Q_{oj} = b \sum_{i=1}^{N} Q'_{oij}; \tag{1.35}$$

$$Q_{мj} = d \sum_{i=1}^{b} Q'_{мij}, \tag{1.36}$$

в которых коэффициенты a, b, d определяются по формулам:

$$a = A_п / A'_п = A_п \Big/ \sum_{i=1}^{M} A'_{пi}; \tag{1.37}$$

$$b = A_o / A'_o = A_o \Big/ \sum_{i=1}^{N} A'_{oi}; \tag{1.38}$$

$$d = A_м / A'_м = A_o \Big/ \sum_{i=1}^{R} A'_{мi}. \tag{1.39}$$

где $A_п$ и $A'_п$ — суммарные площади бассейнов всех рек (M), приносящих свои воды в данный экономический район (область и т. д.), до административной границы ($A_п$) и до расчетных гидростворов ($A'_п$); A_o и A'_o — суммарные площади бассейнов всех рек (N), уносящих свои воды из данного экономического района (области и т. д.), до административной границы (A_o) и до расчетных гидростворов (A'_o); $A_м$ — площадь экономического района (области и т. д.); $A'_м$ — суммарная площадь бассейнов всех рек (R), сток которых формируется в пределах данного экономического района (области и т. д.), до расчетных гидростворов; остальные обозначения — прежние.

В отличие от формул (1.28а), (1.29а) и (1.30а), в которых используются индивидуальные для каждой реки коэффициенты a_i, b_i и c_i, основанные на данных о нормах стока (его объемов), в формулах (1.34)—(1.36) используются общие для всех рек коэффициенты a, b, d, основанные на учете лишь площадей водосборов, а не значений стока в сравниваемых створах. При таком способе их определения не учитываются различия в распределении по территории (по длине рек на их участках от расчетных гидростворов до административной границы) слоев или модулей стока. Способ расчета по формулам (1.34)—(1.39) является поэтому менее строгим и надежным. Применение его возможно лишь в ограниченных условиях (например, для малых по размерам административных единиц в случаях хорошей гидрологической изученности и малых различий в значениях нормы годового стока на их территории).

Годовые значения притока, оттока речных вод, стока в замкнутые понижения (где таковые имеются) и местного стока рек административных единиц могут быть использованы для оценки параметров кривых распределения вероятностей этих видов водных ресурсов и расчета годовых их величин различной обеспеченности, т. е. вероятности превышения (табл. 3), необходимых для практики водохозяйственного проектирования и планирования комплексного использования и охраны водных ресурсов административных областей (край, АССР), экономических районов и т. д.

1.4. Уравнение водного баланса разных водных объектов суши в естественных условиях

1.4.1. Уравнения водного баланса «замкнутых» и «висячих» речных бассейнов

Уравнение водного баланса речного бассейна является частным случаем рассмотренного выше уравнения общего вида (1.18). Для любого речного бассейна приток поверхностных вод извне отсутствует ($Q_п = 0$). Для подавляющего числа больших и средних речных бассейнов, находящихся в различных природных условиях, а также для большинства малых речных водосборов, расположенных в зонах избыточного и достаточного увлажнения, основной рекой бассейна и ее притоками полностью дренируется сток верхних водоносных горизонтов. Этот подземный сток полностью формируется в пределах данного бассейна, поскольку поверхностный и подземный водоразделы совпадают. Такие речные бассейны, иногда называемые «замкнутыми», не получают, следовательно, притока подземных вод извне ($Q_{п.\,подз} = 0$). Отток подземных вод $Q_{о.\,подз}$ из бассейнов, речная сеть которых дренирует полностью подземные воды, происходит лишь через замыкающий створ основной реки (в виде подземной составляющей $Q_{подз}$ общего речного стока Q).

Уравнение водного баланса замкнутого речного бассейна в естественных условиях имеет вид

$$P - E - Q = \Delta S, \tag{1.40}$$

а при расчленении общего речного стока Q на поверхностную $Q_{пов}$ и подземную $Q_{подз}$ составляющие оно может быть представлено в виде

$$P - E - Q_{пов} - Q_{подз} = \Delta S. \tag{1.41}$$

В отличие от замкнутых, имеются так называемые «висячие» речные бассейны, реки которых не дренируют воды основных водоносных горизонтов $Q'_{подз}$. Сток в замыкающих створах этих рек Q' включает в себя в основном лишь поверхностную составляющую зональной величины общего речного стока $Q'_{пов}$, т. е. занижен на величину недренируемого подземного стока $Q'_{подз}$. К числу висячих речных бассейнов относятся обычно водосборы малых рек засушливых районов, для которых характерно глубокое залегание основных безнапорных водоносных горизонтов. Уравнение водного баланса таких речных бассейнов следует записывать в виде

$$P - E - Q'_{пов} - Q'_{подз} = \Delta S. \tag{1.42}$$

1.4.2. Уравнение водного баланса горного ледника

Уравнение водного баланса горного ледника для короткого интервала времени (месяц, сезон и т. д.) имеет вид

$$P_{ледн} + Q_{мет,\ лав} + \Delta S_{п.\ з} - Q_{о} - E_{ледн} = \Delta S_{ледн}, \tag{1.43}$$

где $P_{ледн}$ — количество выпавших за расчетный период на поверхность ледника твердых осадков; $Q_{мет,\ лав}$ — количество льда и снега, поступивших на поверхность ледника за счет лавин и метелевого переноса снега; $\Delta S_{п.\ з}$ — количество талой воды, поступившей к леднику с прилегающих склонов гор и замерзшей в толще фирна; $Q_{о}$ — отток вод от ледника за счет растаявшего снега и льда тела ледника и притока к нему талых вод с прилегающих склонов гор; $E_{ледн}$ — испарение с поверхности ледника; $\Delta S_{ледн}$ — изменение общего запаса воды в льде и снеге горного ледника за рассматриваемый период [209].

1.4.3. Уравнения водного баланса проточного и бессточного озер

Уравнение водного баланса проточного озера может быть представлено в виде

$$P_{оз} + Q_{п} + Q_{п.\ подз} - E_{оз} - Q_{о} - Q_{о.\ подз} = \Delta S_{оз}, \tag{1.44}$$

где $P_{оз}$ — осадки на зеркало водоема; $Q_{п}$, $Q_{п.\ подз}$ — приток в озеро соответственно поверхностных и подземных вод; $E_{оз}$ — испарение с водоема; $Q_{о}$, $Q_{о.\ подз}$ — отток из озера соответственно поверхно-

стным и подземным путем; $\Delta S_{оз}$ — изменение запаса воды в озере за расчетный интервал времени.

Для бессточного озера $Q_о$ и $Q_{о.подз}$ равны нулю и уравнение баланса записывается следующим образом:

$$P_{оз} + Q_п + Q_{п.подз} - E_{оз} = \Delta S_{оз}. \quad (1.45)$$

За многолетний период, охватывающий несколько замкнутых циклов, включающих многоводные и маловодные фазы водности, величина $\Delta S_{оз} = 0$, и уравнения (1.44) и (1.45) для годового интервала времени принимают вид:

$$P_{оз} + Q_п + Q_{п.подз} - E_{оз} - Q_о - Q_{о.подз} = 0; \quad (1.44а)$$

$$P_{оз} + Q_п + Q_{п.подз} - E_{оз} = 0. \quad (1.45а)$$

Для крупных озер подземные составляющие притока $Q_{п.подз}$ и оттока $Q_{о.подз}$ вод обычно весьма незначительны в сравнении с поверхностным притоком $Q_п$ и оттоком $Q_о$, поэтому уравнения (1.44а) и (1.45а) имеют вид:

$$P_{оз} + Q_п - E_{оз} - Q_о = 0; \quad (1.44б)$$

$$P_{оз} + Q_п - E_{оз} = 0. \quad (1.45б)$$

Последние два уравнения широко используются для количественной оценки одного из их элементов ($Q_п$, $Q_о$ или $E_{оз}$) как остаточного члена. Уравнение (1.45б) особенно часто используется для определения норм годового испарения с бессточных озер.

1.4.4. Уравнения водного баланса низинного и верхового болот

Уравнение водного баланса низинных болот имеет вид

$$P_{бол} + Q_{п1} + Q_{п2} + Q_{п.подз} - Q_о \pm Q_{глуб} - E_{бол} = \Delta S_{бол}, \quad (1.46)$$

где $P_{бол}$ — осадки на поверхность болота; $Q_{п1}$ — приток к болоту поверхностных вод по руслам рек и ручьев; $Q_{п2}$ — приток воды по склонам суходолов, окружающих болото; $Q_{п.подз}$ — приток в торфяную залежь грунтовых вод из водоносных слоев окружающих болото суходолов; $Q_о$ — отток вод из болота по вытекающим из него рекам, ручьям и рассредоточенным потокам; $Q_{глуб}$ — вертикальный водообмен (чаще — восходящие потоки воды) между торфяной залежью и подстилающим ее минеральным грунтом; $E_{бол}$ — испарение с поверхности болота; $\Delta S_{бол}$ — изменение влагозапасов в деятельном слое болота за расчетный период. Для низинных болот наиболее трудно измеримыми элементами баланса являются приток склоновых $Q_{п2}$ и грунтовых $Q_{п.подз}$ вод и вертикальный водообмен $Q_{глуб}$, которые обычно вычисляются суммарно как остаточный член уравнения (1.46).

Уравнение водного баланса для верхового болота, не имеющего притока вод со смежных территорий и из подстилающих грунтов, записывается следующим образом:

$$P_{бол} - Q_o - E_{бол} = \Delta S_{бол}, \qquad (1.47)$$

где все обозначения прежние.

При отсутствии данных наблюдений за уровнями болотных вод и коэффициентами водоотдачи деятельного слоя торфяной залежи верхового болота, необходимых для определения величины $\Delta S_{бол}$, она может быть рассчитана по уравнению (1.47) на основании данных измерений осадков, стока и испарения.

1.4.5. Уравнение водного баланса участка реки

Уравнение водного баланса для участка реки с естественным гидрологическим режимом имеет вид

$$P_{русл} + Q_{п.\,в} + Q_{п.\,бок} + Q_{п.\,подз} - (Q_o + E_{русл} + Q_{о.\,подз}) = \Delta S_{русл}, \qquad (1.48)$$

где $P_{русл}$ — осадки на водную поверхность реки на данном участке (между верхним и нижним гидрометрическими створами); $Q_{п.\,в}$ — приток воды на данный участок реки через верхний гидрометрический створ; $Q_{п.\,бок}$ — боковой приток воды в реку на данном ее участке (сток всех притоков, впадающих в реку, и склоновый поверхностный сток с междуречных прибрежных частей водосборной площади); $Q_{п.\,подз}$ — приток подземных вод в реку на рассматриваемом ее участке; Q_o — отток воды через нижний гидрометрический створ реки; $E_{русл}$ — испарение с открытой и заросшей растительностью водной поверхности реки (включая затопляемую высокими водами пойму); $Q_{о.\,подз}$ — отток вод из русла реки подземным путем; $\Delta S_{русл}$ — изменение запаса воды на данном участке реки за расчетный интервал времени. Величина $\Delta S_{русл}$ положительна в тех случаях, когда сумма приходных составляющих превышает сумму расходных, что обычно бывает в период подъема половодья или паводка, и, наоборот, отрицательна при превышении расходных элементов над приходными (обычно в период спада половодья или паводка). За весь период половодья или паводка, а также в меженные, особенно летние периоды с установившимся или мало меняющимся режимом стока, величина $\Delta S_{русл}$ сравнительно невелика.

Водные балансы для участков рек (русловые водные балансы) с естественным их водным режимом могут использоваться для контроля гидрометрического учета стока воды в нижнем (или верхнем) створе того или иного участка реки и позволяют более обоснованно производить увязку значений стока воды по длине рек. Русловые водные балансы могут найти широкое применение при расчетах балансов взвешенных наносов, солей, биогенных и других веществ, а также гидробионтов.

Составление русловых водных балансов имеет большое практическое значение для участков рек зоны интенсивного хозяйственного использования водных ресурсов. В этом случае в уравнение руслового водного баланса должны включаться компоненты, характеризующие величины забора воды и сброса использованных вод.

1.5. Преобразование водного баланса под влиянием хозяйственной деятельности

1.5.1. Краткая история вопроса

Влияние, оказываемое деятельностью человека на водный баланс и водный режим рек, издавна привлекало внимание ученых и практиков. Еще в середине XVIII в. была установлена взаимосвязь между состоянием лесов на водосборах и режимом рек в лесных и лесостепных районах умеренного климата (в России и странах Западной Европы). В 40-х годах XIX в. созданная в Петербургской академии наук комиссия (в состав ее входили академики К. Ф. Бэр и П. И. Кеппен) специально изучала вопрос об изменении водного режима р. Волги в результате вырубки лесов в ее бассейне [58]. Эти наиболее ранние в России исследования, интересные как исторический факт, не могли привести к определенным выводам в основном из-за отсутствия достоверных количественных данных о режиме рек.

Огромный вклад в развитие научных представлений об изменении природы под влиянием деятельности человека внес Ф. Энгельс, уделявший много внимания последствиям неупорядоченной хозяйственной деятельности [58].

Во второй половине прошлого столетия исследования проблемы влияния на сток вырубки лесов и распашки были связаны с именами Г. Векса, Г. Берггауза, Г. Марша и других, сделавших вывод о неизменности водности рек, и с именами В. В. Докучаева, А. А. Измаильского и П. А. Костычева, показавшими в конце прошлого века важную роль антропогенных изменений почвенного и растительного покровов на водный режим и речной сток. Дальнейшее развитие этой проблемы связано с деятельностью многих советских и зарубежных ученых, среди которых прежде всего следует назвать В. Г. Глушкова. На протяжении примерно 70 лет текущего столетия в исследованиях этой проблемы существовали два направления: сторонников преимущественного влияния на водный режим климатических факторов и, наоборот, сторонников преимущественно антропогенных изменений стока под влиянием агротехнических и лесомелиоративных мероприятий, проводимых на речных водосборах. Главная причина различий в результатах исследований заключалась в разнообразии исходных материалов и в неравноценности по степени надежности применявшихся ими методик. В последние два десятилетия трудами А. П. Бочкова, С. Ф. Федорова, В. Е. Водогрецкого, Н. И. Коронкевича и других достигнуты определенные успехи и некоторое сближение количе-

ственных оценок последствий влияния агротехнических и лесомелиоративных мероприятий на речной сток [24, 52, 58, 139, 177, 190, 246, 306, 319].

В аридных районах мира древние народы наряду с пассивным использованием рек издавна применяли методы активного вмешательства в их естественный режим в целях изменения его для своих хозяйственных нужд (строительство оросительных каналов в Месопотамии и Египте, Китае и Индии, Средней Азии и Закавказье, Греции и Риме), начали организовывать водомерные наблюдения на реках в целях прогноза урожаев, учета и распределения поливных вод (в Египте и Средней Азии) [308]. Пассивное приспособление к условиям природной среды на ранних ступенях развития общества по мере роста производительных сил постепенно сменялось активным использованием природных ресурсов и увеличивающимся вмешательством человека в природные, в частности, в гидрологические процессы.

Настоящее время характеризуется вступлением этих взаимоотношений в новый этап — преобразование природы путем целенаправленных и выгодных обществу воздействий на нее. Формы и инженерные средства направленного преобразования водного баланса весьма разнообразны. В зависимости от физико-географических условий территории и особенностей ее водного режима это может быть регулирование речного стока водохранилищами и его межбассейновые переброски, пополнение дефицита влагозапасов зоны аэрации разными способами орошения, освобождение ее от излишних влагозапасов путем осушения, снегозадержание, различные агротехнические мероприятия, вырубки леса и лесопосадки и т. п. [34]. Чаще всего применяется не одна какая-либо форма воздействия на водный баланс, а комплекс разных мероприятий. Активное воздействие на водный баланс с целью его преобразования осуществляется на основании инженерного расчета по заранее составленному проекту и, в принципе, должно давать ожидаемый, заранее запланированный результат. Однако иногда вследствие неполноты знаний этот результат не отвечает исходным намерениям, а иногда сопровождается непредвиденными (не предусмотренными проектом) побочными эффектами. Кроме того, при различных формах хозяйственного использования водосбора (эксплуатация лесов, распашка земель, мелиорация болот и заболоченных земель, интенсификация сельского хозяйства, урбанизация территории и т. д.) могут изменяться естественные условия формирования водного баланса, приводящие к его обычно непреднамеренному преобразованию.

Использование речных вод в СССР для нужд промышленности, теплогидроэнергетики, водоснабжения городов, рабочих поселков и сельских населенных пунктов непрерывно возрастает в связи с интенсивным развитием народного хозяйства. В районах недостаточного и неустойчивого увлажнения все большее распространение получают оросительные, агротехнические, лесомелиоративные и другие мероприятия, в районах распространения болот и забо-

лоченных земель — осушительные, а при использовании осушенных земель в сельском хозяйстве — также комплексные осушительно-увлажнительные мероприятия, направленные на улучшение водного режима почвогрунтов и повышение урожайности сельскохозяйственных культур. Ввиду неравномерного распределения водных ресурсов на территории все актуальнее становится вопрос о проведении крупных переброс часть стока из избыточно увлажненных или малообжитых неосвоенных территорий в густонаселенные засушливые или интенсивно осваиваемые районы с недостаточными ресурсами воды для удовлетворения растущих нужд промышленности и сельского хозяйства.

Под влиянием перечисленных хозяйственных мероприятий естественный водный баланс бассейнов рек, морей, озер и т. д., на водосборной площади которых они проводятся, преобразуется. Оценка изменения элементов водного баланса под влиянием отдельных факторов хозяйственной деятельности и всего их комплекса, исследование и анализ преобразованного водного баланса речных бассейнов представляют значительный научный и практический интерес, в особенности при составлении перспективных водохозяйственных балансов, региональных и генеральной схем комплексного использования и охраны водных ресурсов.

Исследованию влияния перечисленных мероприятий на элементы водного баланса посвящено большое число публикаций. Среди них следует особо отметить обстоятельные работы М. И. Львовича и его учеников [58, 84, 139, 174, 177], А. П. Бочкова [24], В. Е. Водогрецкого [52, 190], В. В. Рахманова [246] и С. Ф. Федорова [306], в которых приведены результаты собственных и критические обзоры предшествующих исследований влияния неорошаемого земледелия и леса на сток и другие элементы водного баланса; работы В. Г. Андреянова и Г. С. Семеновой [9], А. Г. Булавко [35], И. А. Шикломанова [319, 320], посвященные широкому кругу вопросов влияния разных видов хозяйственной деятельности на сток рек, а также монографию М. И. Будыко [33], в которой значительное внимание уделено проблеме антропогенного влияния на климат. Изложение методов и основных результатов исследования водного баланса орошаемых земель дается в работах С. И. Харченко [312] и Л. В. Дунина-Барковского [103], урбанизированных территорий — в книге В. В. Куприянова [167], осушенных болот и заболоченных территорий — в книге А. Г. Булавко [34], методики составления русловых водных балансов участков рек с напряженным водохозяйственным балансом — в работе [202]. Проблеме межзонального перераспределения водных ресурсов СССР посвящены коллективные монографии [51, 187]. Основные положения методики и результаты расчета изменения испарения, бассейновых запасов воды и стока, составления и анализа современного и перспективного водного баланса под влиянием отдельных факторов хозяйственной деятельности и всего их комплекса приводятся, в частности, на примерах рек Оби и Иртыша в работах [233, 237 и др.].

В работах Ю. Лямбора (1955 г.) и А. М. Грина (1965 г.) даются первые классификации водных балансов бассейнов рек с учетом степени их хозяйственного использования [34, 84]. Лямбором выделяются: а) первичный (девственный) водный баланс, охватывающий ряд прошедших веков в пределах современной геологической эпохи; б) естественный (первичный) водный баланс, не содержащий элементов искусственного управления влагооборотом (естественный) или содержащий не поддающиеся выделению антропогенные составляющие (первичный баланс); в) баланс водопотребления, отражающий не только существующее состояние водных ресурсов, но и потребности в них (без рассмотрения возможностей и путей покрытия потребностей в случае, если они превышают ресурсы). Кроме этих балансов Лямбором рассматриваются разновидности водохозяйственного баланса: планируемый, перспективный и оперативный.

А. М. Грин применительно к условиям Центрально-Черноземного района лесостепной зоны выделяет [84] водные балансы: а) естественный, отражающий гидрологические условия, совершенно не подвергшиеся воздействию человеческой деятельности; б) стихийно преобразованный водный баланс прошлого, когда воздействие человека было непреднамеренным, стихийным; в) частично преобразованный мероприятиями социалистического земледелия (за период 1925—1950 гг.); г) современный, отражающий влияние всего многообразия хозяйственной деятельности человека на водный баланс в современных условиях; д) активно преобразованный водный баланс на перспективу, отражающий его ожидаемые изменения в результате планомерно осуществляемых водохозяйственных мероприятий, т. е. прогнозируемый водный баланс [34, 84].

1.5.2. Методические основы составления водных балансов, преобразованных в результате хозяйственной деятельности

Уравнение среднего годового водного баланса речного бассейна в условиях интенсивной хозяйственной деятельности, оказывающей количественное влияние на осадки, сток, испарение и «вековые» запасы влаги на поверхности (в болотах, озерах и т. д.) и в толще почвогрунтов бассейна (в подземных водоносных слоях), в общем случае может быть представлено в виде

$$Q' = P' - E' \pm \Delta S_x; \qquad (1.49)$$

в естественных (неизмененных или очень слабо измененных хозяйственной деятельностью) условиях, когда элементы баланса практически не подверглись количественным изменениям, уравнение среднего годового баланса, как отмечалось ранее, имеет вид $Q = P - E$. Вычитая почленно это уравнение из уравнения (1.49), получаем

$$\Delta Q_x = \Delta P_x - \Delta E_x \pm \Delta S_x. \qquad (1.50)$$

Здесь Q, P, E — средние годовые значения речного стока, атмосферных осадков и суммарного испарения; Q', P', E' — соответствующие величины с учетом их изменений ($\Delta Q_х$, $\Delta P_х$, $\Delta E_х$) под влиянием хозяйственной деятельности: $Q' = Q + \Delta Q_х$; $P' = P + \Delta P_х$; $E' = E + \Delta E_х$; $\Delta S_х$ — среднее годовое изменение запасов воды в бассейне, вызванное влиянием хозяйственной деятельности.

Практическое значение уравнения (1.50) состоит в том, что, зная величины и знак изменений трех его элементов (например, $\Delta P_х$, $\Delta E_х$, $\pm\Delta S_х$), можно определить значение изменения четвертого (например, $\Delta Q_х$). В свою очередь по известным значениям осадков, стока и испарения в естественных условиях (P, Q, E) и их изменений ($\Delta P_х$, $\Delta Q_х$, $\Delta E_х$, а также $\pm\Delta S_х$) можно определить значения элементов преобразованного водного баланса (1.49) в условиях интенсивной хозяйственной деятельности. Такие расчеты могут быть сделаны на определенные расчетные уровни (годы) в прошлом, настоящем и будущем, характеризующиеся разной степенью влияния хозяйственной деятельности на элементы водного баланса.

Уравнения (1.49) и (1.50) справедливы для замкнутых речных бассейнов, у которых отсутствует естественный подземный водообмен со смежными территориями, и для таких условий хозяйственной деятельности, когда не производятся переброски части речного стока за пределы бассейна $Q_{\text{перебр. о}}$ или в его пределы из смежных бассейнов $Q_{\text{перебр. п}}$, закачки воды $Q_{\text{зак. глуб}}$ в глубокие нефтеносные пласты для поддержания в них внутрипластового давления при нефтедобыче и откачки воды $Q_{\text{отк. глуб}}$ (при горнорудных и других работах) из глубоких водоносных слоев, находящихся ниже уровня дренирования речной сетью, с последующим использованием и сбросом этих вод в реку.

В случаях, когда величины $Q_{\text{перебр. о}}$, $Q_{\text{перебр. п}}$, $Q_{\text{зак. глуб}}$ и $Q_{\text{отк. глуб}}$ не являются очень малыми, они должны быть включены как самостоятельные члены в уравнения (1.49) и (1.50). При этом указанные уравнения примут вид:

$$Q' = P' - E' \pm \Delta S_х + Q_{\text{перебр. п}} + Q_{\text{отк. глуб}} - Q_{\text{перебр. о}} - Q_{\text{зак. глуб}}; \tag{1.49а}$$

$$\Delta Q_х = \Delta P_х - \Delta E_х \pm \Delta S_х + Q_{\text{перебр. п}} + Q_{\text{отк. глуб}} - Q_{\text{перебр. о}} - Q_{\text{зак. глуб}}. \tag{1.50а}$$

Ввиду непостоянства во времени изменений элементов водного баланса под влиянием перечисленных выше видов хозяйственной деятельности они могут быть включены в уравнение среднего годового водного баланса для конкретных лет (расчетных уровней) лишь при допущении постоянства значений этих изменений за весь период. В таком случае уравнения преобразованного водного баланса (1.49) и (1.49а) могут рассматриваться как уравнения среднего годового водного баланса за расчетный период, который в среднем характеризуется теми же (как и в естественных условиях, до осуществления хозяйственных мероприятий) средними

годовыми значениями естественных осадков, стока и испарения. При использовании этих уравнений для составления водного баланса на конкретные годы (расчетные уровни) антропогенные изменения этих элементов (и изменений вековых бассейновых запасов воды) под влиянием комплекса факторов хозяйственной деятельности должны быть приняты условно постоянными в течение всего расчётного периода.

Возможные изменения атмосферного влагооборота под влиянием хозяйственной деятельности в данной работе не рассматриваются, а изменения осадков, испарения и стока в результате возможного преобразования влагооборота над территорией речных бассейнов не учитываются (условно приняты равными нулю). Кроме того, ввиду предполагаемого весьма малого изменения осадков ΔP_x под влиянием комплекса осуществленных и планируемых водохозяйственных мероприятий ΔP_x принято равным нулю.

Входящие в уравнения (1.49а) и (1.50а) суммарные значения изменения испарения ΔE_x и бассейновых запасов воды ΔS_x могут быть представлены соответственно формулами [119, 237]:

$$\Delta E_x = \Delta E_{а.\,л} + \Delta E_{ор} + \Delta E_{ос.\,сх} + \Delta E_{вдсн} + \Delta E_{вдхр} + \Delta E_{пр} - \Delta E_{русл}; \quad (1.51)$$

$$\Delta S_x = \Delta S_{нак} - \Delta S_{расх} = \Delta S_{ч} + \Delta S_{л} + \Delta S_{бер} - \Delta S_{ос.\,сраб}. \quad (1.52)$$

В правую часть уравнения (1.51) входят величины изменения испарения с поверхности бассейна в результате агролесомелиоративных мероприятий $\Delta E_{а.\,л}$, орошения засушливых территорий $\Delta E_{ор}$, регулирования водного режима почвогрунтов или торфяной залежи на осушенных землях или болотах $\Delta E_{ос.\,сх}$, при водоснабжении $\Delta E_{вдсн} = \Delta E_{пром} + \Delta E_{т.\,эн} + \Delta E_{гор} + \Delta E_{сел}$ промышленных предприятий $\Delta E_{пром}$, тепловых электростанций $\Delta E_{т.\,эн}$, населения городов $\Delta E_{гор}$ и сельских населенных пунктов $\Delta E_{сел}$, из-за сооружения водохранилищ $\Delta E_{вдхр} = \Delta E_{зат} + \Delta E_{подт}$ в результате дополнительного испарения при затоплении $\Delta E_{зат}$ и подтоплении $\Delta E_{подт}$ земель, а также в результате создания прудов $\Delta E_{пр}$. Сюда входит также величина уменьшения испарения с русел и пойм $\Delta E_{русл}$ ниже водохранилищ, регулирующих сток, и мест отъема речных вод на переброски и другие нужды.

Правая часть уравнения (1.52) включает величину увеличения бассейновых запасов воды $\Delta S_{нак}$ в результате ее аккумуляции в чаше $\Delta S_{ч}$, ложе $\Delta S_{л}$ и береговой зоне водохранилища $\Delta S_{бер}$, а также величину уменьшения суммарных запасов воды $\Delta S_{расх}$ в бассейне в результате сработки вековых запасов болотных и грунтовых вод при осушении $\Delta S_{ос,\,сраб}$.

Величины изменений испарения ΔE_{xi} и суммарных запасов воды ΔS_{xi} под влиянием каждого (i-того) из перечисленных выше факторов хозяйственной деятельности, входящие в уравнения (1.51) и (1.52), определяют соответствующие изменения речного

стока $\Delta Q_{хi}$. При этом, как следует из уравнений (1.49) и (1.49а), антропогенное увеличение испарения E приводит к равному по значению уменьшению стока Q, а антропогенное увеличение суммарных запасов воды в бассейне $\Delta E_х$ — также к соответствующему уменьшению стока Q.

Таким образом, в качестве расчетных уравнений для определения антропогенного изменения среднего годового стока могут быть приняты уравнения (1.50) и (1.50а), для оценки изменения испарения — уравнение (1.51), для вычисления изменения суммарных запасов воды в бассейне — уравнение (1.52), а для составления водного баланса, преобразованного в результате влияния хозяйственной деятельности,— уравнения (1.49) и (1.49а). При практическом использовании этих уравнений и анализе полученных результатов необходимо учитывать следующие обстоятельства. Дополнительные потери воды на испарение с водохранилищ и прудов происходят в течение всего периода их фактической эксплуатации. Это их влияние на испарение (и сток) с ростом числа действующих водохранилищ и прудов в данном бассейне непрерывно увеличивается, поэтому оценка суммарного влияния на эти элементы баланса всей совокупности водохранилищ и прудов, действующих или запроектированных к определенному году (расчетному уровню), производится сложением соответствующих значений изменений испарения (или стока) под влиянием отдельных водохранилищ и прудов.

Иной характер носит влияние на сток таких потерь воды при создании водохранилищ и прудов, как наполнение водой чаши водохранилища $\Delta S_ч$, расходование воды на насыщение почвогрунтов его ложа $\Delta S_л$ и береговой зоны $\Delta S_{бер}$. Эти процессы происходят обычно лишь в течение непродолжительного ряда лет с начала заполнения водохранилища (или пруда) водой, а затем их влияние на сток становится почти незаметным и может не учитываться. Оценка величин $\Delta S_ч$, $\Delta S_л$ и $\Delta S_{бер}$ производится в среднем для расчетных периодов с учетом фактического или планируемого ввода в эксплуатацию конкретных водохранилищ и прудов. Нередки случаи, когда учесть эти потери при создании прудов не представляется возможным из-за отсутствия необходимых для расчета исходных данных.

Для научных или практических целей бывает необходимо оценить изменение стока под влиянием всего комплекса факторов хозяйственной деятельности в среднем за длительный период, в течение которого хозяйственная деятельность была весьма различной. Этот длительный период целесообразно разделить на несколько более или менее однородных периодов и произвести оценку изменений стока для каждого из них в отдельности. Затем рассчитывается среднее взвешенное значение изменения стока (или другого элемента водного баланса) для всего длительного периода. Именно таким путем следует оценивать средние значения антропогенных изменений норм стока, испарения и других элементов баланса.

Таблица 4

Изменения стока, испарения и суммарных влагозапасов в бассейнах больших рек (на примере больших рек Сибири и Дальнего Востока) под влиянием отдельных факторов хозяйственной деятельности и всего их комплекса

Водохозяйственные мероприятия и их гидрологические последствия (причина изменения стока)	Снижение стока рек (до устья) под влиянием хозяйственной деятельности на уровень											
	1950 г.						1980 г.					
	Обь	Иртыш	Енисей	Ангара	Лена	Амур	Обь	Иртыш	Енисей	Ангара	Лена	Амур
Агролесомелиорация (увеличение испарения)	—1,60	—0,90	—0,10	—0,10	0,00	0,00	—3,20	—2,50	—0,13	—0,13	0,00	—0,24
Орошение засушливых территорий (увеличение испарения)	—0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—1,35	—1,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Осушение низинных болот и заболоченных земель (увеличение испарения и уменьшение суммарных запасов воды в бассейне)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,49	0,30	0,00	0,00	0,00
В том числе: сработка вековых запасов болотных и грунтовых вод (уменьшение суммарных запасов воды)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,68	0,54	0,33	0,00	0,00	0,00
дополнительное испарение с осушенных территорий	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—0,06	—0,05	—0,03	0,00	0,00	0,00

Водоснабжение (увеличение испарения)	—0,77	—0,34	—0,21	—0,07	—0,03	—0,06	—2,80	—1,95	—0,77	—0,42	—0,08	—0,25
Сооружение водохранилищ (увеличение испарения и суммарных запасов воды в бассейне)	—0,04	—0,04	0,00	0,00	0,00	—0,01	—6,10	—5,35	—16,8	0,00	—8,27	—11,3
В том числе:												
дополнительное испарение с затопленных и подтопленных территорий	—0,02	—0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	—2,74	—2,49	—1,05	—0,44	—0,46	—0,11
аккумуляция воды (увеличение запаса воды) в чаше, ложе и береговой зоне водохранилищ	—0,02	—0,03	0,00	0,00	0,00	—0,01	—3,36	—2,86	—15,7	—3,17	—7,81	—11,2
Сооружение прудов (дополнительное испарение)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—0,14	—0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
Переброска воды в пределы бассейна	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
Переброска воды за пределы бассейна	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—2,20	—2,20	0,00	0,00	0,00	0,00
Суммарное уменьшение стока реки	—2,45	—1,28	—0,31	—0,17	—0,03	—0,07	—15,1	—12,6	—17,4	—4,16	—8,35	—11,8
В том числе за счет:												
увеличения испарения	—2,43	—1,25	—0,31	—0,17	—0,03	—0,06	—10,3	—8,20	—1,98	—0,99	—0,54	—0,60
изменения запасов воды в бассейне	—0,02	—0,03	0,00	0,00	0,00	—0,01	—2,68	—2,32	—15,4	—3,17	—7,81	—11,2
за счет переброс стока воды	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—2,10	—2,10	0,00	0,00	0,00	0,00

Водохозяйственные мероприятия и их гидрологические последствия (причина изменения стока)	Снижение стока рек (до устья) под влиянием хозяйственной деятельности на уровень											
	В будущем						В отдаленном будущем					
	Обь	Иртыш	Енисей	Ангара	Лена	Амур	Обь	Иртыш	Енисей	Ангара	Лена	Амур
Агролесомелиорация (увеличение испарения)	—3,70	—2,90	—0,13	—0,13	0,00	—0,32	—4,20	—3,30	—0,13	—0,13	0,00	—0,40
Орошение засушливых территорий (увеличение испарения)	—2,78	—2,24	0,00	0,00	0,00	0,00	—5,02	—3,92	0,00	0,00	0,00	0,00
Осушение низинных болот и заболоченных земель (увеличение испарения и уменьшение суммарных запасов воды в бассейне)	1,37	1,10	0,12	0,00	0,00	0,00	—0,58	—0,46	0,02	0,00	0,00	0,00
В том числе:												
сработка вековых запасов болотных и грунтовых вод (уменьшение суммарных запасов воды)	1,99	1,59	0,33	0,00	0,00	0,00	0,95	0,76	0,58	0,00	0,00	0,00
дополнительное испарение с осушенных территорий	—0,62	—0,49	—0,21	0,00	0,00	0,00	—1,53	—1,22	—0,60	0,00	0,00	0,00
Водоснабжение (увеличение испарения)	—4,55	—2,75	—1,23	—0,66	—0,11	—0,40	—5,72	—3,50	—1,59	—0,90	—0,15	—0,57

Сооружение водохранилищ (увеличение испарения и суммарных запасов воды в бассейне)	—11,1	—3,36	—18,1	—0,79	—13,4	—2,01	—5,98	—3,15	—42,6	—0,74	—11,0	—1,05
В том числе: дополнительное испарение с затопленных и подтопленных территорий	—3,55	—3,05	—1,62	—0,74	—0,63	—0,13	—4,29	—3,12	—3,30	—0,74	—0,66	—0,14
аккумуляция воды (увеличение запаса воды) в чаше, ложе и береговой зоне водохранилищ	—7,57	—0,31	—16,5	—0,05	—12,8	—1,88	—1,69	—0,03	—39,3	0,00	—10,3	—0,91
Сооружение прудов (дополнительное испарение)	—0,18	—0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	—0,21	—0,16	0,00	0,00	0,00	0,00
Переброска воды в пределы бассейна	0,90	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	2,60	2,60	0,00	0,00	0,00	0,00
Переброска воды за пределы бассейна	—2,20	—2,20	0,00	0,00	0,00	0,00	—2,20	—2,20	0,00	0,00	0,00	0,00
Суммарное уменьшение стока реки	—22,3	—11,6	—19,4	—1,58	—13,5	—2,73	—21,3	—14,1	—44,3	—1,77	—11,1	—2,02
В том числе за счет: увеличения испарения	—15,4	—11,6	—3,19	—1,53	—0,74	—0,85	—21,0	—15,2	—5,62	—1,77	—0,81	—1,11
изменения запасов воды в бассейне	—5,58	1,28	—16,2	—0,05	—12,8	—1,88	—0,74	0,73	—38,7	0,00	—10,3	—0,91
за счет переброс стока воды	—1,30	—1,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00

Примечания: 1. Значения уменьшения речного стока в таблице даются с отрицательным знаком, а значения увеличения речного стока под влиянием сработки вековых запасов воды (в результате осушения болот в бассейнах рек Оби, Иртыша и Енисея) и переброски воды (в пределы бассейнов рек Оби и Иртыша) приведены со знаком плюс.

2. Для бассейнов рек Оби и Иртыша данные об уменьшении стока в будущем и отдаленном будущем приведены для случая, если не будет осуществляться грандиозный проект переброски части стока этих рек в Казахстан и Среднюю Азию.

3. Значения аккумуляции воды в чаше, ложе и береговой зоне водохранилищ получены как средние значения соответственно за предшествующие периоды 1940—1950, 1975—1980 и за расчетные периоды в будущем.

Таблица 5

Естественный и преобразованный водный баланс бассейнов больших рек (на примере больших рек Сибири и Дальнего Востока)

Расчетный уровень (год)	Элементы водного баланса							Коэффициент стока реки до устья
	осадки	речной сток		суммарное испарение	изменение суммарных запасов воды в бассейне			
		в устье реки	перебрасываемый			накопление	расходование	
			за пределы бассейна	в пределы бассейна				
	р. Обь — устье, $A=2\,454\,000$ км²							
К 1950	1395	399	0	0	996	0	0	0,29
На 1980	1395	383,9	—2,2	0,1	1006,3	—3,4	0,7	0,28
В будущем	1395	376,7	—2,2	0,9	1011,4	—7,6	2,0	0,27
В отдаленном будущем	1395	377,7	—2,2	2,6	1017,0	—1,7	1,0	0,27
	р. Иртыш — устье, $A=1\,122\,000$ км²							
К 1950	572	88,5	0	0	483,5	0	0	0,15
На 1980	572	75,9	—2,2	0,1	491,7	—2,8	0,5	0,13
В будущем	572	76,9	—2,2	0,9	495,1	—0,3	1,6	0,13
В отдаленном будущем	572	74,4	—2,2	2,6	498,7	0,0	0,7	0,13
	р. Енисей — устье, $A=2\,580\,000$ км²							
К 1950	1260	632	0	0	628	0	0	0,50
На 1980	1260	614,6	0	0	630	—15,4	0	0,49
В будущем	1260	612,6	0	0	631,2	—16,2	0	0,49
В отдаленном будущем	1260	587,7	0	0	633,6	—38,7	0	0,47
	р. Ангара — устье, $A=1\,039\,000$ км²							
К 1950	416	156	0	0	260	0	0	0,38
На 1980	416	144,2	0	0	260,6	—11,2	0	0,35
В будущем	416	153,3	0	0	260,8	—1,9	0	0,37
В отдаленном будущем	416	154,0	0	0	261,1	—0,9	0	0,37
	р. Лена — устье, $A=2\,490\,000$ км²							
К 1950	1053	536	0	0	517	0	0	0,51
На 1980	1053	527,7	0	0	517,5	—7,8	0,0	0,50
В будущем	1053	522,5	0	0	517,7	—12,8	0,0	0,50
В отдаленном будущем	1053	524,9	0	0	517,8	—10,3	0,0	0,50
	р. Амур — устье, $A=1\,855\,000$ км²							
К 1950	1104	352	0	0	752	0	0	0,32
На 1980	1104	340,2	0	0	752,6	—11,2	0,0	0,31
В будущем	1104	349,3	0	0	752,8	—1,9	0,0	0,32
В отдаленном будущем	1104	350,0	0	0	753,1	—0,9	0,0	0,32

Примечания. 1. Знаком минус (—) обозначены данные, характеризующие уменьшение речного стока в рассматриваемом бассейне.

2. Для бассейнов рек Оби и Иртыша приведены данные о водном балансе и его возможных антропогенных преобразованиях на сточной площади (не включая замкнутые «бессточные» понижения) без учета возможных последствий осуществления проекта переброски части их стока в Казахстан и Среднюю Азию.

3. Для рек Оби, Иртыша, Енисея приведены уточненные данные о норме годового стока, восстановленного с учетом аккумуляции и сработки воды в действующих водохранилищах.

В качестве примеров приводятся результаты исследований и расчетов средних годовых значений изменений стока, испарения и суммарных влагозапасов в бассейнах больших рек Сибири и Дальнего Востока под влиянием отдельных факторов хозяйственной деятельности и всего их комплекса на различные расчетные уровни (табл. 4), а также данные о естественном (примерно до 1950 г.) и преобразованном под влиянием антропогенных факторов современном (на 1980 г.) и перспективном водном балансе этих речных бассейнов (табл. 5).

Аналогично приведенным выше уравнениям (1.49)—(1.52) для речного бассейна подобные уравнения среднего годового водного баланса могут быть составлены для водосборных бассейнов озер, водохранилищ и морей (как сумма уравнений для бассейнов отдельных рек, впадающих в море, с их специфическими проявлениями хозяйственной деятельности). При составлении уравнений преобразованного водного баланса для самих озер, водохранилищ и внутренних морей влияние хозяйственной деятельности в пределах их водосборных площадей учитывается в величине притока речных вод в эти водоемы.

Уравнения водного баланса, преобразованного под влиянием антропогенных факторов, могут быть составлены также и за внутригодовые периоды (месяц, сезон и т. д.). Например, зная величину и знак изменения под влиянием хозяйственной деятельности норм месячных (сезонных и т. д.) осадков $\Delta P_{\text{х. мес}}$, испарения $\Delta E_{\text{х. мес}}$ и стока $\Delta Q_{\text{х. мес}}$, можно определить величину антропогенного изменения приращений суммарных влагозапасов в речном бассейне $\Delta_{\text{х}}(\Delta S_{\text{мес}})$ согласно уравнению

$$\Delta_{\text{х}}(\Delta S_{\text{мес}}) = \Delta P_{\text{х. мес}} - \Delta Q_{\text{х. мес}} - \Delta E_{\text{х. мес}}. \qquad (1.53)$$

Уравнение среднего многолетнего водного баланса речного бассейна за внутригодовые периоды (месяц, сезон и т. д.) в условиях интенсивной хозяйственной деятельности может быть записано в виде

$$\Delta S'_{\text{мес}} = P'_{\text{мес}} - Q'_{\text{мес}} - E'_{\text{мес}} = (P_{\text{мес}} + \Delta P_{\text{х. мес}}) - \\ - (Q_{\text{мес}} + \Delta Q_{\text{х. мес}}) - (E_{\text{мес}} + \Delta E_{\text{х. мес}}), \qquad (1.54)$$

где $P'_{\text{мес}}$, $Q'_{\text{мес}}$, $E'_{\text{мес}}$ — месячные (сезонные и т. д.) значения соответственно осадков, стока и испарения в условиях интенсивной хозяйственной деятельности; $P_{\text{мес}}$, $Q_{\text{мес}}$, $E_{\text{мес}}$ — то же, в естественных (не измененных под влиянием антропогенных факторов) условиях; остальные обозначения — прежние.

С помощью уравнений (1.49)—(1.54) можно рассчитывать значение любого входящего в них элемента, если известны все остальные.

Особый научный и практический интерес представляют будущие преобразованные водные балансы речных бассейнов, например к 1990, 2000 гг.

Такие балансы, составленные с учетом влияния всего комплекса осуществленных в прошлом и намечаемых на будущее водохозяйственных и других мероприятий; позволяют предвидеть, и предотвратить нежелательные антропогенные изменения элементов водного баланса: стока, испарения, суммарных запасов воды в бассейне и т. д. Иными словами, результаты исследования преобразованных перспективных водных балансов позволяют заранее прогнозировать последствия влияния антропогенной деятельности в бассейнах рек, озер и морей на их гидрологический цикл и при необходимости регулировать его изменения в благоприятном для общества направлении. Это может быть достигнуто в результате анализа причин (влияний конкретных хозяйственных мероприятий) тех или иных изменений, и на его основе корректировки планов намечаемых мероприятий. Составление и анализ перспективных водных балансов, преобразованных в результате всего комплекса хозяйственных мероприятий,— новое направление в гидрологических исследованиях. Пока в этом направлении сделаны лишь первые шаги, связанные с исследованием водных балансов за годовой интервал времени. Следующим этапом, очевидно, будет изучение таких балансов для внутригодовых периодов: месяцев, сезонов. Это весьма сложная задача, поскольку методика оценки антропогенных изменений элементов водного баланса за такие интервалы времени в настоящее время разработана еще недостаточно. Однако подобные исследования весьма актуальны, поскольку позволят получить новые научные сведения и обеспечат практику водохозяйственного планирования и проектирования ценной гидрологической информацией, необходимой для совершенствования методики составления водохозяйственных балансов и схем комплексного использования и охраны водных ресурсов.

Следует отметить важное отличие преобразованных перспективных водных балансов речных бассейнов от составляемых на перспективу водохозяйственных балансов. Оно состоит в том, что при исследовании преобразованных перспективных водных балансов определяются будущие измененные значения всех основных его элементов (осадки, сток, испарение, приращение суммарных бассейновых запасов воды) и анализируются их соотношения, а при составлении перспективных водохозяйственных балансов определяются и анализируются соотношения будущих величин водных ресурсов (главным образом ресурсов речного стока, обычно принимаемого без учета антропогенных изменений), водопотребления и водопользования. При составлении перспективных водохозяйственных балансов целесообразно было бы учитывать данные о преобразованном перспективном водном балансе бассейна реки (озера, моря), включая в рассмотрение значение стока на перспективу (тот или иной расчетный уровень), измененного под влиянием антропогенных факторов.

2. ВОДНЫЕ БАЛАНСЫ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

2.1. Общие положения

Для обеспечения запросов производственных, проектных и научных организаций в гидрометеорологических обсерваториях (ГМО) республиканских и территориальных управлений по гидрометеорологии и контролю природной среды (УГКС) Госкомгидромета по многим объектам (речные бассейны, озера, водохранилища и участки рек) составляются так называемые текущие водные балансы за различные периоды времени (месяц, сезон, гидрологический и календарный годы), а для речных бассейнов также и за периоды половодья, паводков и межени.

Работы по расчету водных балансов речных бассейнов, водохранилищ и озер, комплексные воднобалансовые наблюдения на станциях, а также наблюдения за влажностью почвы, уровнем грунтовых вод и состоянием растительного покрова на постоянных участках были организованы и проводятся в УГКС (бывших УГМС) начиная с 1966 г. Госкомгидрометом в 1972 г. были утверждены перечни речных бассейнов, водохранилищ и озер, рек (их участков для расчетов русловых водных балансов), по которым начали выполняться расчеты водных балансов за месяцы, календарные сезоны и гидрологический год; списки малых водосборов воднобалансовых станций, средних и малых речных бассейнов, по которым предусмотрено составление водных балансов за период половодья, летнюю и зимнюю межень, значительные дождевые паводки и за гидрологический год, а также список станций комплексной воднобалансовой сети и программы наблюдений на них и на постоянных участках массовой сети. Всего водные балансы стали составляться до 140 речным бассейнам (без водосборов воднобалансовых станций), 16 озерам, 98 водохранилищам и по 35 участкам на 24 реках Советского Союза.

Методической основой для работ по составлению текущих водных балансов речных бассейнов послужили разработанные в ГГИ Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 73 (1966 г., Валдай) по составлению детальных водных балансов малых и средних речных бассейнов и Методические указания управления Гидрометслужбы № 77 (1968 г., Ленинград) по расчету приближенных балансов крупных речных бассейнов. В этих указаниях приведены расчетные уравнения и рекомендации по методике определения отдельных элементов водного баланса и по составлению сводных таблиц расчета водного баланса речных

бассейнов за гидрологический и календарный годы (по месяцам и зонам). В 1972 г. ГГИ были разработаны и опубликованы Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 83 по составлению водных балансов речных бассейнов за период половодья, летнюю и зимнюю межень, значительные дождевые паводки и гидрологический год. В 1974 г. опубликованы составленные ГГИ Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 89 [201], заменившие ранее изданные Методические указания № 73, 77 и 83 и Методическое письмо 1973 г. по составлению водных балансов речных бассейнов. В Методических указаниях № 89 приведены уточненные списки речных бассейнов для составления в УГКС текущих водных балансов.

В зависимости от назначения и обеспеченности данными натурных измерений водные балансы составляются по схеме «детального» или «приближенного» уравнений.

Детальные календарные водные балансы и балансы за фазы гидрологического режима (половодье, паводки, межень) составляются для наиболее полно освещенных гидрометеорологическими наблюдениями средних, малых и некоторых больших речных водосборов, расположенных в разных природных зонах. Приближенные календарные водные балансы рассчитываются за месяцы, сезоны и годы, как правило, для водосборов больших рек — Енисея, Ангары, Оби, Иртыша и др.

До 1978-79 гидрологического года водные балансы, согласно работе [201], составлялись для 260 речных бассейнов, из них для 49 бассейнов по схеме детальных балансов, для 69 бассейнов по схеме приближенных календарных балансов (за месяцы, календарные сезоны) и для 142 бассейнов по схеме приближенных фазовых (генетически однородных) балансов (за половодье, паводки, межень). Начиная с 1978-79 гидрологического года продолжение работ в УГКС по расчету водных балансов производится лишь по 85 важнейшим речным бассейнам страны (из них для 30 по схеме детального уравнения водного баланса и для 55 по схеме приближенного) с целью текущей и перспективной оценки водных ресурсов и элементов водного баланса и использования результатов воднобалансовых расчетов для гидрологического обоснования намечаемых мероприятий по межзональному перераспределению стока и освоению северных и восточных районов страны. Работы по расчету водных балансов для малых речных водосборов воднобалансовых станций продолжаются в настоящее время в прежнем объеме.

В период Международного гидрологического десятилетия — МГД (1965—1974) возрос интерес к проблеме изучения водного баланса в большинстве стран мира. Во многих странах была создана сеть репрезентативных и экспериментальных бассейнов МГД с широкой программой воднобалансовых и других исследований. Результаты наблюдений примерно на 200 таких бассейнах (в среднем по годам на 185 репрезентативных и 15 экспериментальных) нашей страны опубликованы в «Материалах наблюдений на сети

станций МГД в Советском Союзе». Эти материалы изданы в 10 выпусках соответственно по каждому году десятилетия. По окончании МГД публикация таких ежегодников прекращена, хотя сами наблюдения для большинства бассейнов ведутся.

Мировой опыт по вопросам выбора и организации сети репрезентативных и экспериментальных бассейнов, планирования наблюдений (в соответствии с целями исследований), по методам наблюдений и приборов, обработки и публикации данных, а также по вопросам анализа и интерпретации результатов исследований обобщен в международном руководстве «Репрезентативные и экспериментальные бассейны», вариант которого на русском языке опубликован в 1971 г. [252]. В 1976 г. на русском языке опубликован вариант международного руководства по методам расчета водных балансов речных бассейнов и других природных объектов [209], разработанного преимущественно учеными ГГИ. Эти руководства явились научно-методической основой для дальнейшего развития воднобалансовых исследований в различных странах. Результаты исследований водного баланса и водных ресурсов земного шара, выполненные в период МГД, опубликованы в коллективной монографии [211], а по территории СССР — в работе [56], о чем более подробно сказано в п. 14 и 15.

Рациональное использование водных ресурсов возможно лишь на основе их надежного учета, всестороннего изучения баланса вод и его изменений под влиянием естественных и антропогенных факторов. На территории нашей страны особенно большие изменения гидрологического режима рек и водного баланса происходят в южных районах (Средняя Азия, Казахстан, Кавказ, Украина), где созданы крупные водохозяйственные и оросительные системы, осуществляется регулирование и переброска стока. Одним из основных методов количественной оценки влияния этих мероприятий, в особенности орошения, является метод русловых водных балансов (РВБ), составляемых для отдельных участков рек и в целом для речной системы.

Для содействия территориальным УГКС в составлении РВБ Государственным гидрологическим институтом были подготовлены и изданы в 1972 г. Временные методические указания [65], в которых кратко изложены способы определения отдельных составляющих РВБ и оценки точности расчетов баланса. Руководствуясь этими указаниями, УГКС Средней Азии, Казахстана и Кавказа в течение 1972—1976 гг. составляли русловые водные балансы для участков рек. С 1977 г. эти работы продолжают вестись согласно новым Методическим указаниям [202], составленным на основании указаний [65] с учетом накопленного в УГКС опыта и результатов исследований ГГИ. Большое значение русловые водные балансы имеют для организации государственного учета вод (ГУВ), в частности, для оценки точности и гидрологического контроля данных ГУВ. Они имеют важное значение при гидрологическом обосновании территориального перераспределения водных ресурсов и многих других водохозяйственных мероприятий.

2.2. Расчетные уравнения

«Детальное» уравнение водного баланса для замкнутых речных водосборов имеет вид

$$P + Q_{\text{перебр. п}} + Q_{\text{сбр}} - Q_{\text{пов}} - Q_{\text{подз}} - Q_{\text{заб}} - Q_{\text{перебр. о}} - E =$$
$$= \Delta S_{\text{сн, ледн}} + \Delta S_{\text{оз}} + \Delta S_{\text{вдхр}} + \Delta S_{\text{бол}} + \Delta S_{\text{русл}} + \Delta M + \Delta G \pm \eta, \quad (2.1)$$

где P — атмосферные осадки; $Q_{\text{перебр. п}}$ — переброска воды из других бассейнов; $Q_{\text{сбр}}$ — воды, поступающие (возвращающиеся) в реку после хозяйственного их использования; $Q_{\text{пов}}$ — поверхностная составляющая речного стока в замыкающем створе реки; $Q_{\text{подз}}$ — подземная составляющая речного стока в замыкающем створе; $Q_{\text{заб}}$ — забор воды из реки на хозяйственные нужды; $Q_{\text{перебр. о}}$ — переброска (отведение) воды в другие бассейны; E — суммарное испарение (и конденсация); $\Delta S_{\text{сн, ледн}}$ — изменение запаса воды в снежном покрове, ледяной корке, наледях, ледниках и др.; $\Delta S_{\text{оз}}$ — изменение запаса воды в озерах; $\Delta S_{\text{вдхр}}$ — то же, в водохранилищах и прудах; $\Delta S_{\text{бол}}$ — то же, в болотах; $\Delta S_{\text{русл}}$ — то же, в русловой сети; ΔM — изменение влагозапасов в зоне аэрации бассейна; ΔG — изменение запаса воды в дренируемых рекой водоносных слоях бассейна; η — остаточный член, или «невязка», водного баланса, включающая неучтенные элементы баланса (например, «горизонтальные» осадки, изменение запасов воды в биомассе и т. д.) и погрешности учитываемых элементов баланса.

Для водосборов рек, воды которых не используются или очень мало применяются для водохозяйственных целей (такие водосборы имеются в Сибири, на Дальнем Востоке и в ряде других районов страны), составляющие $Q_{\text{перебр. п}}$, $Q_{\text{сбр}}$, $Q_{\text{заб}}$, $Q_{\text{перебр. о}}$, $\Delta S_{\text{вдхр}}$ в указанном уравнении отсутствуют (равны нулю). Члены уравнения $\Delta S_{\text{оз}}$ и $\Delta S_{\text{бол}}$ учитываются лишь для речных водосборов со значительным количеством озер и болот. Это относится и к учету изменений запасов воды в ледниках, наледях и т. д.

Составляющая $\Delta S_{\text{русл}}$ учитывается лишь для интервалов времени, в течение которых произошло значительное изменение уровней воды в речной системе, например, для подъема или спада половодья (паводка), но не для всего половодья (паводка).

Уравнение для расчета «приближенных» водных балансов имеет следующий вид:

$$P + Q_{\text{перебр. п}} + Q_{\text{сбр}} - Q - Q_{\text{заб}} - Q_{\text{перебр. о}} - E - \Delta S_{\text{сн, ледн}} - \Delta S_{\text{оз}} -$$
$$- \Delta S_{\text{вдхр}} - \Delta S_{\text{бол}} = \Delta S_{\text{подз, русл, }\eta} = \Delta M + \Delta G + \Delta S_{\text{русл}} \pm \eta; \quad (2.2)$$

здесь Q — общий сток в замыкающем створе реки; $\Delta S_{\text{подз, русл, }\eta}$ — изменение запасов воды в почвогрунтах зон аэрации и насыщения бассейна, в русловой сети, а также другие неучтенные элементы водного баланса и погрешности определения учитываемых составляющих; остальные обозначения — прежние.

Принципиальное различие уравнений (2.1) и (2.2) состоит в том, что в первом составляющие ΔM, ΔG и $\Delta S_{русл}$ определяются независимым путем (по данным фактических измерений влажности почвогрунтов, уровней грунтовых вод, уровней и расходов воды в реках), а во втором — рассчитываются суммарно методом водного баланса (совместно с невязкой η).

Сумма составляющих $\Delta S_{сн,\ ледн}+\Delta S_{оз}+\Delta S_{вдхр}+\Delta S_{бол}+\Delta S_{русл}=\Delta S_{пов}$ представляет собой изменение запасов воды на поверхности водосбора, сумма $\Delta M+\Delta G=\Delta S_{подз}$ — изменение запасов воды в толще почвогрунтов бассейна, а сумма $\Delta S_{пов}+\Delta S_{подз}=\Delta S$ — изменение суммарных запасов воды в бассейне. Все эти составляющие, характеризующие изменение за расчетный период запасов воды в бассейне, определяются по разности соответствующих значений запасов воды на конец и начало того или иного принятого для расчета интервала времени. При увеличении запаса воды они записываются в правой части уравнений (2.1) и (2.2) со знаком плюс, а при уменьшении — со знаком минус. Такая запись полностью отвечает физической сущности процессов динамики влаги, поскольку разность ΔS между приходными ($\sum_{прих}=P+Q_{сбр}+Q_{перебр.\ п}$) и расходными ($\sum_{расх}=Q+Q_{заб}+Q_{перебр.\ о}+E$) составляющими баланса будет положительной при $\sum_{прих}>\sum_{расх}$ и, наоборот,— отрицательной при $\sum_{прих}<\sum_{расх}$.

Все составляющие уравнений (2.1) и (2.2) выражаются в одинаковых единицах измерения: в км^3 или мм слоя воды, равномерно распределенной по площади речного бассейна.

2.3. Основы методики определения элементов водного баланса

2.3.1. Атмосферные осадки

Средние по площади речного водосбора значения атмосферных осадков P определяются по данным их измерений наиболее распространенными на сети станций и постов осадкомерами Третьякова и другими приборами: плювиографами, осадкомерами ГГИ-3000 и ГГИ-500, суммарными осадкомерами. Измеренные в отдельных пунктах осадки исправляются путем введения инструментальных поправок и лишь затем используются для вычисления средних их значений по площади. Последние для речных водосборов рассчитываются по способу среднего арифметического (при равнинном рельефе и равномерном размещении пунктов измерений) или среднего взвешенного (при горном рельефе и неравномерном площадном размещении пунктов наблюдений). При недостаточном числе пунктов наблюдений используются данные об осадках в ближайших пунктах, расположенных за пределами водосбора.

Обилие методических рекомендаций по исправлению осадков, измеренных осадкомерами Третьякова [23, 66, 201, 203], не всегда согласующихся между собой, а также с данными работы [281], в которой приводятся конкретные значения поправочных коэффи-

циентов к измеренным суммам месячных и годовых осадков, затрудняют выбор тех или иных рекомендаций, в силу чего на этом вопросе следует остановиться более подробно.

Осадки, измеренные осадкомерами Третьякова P_o, исправляются путем введения трех поправок: на смачивание осадкомерного ведра $\Delta P_{смач}$, на недоучет осадков под влиянием ветра $\Delta P_{вет}$ и потерь на испарение $\Delta P_{исп}$. Исправленная их величина P может быть выражена следующей формулой:

$$P = P_o + \Delta P_{смач} + \Delta P_{вет} + \Delta P_{исп}, \qquad (2.3)$$

где все составляющие даны в одних единицах (мм, км^3 и т. д.).

Поправка $\Delta P_{смач}$, обусловленная потерями собранных осадков на смачивание внутренней поверхности осадкомерного ведра, составляет в среднем 0,2 мм для жидких и смешанных осадков и 0,1 мм — для твердых осадков на каждый случай их измерения (при слое 0,05 мм и более). С января 1966 г. эта поправка вводится в данные измерений осадков непосредственно на станциях и постах. Месячные ее значения определяются как произведение указанных значений на число сроков измерения осадков соответствующих видов.

В «Справочнике по климату СССР» (ч. IV, приложение) [281] помещены средние многолетние месячные значения относительной поправки на смачивание $K_з = \frac{\Delta P_{смач}}{P_o}$ (в долях суммы осадков, измеренных осадкомером за месяц) для всех пунктов наблюдений на территории СССР. Абсолютная средняя многолетняя поправка за месяц (мм) может быть определена как произведение $\Delta P_{смач} = K_з P_o$. Вводя эту поправку, обычно исправляют данные об осадках, измеренных до 1966 г. Значения поправок на смачивание (в процентах от измеренной суммы осадков) приводятся также на картах с изолиниями, помещенных в работе [299].

Поправка $\Delta P_{вет}$ обусловлена занижением осадков, попадающих в осадкомер в результате искажения траектории падения дождевых капель и снежинок при обтекании прибора воздушным потоком [203]. Поправки определены на основании сравнения показаний осадкомера с данными эталонных наблюдений. В качестве последних для жидких осадков приняты показания стандартных осадкомеров, приемное отверстие которых установлено вровень с поверхностью земли (где скорость ветра близка к нулю), а для твердых — показания осадкомеров, установленных в защищенном от ветра месте. Поправка (мм) может быть выражена с помощью ветровых поправочных коэффициентов K_2 и относительных значений ветровых поправок B (в долях измеренной их суммы P_o) следующим образом: $\Delta P_{вет} = (K_2 - 1) P_o = B P_o$. В практике расчетов исправление жидких («ж»), твердых («тв») и смешанных («см») осадков производят с помощью различных ветровых коэффициентов ($K_ж$, $K_{тв}$, $K_{см}$) и относительных поправок ($B_ж$, $B_{тв}$, $B_{см}$). Остановимся подробнее на рассмотрении существующих методик устранения недоучета осадков под влиянием ветра.

ГГО предложена методика корректировки жидких осадков с помощью графика $K_{ж}=f(N, U_2)$, где

$$K_{ж}=\frac{P_{о\,(ж)}+\Delta P_{вет\,(ж)}}{P_{о\,(ж)}}=1+\frac{\Delta P_{вет\,(ж)}}{P_{о\,(ж)}}=1+B_{ж}; \qquad (2.4)$$

N — параметр, представляющий собой долю (в процентах) жидких осадков, выпадающих с интенсивностью менее 0,03 мм/мин, от общей суммы осадков, выпавших за дождь; U_2 — скорость ветра на высоте 2 м (на уровне приемной поверхности осадкомера); остальные обозначения — прежние.

Совершенно одинаковые графики рассматриваемой зависимости $K_{ж}=f(N, U_2)$ опубликованы в работах [25, 66, 201, 203], причем в работе [201] величина ветрового коэффициента $K_{ж}$ обозначена K_2. Средние многолетние месячные значения (с апреля по октябрь) параметра N приведены на картах их изолиний [66, 203]. Средняя месячная скорость ветра U_2 на высоте 2 м (м/с) рассчитывается по данным измерений по флюгеру [203, 299].

Поскольку на большинстве постов скорость ветра U_2 не измеряется, она определяется по данным метеостанций-аналогов с учетом возможного различия в защищенности места установки осадкомеров [25, 299].

Исправление твердых и смешанных осадков производится с помощью графиков зависимостей $K_{тв}=\varphi(U_2)$ и $K_{см}=\psi(U_2)$, где

$$K_{тв}=\frac{P_{о\,(тв)}+\Delta P_{вет\,(тв)}}{P_{о\,(тв)}}=1+\frac{\Delta P_{вет\,(тв)}}{P_{о\,(тв)}}=1+B_{тв}; \qquad (2.5)$$

$$K_{см}=\frac{P_{о\,(см)}+\Delta P_{вет\,(см)}}{P_{о\,(см)}}=1+\frac{\Delta P_{вет\,(см)}}{P_{о\,(см)}}=1+B_{см}. \qquad (2.6)$$

Относительные значения ветровой поправки для твердых $B_{тв}$ и смешанных осадков $B_{см}$ приводятся в работах [66, 299] для скоростей ветра от нуля до 5,0 м/с, а ветровые коэффициенты $K_{тв}$ и $K_{см}$ — в работе [203] для скоростей от нуля до 10 м/с и в работе [66] для скоростей от нуля до 16 м/с. Значения ветровых поправок в работах [203, 299] совпадают между собой; они использованы для расчета средних многолетних месячных значений ветровых коэффициентов, приведенных в Справочнике [281]. Ветровые поправки, опубликованные в работах [66, 203, 299], рекомендуется применять для скоростей ветра $U_2\leqslant 5{,}0$ м/с. При бóльших скоростях ветра поправки принимаются такими же, как и при 5,0 м/с. Значения ветровых поправок, приведенных в работе [66], существенно меньше поправок, указанных в работах [203, 299].

Ветровые поправки, приведенные в статье А. П. Бочкова [25], занимают промежуточное положение между соответствующими данными ГГО [203, 299] и ГГИ [66]; при $U_2\geqslant 5{,}0$ м/с они не являются постоянными, что представляется более правдоподобным. Данные работы [25] включены в Методические указания [201] и

рекомендуются для использования при составлении в гидрометеорологических обсерваториях детальных (календарных и фазовых) водных балансов.

Расчет приближенных (по сокращенному уравнению) водных балансов в работе [201] предусматривается производить с учетом лишь одной поправки к осадкам — на смачивание. Недоучет других двух поправок — на влияние ветра и испарение — приводит к существенному занижению осадков и снижению качества этих водных балансов. При их составлении целесообразно использовать упрощенный прием исправления осадков, измеренных на станциях и постах, с помощью средних многолетних месячных коэффициентов K_2, приведенных в работе [281]. В этом случае поправка $\Delta P_{\text{вет}}$ рассчитывается по формуле

$$\Delta P_{\text{вет}} = (K_2 - 1) P_o. \qquad (2.7)$$

Поправка $\Delta P_{\text{исп}}$ обусловлена потерями осадков, собранных в ведре осадкомера, на испарение, происходящее за время между окончанием дождя и сроком измерения [203]. Различные методики определения этой поправки опубликованы в работах [25, 66, 299].

Во Временных методических указаниях [66] месячная поправка $\Delta P_{\text{исп}}$ (мм) определяется как произведение

$$\Delta P_{\text{исп}} = E'n,$$

где E' — среднее суточное значение испарения жидких осадков из осадкомера за день с осадками (мм/сут), определяемое как функция $E' = f(d, U_2)$ средних месячных значений дефицита влажности воздуха d (в мбар) и скорости ветра U_2(м/с) по приведенной в работе [66] таблице; n — число суток с осадками в данном месяце. В работе [25] дана таблица с уточненными (увеличенными примерно в 1,5—2 раза), в сравнении с работой [66], средними суточными значениями поправки $E' = f(d, U_2)$ к жидким и смешанным осадкам. Для твердых осадков А. П. Бочков [25] рекомендует принимать поправку на испарение, равную 4 % измеренного их значения. Этот способ весьма приближенный и может рассматриваться лишь как авторское предложение, а не как официальная рекомендация.

В 1969 г. взамен Указаний [66] опубликованы разработанные ГГО и ГГИ Указания [299], в которых помещены карты изолиний средних многолетних месячных значений поправки на испарение $\Delta P'_{\text{исп}}$ (в процентах от суммы осадков P_o, измеренных осадкомером). Определение величин $\Delta P_{\text{исп}}$ (мм) производится по формуле $\Delta P_{\text{исп}} = \frac{\Delta P'_{\text{исп}}}{100} P_o$ в случае двухсрочных (в 7 и 19 ч) измерений осадков, которые до 1966 г. производились на всей гидрологической сети, после чего их продолжают вести только на постах. При определении поправки $\Delta P_{\text{исп}}$ для метеостанций при четырех сроках

измерения осадков величины $\Delta P'_{\text{исп}}$, снятые с карты, должны быть уменьшены вдвое, т. е. расчет производится по формуле $\Delta P_{\text{исп}} = \frac{\Delta P'_{\text{исп}}}{200} P_{\text{о}}$. В практике расчетов водных балансов, в особенности для районов Сибири и Дальнего Востока, введение поправок на испарение, определяемых согласно Указаниям [299], получило широкое распространение.

Осадки, измеренные до 1948—1952 гг. дождемерами с защитой Нифера ($P_{\text{д}}$), приводятся к показаниям осадкомера ($P_{\text{о}}$) с помощью коэффициента K_1 [281] по формуле $P_{\text{о}} = K_1 P_{\text{д}}$.

Исправление месячных сумм осадков, измеренных за прежние годы дождемерами ГГИ-500, установленными на почвенно-испарительных площадках, выполняется в соответствии с Указаниями [299]. Значения осадков, измеренных осадкомером ГГИ-500 и осадкомером ГГИ-3000, исправлению не подлежат [299].

При составлении водных балансов водосборных бассейнов рек, озер, морей, территорий административных единиц, экономических и водохозяйственных районов и т. д. по данным наблюдений в точках среднее по площади значение осадков рассчитывается способом среднего арифметического либо способом среднего взвешенного. Способ среднего арифметического используется в случае, когда точки наблюдений распределены равномерно и учитывают все разнообразие природных условий района. Это имеет место, когда пространственное изменение данного элемента происходит плавно, что характерно для равнинных районов. Способ среднего взвешенного обычно используется в случае неравномерного распределения пунктов наблюдений по площади и значительного пространственного изменения элемента, например в горных условиях. При использовании метода среднего взвешенного общая площадь бассейна A делится на частные площади a_i таким образом, чтобы величина, например, осадков в каждой точке наблюдений была репрезентативна соответствующей площади a_i. Вес w_i определяется как $w_i = a_i / \sum a_i = a_i / A$. Частные площади a_i определяются либо делением общей площади A по изолиниям элемента P, либо по горизонталям гипсографической карты, либо методом Тиссена и т. д. [209]. В целом надежность среднего взвешенного повышается с увеличением числа пунктов наблюдений как по причине более полного освещения естественного многообразия изучаемого элемента баланса на рассматриваемой территории, так и ввиду компенсации случайных погрешностей с различными знаками при суммировании взвешенных значений.

Среднее по площади истинное значение осадков P выражается математически в форме двойного интеграла

$$\overline{P} = \frac{1}{A} \iint_A P(x, y)\, dx\, dy, \qquad (2.8)$$

где $P(x, y)$ — функция осадков от (x, y) в декартовых координатах; A — область интегрирования.

Поскольку функция $P(x, y)$ чаще всего неизвестна, не представляется возможным определить истинное значение $\overline{P}$. В работе [209 и др.], а также в некоторых зарубежных исследованиях вместо функции $P(x, y)$ предлагается использовать функцию $P(\lambda, x, y)$, где λ — параметр, учитывающий влияние рельефа местности (высоты) на значение выпадающих осадков. Функцию $P(\lambda, x, y)$ предлагается описывать математически полиномами разных степеней, причем для массовых расчетов считается [227] вполне приемлемым использование простых, например линейных выражений этой функции. В таком случае среднее по площади значение осадков может быть определено в общем виде по формуле [227]:

$$\overline{P} = \frac{1}{A} \iint\limits_{A} P(\lambda, x, y)\, dx\, dy. \qquad (2.8а)$$

Очевидно, что в простейших случаях (равнинный рельеф, плавное распределение осадков по территории, равномерное размещение пунктов наблюдений и т. д.) этот метод расчета должен давать те же результаты, что и обычные способы — среднего арифметического и среднего взвешенного. В более сложных случаях осадки будут являться функцией не только переменных λ, x, y (λ также является функцией x и y), но и других, например — экспозиции склонов горных хребтов и возвышенностей $Э$, направления влагоносных ветров U_w и т. д. Надежное определение среднего по площади значения в таком случае возможно, по нашему мнению, по более сложной формуле

$$\overline{P} = \frac{1}{A} \iint\limits_{A} P(\lambda, Э, U_w, x, y)\, dx\, dy, \qquad (2.8б)$$

что практически реализовать весьма трудно.

При наличии сложных орографических условий в практике водобалансовых расчетов используется метод среднего взвешенного. При этом веса w_i определяются обычно по высотным поясам (градациям высот) с использованием гипсографической кривой, а средние значения осадков для каждой частной площади — с использованием региональных зависимостей осадков от высоты.

Объективная оценка точности определения средних по площади осадков по формуле (2.8а), а также методов среднего арифметического и среднего взвешенного может быть произведена в отдельных частных случаях, например для территорий с очень плотной сетью осадкомерных пунктов (ливнемерные кусты, осадкомерные полигоны), в зависимости от различной плотности размещения сети, искусственно создаваемой путем ее изреживания. Таким способом получают расчетные таблицы или графики для определения погрешностей оценки среднего значения осадков (разного вида и

за разные расчетные интервалы времени) от площади и густоты сети [209]. Как правило, такие расчетные таблицы и графики применимы только при определенных физико-географических условиях.

2.3.2. Речной сток

Сток с речного бассейна определяется по данным измерений в замыкающем гидрометрическом створе рассматриваемой реки. Подземная его составляющая $Q_{\text{подз}}$ определяется путем расчленения гидрографа стока, а поверхностная $Q_{\text{пов}}$ — по разности общего Q и подземной $Q_{\text{подз}}$ его составляющей. Методика расчленения гидрографов стока изложена, в частности, в работе [238]. В случае отсутствия гидрогеологических и других данных, необходимых для расчленения гидрографов стока по сложным схемам, оно может быть произведено по простейшей схеме, ориентируясь на устойчивые наименьшие расходы воды в периоды зимней и летней межени [25].

Объемы межбассейновых переброс стока воды $Q_{\text{перебр. п}}$ и $Q_{\text{перебр. о}}$, заборы воды из реки на хозяйственные нужды $Q_{\text{заб}}$ и сбросы вод в реку после их использования $Q_{\text{сбр}}$ принимаются по данным учета органов Государственной водной инспекции Министерства водного хозяйства, осуществляемого в соответствии с рекомендациями [121].

2.3.3. Суммарное испарение

Испарение с поверхности речных водосборов в общем случае складывается из испарения с водной поверхности озер, водохранилищ, прудов, лиманов, рек и временных водотоков, каналов ($E_{\text{в}}$), с поверхности сезонного снежного покрова, наледей, многолетних снежников и ледников ($E_{\text{сн, ледн}}$), с поверхности суши ($E_{\text{с. соб}}$), занимаемой лесом, кустарниками, лугами, орошаемыми и неорошаемыми полями, пастбищами, урбанизированными территориями и т. д.

Существуют различные методы и приборы для измерения (лизиметры, испарители и т. д.) и расчета испарения с отдельных участков, занимаемыми перечисленными выше видами ландшафта. При расчетах необходимо располагать определенной гидрометеорологической, почвенно-гидрогеологической, геоботанической, картографической и другой информацией [209]. Суммарное испарение с поверхности речного водосбора в принципе может быть определено методом среднего взвешенного с учетом испарения с участков отдельных видов ландшафта и долей занимаемых ими площадей. В большинстве случаев имеющейся информации бывает недостаточно для надежной оценки испарения с участков каждого вида ландшафта, поэтому оно определяется расчетным путем в целом для всего речного водосбора, либо отдельно для собственно суши, снежного покрова или водного зеркала наиболее

крупных озер, водохранилищ и т. д. При расчетах суммарного испарения за короткие интервалы времени (месяц, декада, сутки) могут быть использованы методы водного и теплового баланса, турбулентной диффузии (аэродинамический), обобщенный комбинированный метод (на основе уравнения теплового баланса и уравнений турбулентного переноса тепла и влаги) и др. При применении перечисленных строгих теоретических методов, имеющих в своей основе физические закономерности, необходимо иметь достаточно детальные данные воднобалансовых, теплобалансовых, градиентных и других видов наблюдений. Например, градиентные наблюдения необходимо производить для однородных ровных участков местности достаточных размеров и с одинаковой растительностью [209] и т. д. Из-за отсутствия для большинства речных водосборов необходимых данных, упомянутые методы не могут широко применяться на практике, ими обычно пользуются при теоретических исследованиях, причем для небольших экспериментальных объектов.

В практике составления текущих водных балансов речных водосборов наибольшее распространение получил метод А. Р. Константинова [196] и «комплексный» метод М. И. Будыко и Л. И. Зубенок [251]. В последние годы начал применяться так называемый воднотеплобалансовый метод В. Г. Андреянова [10, 201], близкий по содержанию к комплексному методу.

В соответствии с методом Константинова, месячные и декадные значения испарения с поверхности суши $E_{\text{с. соб}}$ определяются по формуле

$$E_{\text{с. соб}} = E'_{\text{с. соб}} n, \tag{2.9}$$

где $E'_{\text{с. соб}}$ — средняя суточная интенсивность испарения в данном расчетном периоде—декаде, месяце, мм/сут; n — количество суток в расчетном периоде (декада, месяц).

Величина $E'_{\text{с. соб}}$ определяется по таблицам [196] в зависимости от исправленных значений температуры T и абсолютной влажности e воздуха, получаемых по уравнениям $T=T_2+\Delta T$ и $e=e_2+\Delta e$, где T_2 и e_2 — соответственно средние суточные значения температуры (°С) и влажности воздуха (мбар) за расчетные периоды (декада, месяц), измеренные на метеостанции на высоте 2 м; ΔT и Δe — соответственно поправки, учитывающие различия в температуре и абсолютной влажности воздуха в данном месяце на высоте 2 м и на уровне подстилающей поверхности (верхней границе слоя шероховатости z_0) T_{z_0} и e_{z_0}. Они называются поправками на сезонный ход температуры и абсолютной влажности воздуха. Значения поправок ΔT и Δe определяются для середины расчетного интервала времени по специальным таблицам в зависимости от измеренных величин T_2 и e_2, соответственно указаниям в работе [196].

Упомянутые расчетные таблицы разработаны Константиновым с использованием метода турбулентной диффузии и эмпирических

графиков зависимости срочных (в стандартные четыре срока наблюдений) значений $T_{z_0} - T_2$, $e_{z_0} - e_2$ и других характеристик от температуры и абсолютной влажности воздуха на высоте 2 м. Они получены в среднем для различных видов подстилающей поверхности (оголенная почва, песок, луг, болото, посевы зерновых) в различных физико-географических зонах и в разные годы на основе данных специальных экспериментальных исследований на воднобалансовых, теплобалансовых, агрометеорологических и других специализированных станциях, полигонах и площадках.

При практическом использовании метода Константинова за оптимальный расчетный период принимается месяц. Можно назначать и другие периоды в диапазоне от декады до двух-трех месяцев. Этот метод дает возможность определять испарение с площади, где в основном формируются температура и влажность воздуха, измеряемые в психрометрической будке. Подавляющее большинство метеостанций расположено на лугу, целине или залежи (реже на поляне в лесу) и поэтому в первую очередь характеризуют режим испарения для этих видов поверхности [135]. Метеостанции, расположенные вблизи водоемов, являются нерепрезентативными; в расчет могут приниматься лишь данные по станциям, удаленным от водоемов на определенное расстояние [251], зависящее от размеров водоемов (водотоков).

Комплексный метод Будыко и Зубенок позволяет определить месячные (декадные) значения испарения $E_{\text{с. соб}}$ с естественно увлажненных территорий суши в отдельные годы по данным об осадках P, стоке Q, температуре T_2 и влажности e_2 воздуха и продуктивным влагозапасам в метровом слое почвы $M_{\text{прод}}$ в начале теплого периода. Краткое изложение содержания этого метода дается в п. 8. Согласно данным работы [251], погрешности вычисления месячных сумм испарения комплексным методом составляют 20—25 % для средних многолетних их значений и 30—35 % для месяцев отдельных лет.

Ввиду большой пространственной неоднородности поля влажности для надежной ее оценки требуется организация наблюдений на участках с различными видами ландшафта (луг, лес и т. д.). Такие данные обычно отсутствуют, и в расчетах принимают результаты определения влагозапасов почвогрунтов на сельскохозяйственных полях сравнительно немногочисленных агрометстанций, которые не являются достаточно репрезентативными для естественных видов ландшафта и лишь весьма приближенно характеризуют режим влажности их почвогрунтов.

Рассмотренная схема расчета применима лишь для тех периодов, когда не происходит существенного изменения запасов воды на поверхности водосбора (в снежном покрове во время его таяния, микропонижениях рельефа, речной сети, озерах, болотах, прудах и водохранилищах) и в зоне насыщения бассейна (пополнение грунтовых вод), т. е. когда справедливо сокращенное уравнение водного баланса, включающее лишь один «аккумуляционный» член — изменение влагозапасов в метровом слое

почвогрунтов. В противном случае необходимо применять более полное уравнение водного баланса, что сопряжено с немалыми трудностями из-за обычно слабой изученности динамики запасов воды на поверхности бассейна и в водоносных его слоях.

В качестве некоторого недостатка комплексного метода, отмеченного К. И. Харченко в 1959 г. и В. Г. Андреяновым в 1960 г., является неучет в его расчетных формулах в явном виде влияния на испарение осадков в дни их выпадения за рассматриваемый интервал времени [10]. В работах [10, 201] приводится усовершенствованная Андреяновым схема расчета испарения с учетом осадков за рассматриваемый интервал времени, названная водно-теплобалансовым методом. Для расчета испарения этим методом необходимо иметь данные о средних за расчетный период продуктивных влагозапасах в верхнем метровом слое почвогрунтов. В случае отсутствия таких данных на начало или конец расчетного интервала времени составителями работы [201] предлагается рассчитывать их по приведенным в ней формулам в зависимости от осадков, стока, испаряемости, изменения запасов воды в озерах, водохранилищах, понижениях рельефа, русловой сети, болотах, подземных водоносных слоях и других элементов баланса. Эти формулы (см. п. 8.32) весьма громоздки, а их составляющие часто не измеряются или их получают для небольшого числа пунктов и с малой точностью.

Эти формулы могут иметь весьма ограниченное применение. Кроме того, необходимо иметь в виду, что расчет неизвестной величины продуктивных влагозапасов почвогрунтов на конец или начало расчетного периода по разности большого числа элементов водного баланса может дать удовлетворительный результат лишь в случаях, если искомая разность сопоставима со значениями уменьшаемого и вычитаемого.

Следует особо подчеркнуть, что рассмотренные методы расчета испарения позволяют получить фоновые, средние по территории его значения с естественно увлажненной поверхности суши.

Для участков суши, где подземные воды залегают близко к поверхности, С. И. Харченко [312] в расчетных уравнениях учитывает инфильтрацию и расход грунтовых вод в зону аэрации.

В практике расчетов текущих водных балансов испарение за месяцы холодного периода года (со снега) определяется по одной из формул П. П. Кузьмина [251]. Таким образом, при расчетах испарения в целом за год используются попарно либо метод Константинова и формула Кузьмина, либо комплексный метод Будыко и формула Кузьмина, либо, наконец, водно-теплобалансовый метод Андреянова и формула Кузьмина. Чаще всего применяют метод Константинова, что обусловлено в основном наличием повсеместно исходной гидрометеорологической информации (данные о температуре и абсолютной влажности воздуха, наблюдаемые на каждой метеостанции). Менее распространены комплексный и водно-теплобалансовый методы, что объясняется главным образом недостаточностью данных наблюдений за влажностью почвы (в особенно-

сти на участках с такими естественными ландшафтами, как лес и луг, тундра, горные районы), а также большей трудоемкостью расчетов по этим методам.

В качестве объективного критерия обоснованности применения того или иного метода расчета испарения в целом для замкнутого речного бассейна (отсутствует глубокий подземный водообмен) может служить невязка $\eta = P - Q - E$ среднего многолетнего годового водного баланса этих бассейнов (естественно, что средние многолетние годовые значения исправленных осадков P и стока Q должны быть определены вполне надежно). Величина η характеризует степень сходимости (замыкания) уравнения среднего многолетнего годового водного баланса при использовании разных методов расчета испарения E. Очевидно, что для данного речного бассейна можно отдать предпочтение тому методу расчета испарения, который дает меньшую невязку η в среднем за многолетний период (использовать такой прием для отдельного года нельзя). Следует также иметь в виду, что более точные результаты расчета водных балансов можно получить по длительным рядам наблюдений, включающим в себя как влажные, так и засушливые годы (группы или циклы лет).

Методы расчета испарения с отдельных видов поверхности — со снежного покрова, болот, леса, неорошаемых и орошаемых сельскохозяйственных полей — изложены в работе [251], а с водной поверхности озер, водохранилищ, прудов, русел рек, пойменных участков, зон подтопления, затопления и с участка обсохшего водохранилища — в работе [298]. Основные положения этих методов освещены в пп. 8, 9 и 10 .

2.3.4. Изменения запасов воды в снеге, наледях, ледниках и снежниках

Этот вид запасов воды на поверхности речного водосбора играет значительную роль в формировании стока рек в зонах умеренного и холодного климата. Учет изменений запасов воды в наледях, ледниках и снежниках $\Delta S_{\text{нал, ледн}}$ производится обычно лишь при специальных исследованиях, а оценка изменений запасов воды в сезонном снежном покрове $\Delta S_{\text{сн}}$ — при расчетах всех видов водных балансов речных бассейнов. На станциях и постах в зимне-весенний период проводятся маршрутно-ландшафтные снегомерные съемки на заранее выбранных постоянных лесных и полевых маршрутах, а также в овражно-балочной сети. Эти измерения позволяют оценить запасы воды в снежном покрове (и ледяной корке) на перечисленных видах ландшафта в дни измерений и рассчитать их изменения за месяц или сезон. Средние по площади значения снегозапасов и их изменений для однородных в физико-географическом отношении речных водосборов или их частей определяются методом среднего взвешенного с учетом различия в снегозапасах на разных видах ландшафта и занимаемых ими площадей.

2.3.5. Изменения запасов воды в озерах, водохранилищах и прудах

Запасы воды в озерах $\Delta S_{оз}$, водохранилищах $\Delta S_{вдхр}$ и прудах $\Delta S_{пр}$ оцениваются по данным уровенных наблюдений и кривым зависимости объемов воды V от уровня $V=f(h)$. Уровенные наблюдения производятся обычно на больших и отдельных средних по величине озерах и водохранилищах. При расчетах текущих водных балансов изменения запасов воды оцениваются лишь для изученных озер и водохранилищ. Особенностью расчета изменений запасов воды для большинства водохранилищ речного типа, имеющих сложную конфигурацию в плане, является использование частных кривых $V_i=f(h_i)$ для отдельных типичных их участков. Для водохранилищ озерного типа и преобладающего большинства озер при расчетах используется суммарная кривая $V=f(h)$. Значения объемов воды определяются по суммарным или частным кривым объемов по средним значениям уровней всех постов данного водоема h или его части h_i на конец (или начало) расчетного периода. При использовании частных кривых суммарный объем воды в водоеме рассчитывается сложением объемов, определенных для отдельных его частей. Изменение запаса воды в водоеме оценивается по разности объемов в конце $V_{кон}$ и начале $V_{нач}$ расчетного периода. В целом для речного водосбора изменение запаса воды вычисляется как сумма изменений объемов воды во всех учитываемых озерах и водохранилищах. Для неизученных озер, водохранилищ и прудов расчеты могут производиться приближенно на основании данных изученных водоемов, принимаемых в качестве аналогов.

2.3.6. Изменения запасов воды в болотах

Изменения запасов воды в болотах $\Delta S_{бол}$ могут быть оценены по данным изменений уровней болотных вод Δh и коэффициентам водоотдачи ν деятельного слоя торфяной залежи по формуле

$$\Delta S_{бол}=\nu\Delta h. \qquad (2.10)$$

Из-за различий в характере колебаний уровней и значений коэффициентов водоотдачи для разных болотных микроландшафтов расчеты целесообразно производить сначала для отдельных микроландшафтов, а затем в целом для болотного массива с учетом долей площади участков, занятых этими микроландшафтами. Ввиду непостоянства значений коэффициента водоотдачи торфяной залежи по глубине в расчетах целесообразно использовать их значения для конкретного слоя, в котором произошло изменение уровня за расчетный период. К сожалению, число пунктов наблюдений за уровнями болотных вод невелико, в связи с чем изменения запасов воды в болотах могут быть учтены по фактическим данным измерений лишь для небольшого числа речных бассейнов.

Для водосборов, в пределах которых или вблизи наблюдения за уровнями воды в болотах не производятся, изменения запасов болотных вод могут быть приближенно оценены следующим образом. При близком к поверхности залегании грунтовых вод (не глубже 3—5 м) изменения запасов воды в болотах можно приравнять к изменению запасов грунтовых вод, а при более глубоком залегании последних — к изменению влагозапасов в верхнем слое почвогрунтов, окружающих болото. Во втором случае учет изменений запасов грунтовых вод, расположенных в минеральных грунтах под болотными массивами, производится также и для всей заболоченной площади водосбора.

2.3.7. Изменения запасов воды в русловой сети

Изменения запасов воды в русловой сети $\Delta S_{\text{русл}}$ учитываются лишь для периодов подъема и спада половодья, а также для тех месяцев и сезонов, расходы воды в начале и конце которых существенно различаются, т. е. в тех случаях, когда за расчетный интервал времени происходит значительное увеличение или уменьшение объема воды в русловой сети. Объем воды в русловой сети подсчитывается раздельно в зависимости от величины рек — больших, средних и малых (для участков верхнего течения рек длиной менее 50, 100 или 150 км) и по различной методике. Объемы воды в русловой сети больших рек в общем случае рассчитываются как произведение среднего на расчетном участке расхода воды на среднее время добегания. Оценка запасов воды в средней и мелкой русловой сети производится суммарно по эмпирической формуле Р. А. Нежиховского [209] по данным о значении среднего модуля стока в бассейне, среднему значению скорости течения и ряду эмпирических параметров. Изменение общего запаса воды в русловой сети за расчетный период определяется по разности его значений на конец и начало периода.

Учет запасов воды в микропонижениях на поверхности водосбора при расчетах текущих водных балансов не производится, за исключением случаев, когда это необходимо для специальных исследовательских целей.

2.3.8. Изменения запасов воды в почвогрунтах зоны аэрации

Изменение запасов воды в почвогрунтах зоны аэрации ΔM определяется по данным наблюдений за влажностью верхнего метрового слоя почвогрунтов на агрометеорологических станциях, а также на воднобалансовых станциях и пунктах опорной и массовой агроводнобалансовой сети. Запасы влаги в зоне аэрации ниже верхнего метрового слоя почвогрунтов обычно не измеряются. Наибольший интерес для расчетов текущих водных балансов представляют наблюдения за влажностью почвогрунтов на участках с естественными видами ландшафта (луг, целина, лес

и т. д.), занимающих для большинства речных бассейнов преобладающую часть площади водосбора. Однако такие наблюдения производятся сравнительно недавно и в небольшом числе пунктов, расположенных главным образом в наиболее освоенных сельскохозяйственных районах. На значительной части территории страны они не ведутся.

Влажность почвы на агрометеорологических станциях измеряется на участках, занятых под определенными сельскохозяйственными культурами, которые в соответствии с принятым типом севооборота выращиваются в разные годы на разных сельскохозяйственных полях. Данные измерений из-за неодинаковых водно-физических свойств почвогрунтов для разных полей не являются однородными и сравнимыми в многолетнем разрезе.

Расчет средних для водосборов значений влагозапасов с учетом различия режима влажности для всех типов почв, видов естественных угодий и сельскохозяйственных полей из-за недостаточности исходной информации обычно не производится.

При составлении текущих водных балансов среднее взвешенное значение влагозапасов и их изменений определяется с учетом различия во влажности почвогрунтов только для леса, луга и сельскохозяйственных угодий (как среднее арифметическое из данных для всех полей).

2.3.9. Изменения запасов подземных вод

При составлении текущих водных балансов величины изменения запасов подземных вод ΔG определяются по данным уровенных наблюдений h в режимных гидрогеологических скважинах и значениям коэффициентов водоотдачи μ_1 или коэффициентов недостатка насыщения μ_2. Для однородных в гидрогеологическом отношении частей водосбора эти изменения при понижении уровня грунтовых вод рассчитываются по формуле

$$\Delta G = \mu_1 \Delta h, \tag{2.11}$$

а при повышении уровня подземных вод — по формуле

$$\Delta G = \mu_2 \Delta h. \tag{2.11а}$$

В практике воднобалансовых расчетов обычно используются предельные значения указанных коэффициентов $\mu = \mu_1 = \mu_2 = \text{const}$, которые приближенно принимаются равными разности полной и наименьшей влагоемкости почвогрунтов. Предельные значения коэффициентов водоотдачи (или недостатка насыщения) для основных видов грунтов приводятся в работах [25, 209] и могут быть использованы для приближенных оценок в случае отсутствия данных натурных измерений.

При отсутствии режимных гидрогеологических скважин уровни грунтовых вод приближенно могут быть измерены в колодцах бытового водопользования (в ранние утренние часы до начала

изъятия воды на хозяйственные нужды). Для оценки изменений запасов подземных вод данные наблюдений пригодны лишь по тем скважинам (или колодцам), которые отражают режим верхних безнапорных подземных вод и расположены вне зоны влияния речных вод. Данные наблюдений по скважинам, уровни которых повторяют (со сдвижкой во времени) ход изменений уровней речных вод, не могут быть использованы при расчете изменений запасов грунтовых вод. Они пригодны для других целей, связанных с исследованием взаимосвязи речных и подземных вод и так называемого берегового регулирования речного стока.

Средние по площади водосбора A (или его части a_i) значения изменения запасов подземных вод за расчетный период определяются методом среднего арифметического (при однородных гидрогеологических условиях) или методом среднего взвешенного (при неоднородных условиях). В последнем случае расчет выполняется по формуле

$$\Delta G = \frac{1}{A} \sum \Delta G_i a_i,$$

где ΔG_i — среднее арифметическое значение изменения запаса грунтовых вод на отдельных, более или менее однородных по гидрогеологическим условиям площадях a_i.

Если речной бассейн имеет несколько водоносных горизонтов, дренируемых речной сетью, оценка изменения объема воды (км^3 или м^3) в каждом из них производится в отдельности с учетом занимаемой ими площади. Изменение запасов подземных вод в целом для речного бассейна определяется суммированием значений изменений объемов воды в этих водоносных слоях.

2.3.10. Невязка водного баланса

Остаточный член детального уравнения (2.1), иначе называемый невязкой водного баланса η, как отмечалось выше, включает такие неучтенные элементы баланса, как «горизонтальные» осадки, изменение запасов воды в биомассе, в микропонижениях на поверхности водосбора, в почвогрунтах зоны аэрации ниже верхнего метрового слоя и т. д., а также погрешности при определении элементов баланса. Величина η различна для речных бассейнов разных природных зон, неодинаковых по размерам, степени и надежности гидрометеорологической и гидрогеологической информации. Кроме того, значения η для одного и того же речного бассейна неодинаковы для разных месяцев, сезонов и лет; с увеличением расчетного интервала времени они, как правило, уменьшаются.

Рассмотренные уравнения (2.1) и (2.2) справедливы для так называемых замкнутых бассейнов, гидрографическая сеть которых полностью дренирует подземные воды, формирующиеся в их пределах. Для этих бассейнов подземный водообмен с глубокими водоносными слоями, лежащими ниже уровня дренирования их реч-

ной сетью, отсутствует или ничтожно мал и не имеет практического значения при расчетах водных балансов.

Значительное число малых рек засушливых районов страны не дренирует глубоко залегающие подземные воды, в связи с чем их измеренный сток Q' формируется в основном за счет поверхностного стока и поэтому занижен на величину недренируемой подземной составляющей $Q'_{\text{подз}}$, т. е. $Q'=Q'_{\text{пов}}=Q-Q'_{\text{подз}}$. Для таких речных бассейнов уравнения (2.1) и (2.2) могут быть использованы лишь в случае включения в них дополнительно к измеренному стоку Q' составляющей $Q'_{\text{подз}}$. Приближенно величина $Q'_{\text{подз}}$ может быть рассчитана [25] по разности значений общего речного стока Q соседней, средней по величине реки, полностью дренирующей подземные воды, и стока данной малой реки Q'. Если величина $Q'_{\text{подз}}$ не включена в уравнения (2.1) и (2.2) в явном виде, она будет входить соответственно в остаточный член η уравнения (2.1) или в член $\Delta S_{\text{подз, русл, }\eta}$ уравнения (2.2). Отмеченные особенности бассейнов малых рек засушливых районов необходимо учитывать при организации на них воднобалансовых наблюдений и при использовании результатов этих исследований, выполняемых, например, для речных водосборов воднобалансовых станций, а также для экспериментальных и репрезентативных речных бассейнов [252, 268].

Составленные за месяцы, календарные сезоны и фазы гидрологического режима водные балансы речных водосборов наиболее полно характеризуют изменение во времени различных видов водных ресурсов. Изучение их представляет большой научный и практический интерес.

Согласно исследованиям О. И. Крестовского [144], невязки средних многолетних годовых водных балансов восьми замкнутых бассейнов на Валдае имеют переменный знак и составляют 4—25 мм, или 1—3 % годового значения осадков. Небольшие знакопеременные значения невязок водных балансов позволили ему сделать заключение о правомерности принятой методики измерений и расчета годовых значений элементов водного баланса.

Распределение значений невязок водных балансов, рассчитанных за отдельные годы, имеет в основном симметричный вид, что указывает на случайность их значений и знака. В 67 % случаев расчета невязка не превышает 43 мм, а в 85 % случаев — 66 мм, или соответственно 5 и 7 % годовой величины осадков.

Средние многолетние сезонные значения невязок водных балансов значительно больше их средних годовых значений. Они имеют переменный знак для различных сезонов года и изменяются от 1 до 52 мм, или от нуля до 26 % средних многолетних сезонных сумм осадков.

Абсолютные значения невязок балансов за отдельные сезоны почти те же, что и при расчетах за отдельные годы, и не превышают в 67 % случаев расчета 37 мм, а в 85 % случаев — 55 мм. Это послужило Крестовскому [144] основанием для вывода о том,

что ошибки расчета водных балансов речных бассейнов в основном не зависят от продолжительности расчетного интервала времени (год, сезон, месяц). Однако относительные ошибки (в процентах от суммы осадков) резко возрастают с уменьшением расчетного интервала времени. Так, относительное значение сезонных (за зиму, весну, лето, осень) невязок баланса в 67 % случаев не превышает 16 %, а в 85 % случаев — 24 % соответствующей сезонной суммы осадков.

Рассмотрение распределений значений невязок сезонных водных балансов показало их несимметричность: весной и летом преобладают отрицательные невязки, а осенью и зимой — положительные. Асимметричность распределения невязок свидетельствует о наличии систематических погрешностей в определении отдельных элементов баланса за конкретные сезоны. Например, для весны, вероятнее всего,— это недоучет снегозапасов, запасов влаги в промерзшем слое почвогрунтов и торфяной залежи, осадков и завышение испарения [144]. Крестовский объясняет это тем, что по ряду речных бассейнов значения отдельных элементов рассчитывались в основном по графикам связи и по аналогии с опорными бассейнами.

Исследования Крестовского показали также следующее. Совместный анализ средних многолетних значений невязок детальных водных балансов и средних квадратических ошибок расчета водного баланса позволяет оценить степень надежности составления этих балансов. Анализ же невязок баланса и их генезиса помогает выявить наиболее слабые стороны методики определения тех или иных элементов водного баланса и принять необходимые меры по совершенствованию методики наблюдений и расчета отдельных компонентов баланса.

2.3.11. Некоторые особенности определения элементов уравнения водного баланса, используемого при прогнозах стока рек

Рассмотрение воднобалансовых аспектов гидрологических прогнозов выходит за рамки данного пособия. Эти и другие проблемы гидрологических прогнозов освещены, в частности, в капитальных монографиях и учебных пособиях Б. А. Аполлова, Г. П. Калинина, В. Д. Комарова «Курс гидрологических прогнозов» (1974 г.), Е. Г. Попова «Основы гидрологических прогнозов» (1968 г.) и «Вопросы теории и практики прогнозов речного стока» (1963 г.), В. Д. Комарова «Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов» (1959 г.), Е. С. Змиевой «Прогнозы притока воды к Куйбышевскому и Волгоградскому водохранилищам» (1964 г.) и др., а также в Трудах Гидрометцентра СССР, ГГИ и т. д.

В связи с грандиозной программой гидроэнергетического строительства на реках особую актуальность в последние десятилетия получили прогнозы притока речных вод в водохранилища, осо-

бенно в основной период их наполнения на большинстве рек СССР — период весеннего половодья. Исследованию условий формирования стока весеннего половодья на реках разных природных зон, совершенствования методов прогноза и расчета весеннего стока и потерь талых вод в речных бассейнах, методики расчета водных балансов и факторов весеннего половодья, соотношений элементов водного баланса и обоснованию расчетно-прогностических зависимостей слоя весеннего талого и общего речного стока от определяющих факторов посвящено большое число публикаций, в частности, статьи в Трудах ГГИ, вып. 194 (1972 г.), вып. 233 (1977 г.) и др.

В основу расчета и прогноза весенних талых вод $Q_{сн}$ кладется уравнение водного баланса вида

$$Q_{сн} = (S_{сн} + P') - (E' \pm \Delta M' + \Delta G + \Delta S_{бол} + \\ + \Delta S_{пон} + \Delta S_{русл}), \qquad (2.12)$$

где P', E', $\Delta M'$ — соответственно атмосферные осадки, суммарное испарение и изменение влагозапасов в 100-сантиметровом слое почвогрунтов в поле и лесу, вычисляемые от даты определения максимальных снегозапасов $S_{сн}$ до даты схода основной массы снега в лесах (эта дата обычно совпадает или близка в лесной зоне к дате пика половодья небольших рек с площадями 5000—15 000 км^2); ΔG — изменение запаса грунтовых вод за период всего половодья (с конца зимы до даты окончания весеннего половодья на небольших реках указанных выше размеров); $Q_{сн}$ — поверхностный сток талых вод (т. е. сток, сформировавшийся только за счет таяния снега и осадков, выпавших в период таяния снега в лесах), определяемый за прошлые годы по разности общего Q, устойчивого подземного стока $Q_{подз}$ за половодье и дождевого $Q_{дожд}$ стока на спаде половодья, т. е. $Q_{сн} = Q - Q_{подз} - Q_{дожд}$.

Изменения запасов воды в болотах $\Delta S_{бол}$ и озерах $\Delta S_{оз}$ для водосбора р. Вятки приняты равными нулю из-за малого их распространения. Оказалось возможным пренебречь для этого бассейна и составляющей $\Delta S_{русл}$, поскольку за весь период весеннего половодья завершается процесс накопления и сработки воды в русловой его сети.

Основные различия в определении элементов уравнения (2.12) и детального уравнения водного баланса речных бассейнов, находящихся в естественных условиях, используемого для расчета текущих водных балансов, заключаются в следующем.

При расчетах текущих детальных и приближенных водных балансов за любые интервалы времени (календарные — месяц, сезон, год — и генетически однородные — половодье, паводок, межень) все входящие в соответствующие уравнения элементы водного баланса определяются за один и тот же указанный выше расчетный период (месяц, сезон, год и т. д.). При этом как оперативные, составляемые по истечении расчетного внутригодового ин-

тервала времени, так и режимные, уточняющие оперативные по истечении года, текущие водные балансы рассчитываются на основании ранее произведенных измерений и расчетов всех учитываемых в уравнении элементов водного баланса.

В отличие от этого в расчетно-прогностическом уравнении водного баланса (2.12), как уже отмечалось, элементы баланса определяются, с одной стороны, не за одинаковые расчетные периоды (с целью наиболее полного учета важнейших особенностей формирования стока, необходимых для его предвычисления), а с другой стороны,— большинство элементов (P', E', $\Delta M'$ и ΔG) правой части этого уравнения определяются на основании их прогноза.

Эти особенности определения элементов водного баланса за период весеннего половодья для целей расчета и прогноза талого стока не нашли отражения ни в «Методических указаниях управлениям гидрометслужбы № 77», ни в последующих Методических указаниях № 89 [201] при освещении в них методики расчета водного баланса за генетически однородные периоды — половодье, паводок и т. д. Поэтому результаты составления текущих водных балансов, выполненные согласно этим Методическим указаниям, для периода половодья, а также паводков не могли непосредственно использоваться в прогностической практике. Тем не менее такие балансы, все элементы которых определены за одинаковые «жесткие» интервалы времени, представляют определенный интерес для характеристики структуры водного баланса за периоды половодья, паводков, межени.

В результате исследований О. И. Крестовского по применению уравнения (2.12) для прогноза талого стока рек Северо-Запада ЕТС и р. Вятки (см. Труды ГГИ, вып. 233, 1977 г.) установлено и рекомендуется следующее.

При прогнозе делается предположение об отсутствии в лесных районах дефицита влагозапасов во всей почвенно-грунтовой толще как лесных, так и полевых частей речного бассейна после снеготаяния, т. е. делается допущение, что запасы влаги в верхнем слое почвогрунтов, болотах и водоносных слоях ежегодно пополняются до своего оптимального постоянного значения. Учитывая это на основании данных измерений средних влагозапасов в верхнем слое почвогрунтов $M_{нач}$ и запасах грунтовых вод $G_{нач}$ к началу снеготаяния, т. е. перед выпуском прогноза данной весны, дается прогноз потерь талых вод на пополнение запасов влаги в верхнем метровом слое почвогрунтов $\Delta M'$ и водоносных слоях ΔG:

$$\Delta M' = \overline{M}_{кон} - M_{нач} \text{ и } \Delta G = \overline{G}_{кон} - G_{нач}.$$

Здесь $\overline{M}_{кон}$ и $\overline{G}_{кон}$ — соответственно средние многолетние значения запасов влаги в метровом слое почвогрунтов на дату пика половодья (дата схода снега в лесах) и запаса грунтовых вод к концу половодья на водосборах небольших рек (с площадями 5000—15 000 км²). Значения определяются раздельно для полевых и лесных частей водосбора.

Испарение E' прогнозируется по его связи со снегозапасами $S_{сн}$, поскольку дать прогноз продолжительности снеготаяния и метеорологических условий, обусловливающих испарение, в настоящее время не представляется возможным.

Ввиду отсутствия достоверного прогноза осадков P' для конкретной весны они принимаются равными среднему многолетнему значению $\overline{P'}$.

Прогнозируемое значение (сумма) слоя подземного весеннего стока $Q_{подз}$ рассчитывается как произведение прогнозируемой продолжительности половодья τ, определяемой по ее связи с величиной $Q_{сн}$, на наименьший слой подземного стока в феврале—марте (до начала снеготаяния).

Дождевая составляющая стока на спаде половодья $Q_{дожд}$ ввиду отсутствия надежного метода прогноза осадков в настоящее время еще не поддается надежному долгосрочному прогнозированию и заменяется ее нормой $\overline{Q}_{дожд}$.

Таким образом, прогнозируемое значение общего речного стока за период половодья может быть определено по выражению

$$Q = Q_{сн} + Q_{подз} + \overline{Q}_{дожд}.$$

Анализ применения рассматриваемого воднобалансового метода расчета и прогноза потерь и весеннего стока для ряда рек Северо-Запада ЕТС и р. Вятки позволил Крестовскому сделать оптимистические выводы о возможности его использования для других типичных рек лесной зоны ЕТС при условии наличия соответствующих исходных (перечисленных выше) данных.

Очевидным достоинством указанного метода является раздельный учет и прогноз отдельных составляющих суммарных потерь весенних вод, что позволяет изучить условия формирования этих потерь (как на облесенных, так и на открытых участках водосборов).

Что касается ошибок прогноза весеннего стока этим методом, то они, как и в ряде других, ставших традиционными, методов прогноза стока зависят в основном от погрешностей определения снегозапасов и отклонения фактически выпавших осадков от их нормы, вводимой в прогноз.

Результаты дальнейших исследований по применению воднобалансового метода для определения отдельных составляющих потерь талых (снеговых) вод и их соотношений и для изучения различий в формировании стока на облесенных и полевых частях водосборов лесной зоны ЕТС опубликованы, в частности, в работе [147].

Значительное внимание обоснованию и совершенствованию методов прогноза талого стока рек районов переменного и недостаточного увлажнения ЕТС с использованием воднобалансового метода уделено, например в работах [40, 231 и др.].

2.4. Анализ и обобщение данных о водном балансе речных бассейнов

2.4.1. Анализ результатов расчета текущих водных балансов

Работы по составлению текущих водных балансов речных водосборов за отдельные годы выполняются в региональных НИИ, республиканских и территориальных УГКС (головных и зональных ГМО, кустовых ГМС и т. д.) под научно-методическим руководством ГГИ. Они производятся специалистами воднобалансовых групп в соответствии с действующими методическими указаниями [121, 196, 201, 203, 238, 251, 299] и рекомендациями кураторов ГГИ. Рассчитываются водные балансы речных бассейнов за месяцы, сезоны, фазово-однородные периоды, гидрологический и календарный годы. По истечении года результаты расчетов оформляются в виде машинописного отчета, один из экземпляров которого направляется в ГГИ для рецензирования и использования в научных исследованиях.

Отчет включает в себя пояснительную записку с кратким изложением особенностей применения методики расчета и полученных результатов; все необходимые таблицы; карту-схему бассейна с размещением пунктов всех видов наблюдений; комплексный хронологический график гидрометеорологических элементов, а также интегральный комплексный график месячных значений (нарастающих сумм) элементов водного баланса. По бассейнам, для которых водные балансы рассчитываются впервые, составляется физико-географическое описание (с приложением различных карт — почвенной, гидрогеологической и т. д.).

Перед оформлением отчета на пишущей машинке он проверяется и редактируется в соответствии с требованиями, изложенными, в частности, в работе [268]. В состав этих работ входит общий просмотр отчета, техническая проверка расчетов, сверка цифровых данных в текстовой части и таблицах, первичный анализ материалов (установление надежности данных и выявление материалов, требующих проверки или браковки). При таком анализе материалов обычно применяется сравнительный метод, позволяющий оценить надежность данных путем сопоставления их по всем ближайшим пунктам наблюдений, и генетический метод, заключающийся в сопоставлении хода явлений и обусловливающих их факторов (например, анализ изменений во времени отдельных элементов баланса и погодных условий), а также в увязке между собой некоторых взаимно связанных элементов (например, изменение снегозапасов за безоттепельные периоды с разностью исправленных осадков и испарения с поверхности снега). Другими примерами критического рассмотрения величин и знаков, а следовательно, и степени реальности отдельных элементов водного баланса речных бассейнов, находящихся в естественных условиях (без заметного искажающего влияния хозяйст-

венной деятельности на сток и другие элементы баланса), могут быть следующие:

— сток реки за период весеннего половодья не может быть больше или равным сумме максимальных снегозапасов в бассейне и осадков, выпавших за период от даты начала снеготаяния до конца половодья;

— сток реки за безоттепельный зимний период не может быть больше величины изменения запасов грунтовых вод (для замкнутых бассейнов, не имеющих подземного водообмена с соседними бассейнами и глубокими водоносными слоями), так как сток в таких условиях происходит только за счет разгрузки грунтовых вод;

— изменение запасов подземных вод за безоттепельный зимний период не может иметь положительный знак, что означало бы их накопление, а за весенний сезон — отрицательный, что означало бы сработку запасов этих вод (фактически же весной обычно происходит их пополнение) и т. д.

Выполнение этих условий предполагает соблюдение при получении и обработке всей исходной гидрометеорологической, гидрогеологической и другой информации методики полевых, лабораторных и камеральных работ.

Должное внимание следует обращать на степень освещенности изучаемого бассейна наблюдениями по каждому элементу баланса (число пунктов наблюдений, характер их размещения по площади и степень репрезентативности). При недостаточности пунктов наблюдений в пределах данного водосбора для более надежного определения средней по площади величины могут быть использованы данные по ближайшим пунктам, находящимся вне бассейна. При анализе правильности составления детальных (календарных и фазовых) водных балансов речных бассейнов необходимо обращать внимание на величины и знак невязок баланса. Они, как правило, не должны иметь один и тот же знак во все месяцы и сезоны. Одинаковый знак невязок в течение года свидетельствует скорее всего о завышении или занижении того или иного элемента водного баланса (иногда нескольких одновременно). В таких случаях необходим тщательный анализ выполненных расчетов. Опыт анализа текущих водных балансов, составляемых в УГКС, показывает, что частыми причинами таких невязок могут быть систематические погрешности определения осадков и испарения.

Систематические погрешности определения осадков могут быть вызваны неполным учетом поправок к измеренным осадкам (например, использование при составлении приближенных водных балансов осадков, исправленных лишь одной поправкой на смачивание осадкомерного ведра [201]) или неполнотой освещения наблюдениями всех высотных поясов в горных частях бассейнов (расположение метеопунктов преимущественно в долинах рек или в межгорных котловинах) и т. д. Содержащееся в работе [201] указание о том, что «предусматривается составление в УГКС

приближенных водных балансов по сокращенному (приближенному) уравнению... с введением поправки к осадкам только на смачивание» привело к снижению качества и ценности этих балансов по значительному числу речных бассейнов ЕТС и некоторых других районов страны. В результате было затруднено их внедрение в практику, что явилось одной из основных причин решения Госкомгидромета об отмене их дальнейшего составления в ряде УГКС (*письмо Госкомгидромета от 27 июня 1979 г.*).

По бассейнам больших рек Сибири (Обь, Иртыш, Енисей, Ангара и другие) приближенные водные балансы составлялись под руководством автора в прежние годы и продолжают составляться в настоящее время со всеми поправками к осадкам, что позволяет использовать их в научных и практических целях. В табл. 6 и 7 приводятся примеры расчета детального и приближенного водных балансов по отдельным речным бассейнам за месяцы, гидрологический и календарный годы. Дальнейшее развитие воднобалансовых исследований и повышение надежности определения водных балансов для слабо изученных в гидрометеорологическом отношении районов страны (значительная часть территории Сибири и Дальнего Востока, среднегорья и высокогорья Средней Азии, Урала и других горных районов, север ЕТС и др.) зависит в первую очередь от расширения и рационализации размещения пунктов и состава гидрометеорологических и других наблюдений [209, 294 и др.].

Для повышения надежности расчета водных балансов необходимо также выявлять и использовать на практике наиболее пригодные методы расчета суммарного испарения, дающие наименьшую невязку среднего годового водного баланса. При этом в практике составления текущих водных балансов в первую очередь следует использовать широко распространенные и проверенные на массовом эмпирическом материале методы расчета испарения [196, 251, 298], с осторожностью относясь к применению предлагаемых разными авторами методам, например [16, 227], допустимые границы применения и точность которых пока не выяснены. Рассмотрим случай, когда лучшее замыкание среднего годового водного баланса дало использование методов А. Р. Константинова (для месяцев теплого периода) и П. П. Кузьмина (для месяцев зимнего сезона). Обозначим через $E_{к,к}$ годовую сумму испарения, рассчитанного этими двумя методами, путем сложения средних многолетних месячных их значений $E'_{мес\ к,к}$. Тогда принимая в качестве эталонного среднее годовое испарение, определенное методом водного баланса ($E=P-Q$), можно рассчитать откорректированные месячные значения испарения $E'_{мес\ к,к}$, дающие полное (с нулевой невязкой) замыкание среднего годового водного баланса для рассматриваемого речного бассейна. При этом, естественно, принимается допущение, что систематические ошибки определения средних многолетних месячных и годовых осадков и стока для этого бассейна равны нулю (отсутствуют

Таблица 6

Пример расчета детального водного баланса речного бассейна, мм

Элемент водного баланса	Условное обозначение	Месяц								
		IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Бассейн р. Каргат — с. Здвинск, $A=6440$ км², 1976-77 г.										
Осадки	P	74	95	25	20	9	32	32	22	40
Сток	Q	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	9,3	18,3
В том числе:										
поверхностный	$Q_{пов}$	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,3	18,2
подземный	$Q_{подз}$	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Забор вод на хозяйственные нужды	$Q_{заб}$									
Сброс вод после их хозяйственного использования	$Q_{сбр}$									
Испарение	E	24	14	3	2	2	3	7	53	65
Изменение запасов воды в бассейне (по балансу)	$\Delta S = P - Q - E$	49,8	80,8	21,9	17,9	7,0	29,0	25,0	—40,3	—43,3

В том числе:										
в снеге	$\Delta S_{сн}$	0	14	26	13	6	12	4	—75	0
в озерах	$\Delta S_{оз}$									
в водохранилищах и прудах	$\Delta S_{вдхр,\ пр}$									
в русловой сети	$\Delta S_{русл}$								1	2
в почвогрунтах и подземных водах (по балансу)	$\Delta S_{подз} = \Delta S - \Delta S_{сн} - \Delta S_{оз} - \Delta S_{вдхр,\ пр} - \Delta S_{русл}$	49,8	66,8	—4,1	4,9	1	17	21	33,7	—45,3
в почвогрунтах	ΔM	27	0	0	0	0	0	0	63	—19
в подземных водах	ΔG	—5	2	—6	—9	—12	—5	—4	48	12
в почвогрунтах и подземных водах (по измерениям)	$\Delta S'_{подз} = \Delta M + \Delta G$	22	2	—6	—9	—12	—5	—4	111	—7
Невязка водного баланса (неучтенные элементы баланса и погрешность определения учитываемых элементов)	$\mu = \Delta S_{подз} - \Delta S'_{подз}$	27,8	64,8	1,9	13,9	13	22	25	—77,3	—38,3

Элемент водного баланса	Условное обозначение	Месяц							Год	
		VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	гидрологический (IX—VIII)	календарный (I—XII)
Бассейн р. Каргат — с. Здвинск, $A=6440$ км², 1976-77 г.										
Осадки	P	33	38	90	57	38	21	37	510	449
Сток	Q	5,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	33,8	33,9
В том числе:										
поверхностный	$Q_{пов}$	4,9	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	32,7	32,6
подземный	$Q_{подз}$	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	1,1	1,3
Забор вод на хозяйственные нужды	$Q_{заб}$									
Сброс вод после их хозяйственного использования	$Q_{сбр}$									
Испарение	E	103	103	60	32	21	6	4	439	459
Изменение запасов воды в бассейне (по балансу)	$\Delta S = P - Q - E$	—75,1	—65,3	29,8	24,8	16,8	14,8	32,9	37,2	—43,9

В том числе:										
в снеге	$\Delta S_{сн}$	0	0	0	0	0	5	26	0	—22
в озерах	$\Delta S_{оз}$									
в водохранилищах и прудах	$\Delta S_{вдхр,\ пр}$									
в русловой сети	$\Delta S_{русл}$	—3							0	0
в почвогрунтах и подземных водах (*по балансу*)	$\Delta S_{подз} = \Delta S - \Delta S_{сн} - \Delta S_{оз} - \Delta S_{вдхр,\ пр} - \Delta S_{русл}$	—72,1	—65,3	29,8	24,8	16,8	9,8	6,9	37,2	—21,9
в почвогрунтах	ΔM	—29	—33	39	0	20	0	0	48	41
в подземных водах	ΔG	—1	—8	—2	—1	—3	—2	—7	10	15
в почвогрунтах и подземных водах (*по измерениям*)	$\Delta S'_{подз} = \Delta M + \Delta G$	—30	—41	37	—1	17	—2	—7	58	56
Невязка водного баланса (неучтенные элементы баланса и погрешность определения учитываемых элементов)	$\mu = \Delta S_{подз} - \Delta S'_{подз}$	—42,1	—24,3	—7,2	25,8	—0,2	11,8	13,9	—20,8	—77,9

Примечание. В таблице приведены результаты расчета, выполненного в ЗапСибНИИ.

Элемент водного баланса	Условное обозначение	Число пунктов наблюдений	IX	X	XI	XII
		Бассейн р. Оби до Новосибирской				
Осадки	P	88	109	62	34	7
Сток	Q	1	10	12	9	6
Испарение	E	56	26	17	9	4
Изменение запасов воды в бассейне	$\Delta S = P - Q - E$		73	33	16	−3
В том числе:						
в снежном покрове	$\Delta S_{сн}$	80	0	0	24	7
в озерах и водохранилищах	$\Delta S_{оз,\ вдхр}$	10	−1	3	−2	−2
в почвогрунтах и подземных водах (по балансу)	$\Delta S_{подз} = \Delta S - \Delta S_{сн} - \Delta S_{оз,\ вдхр}$		74	30	−6	−8
Восстановленный сток	$Q' = Q + \Delta S_{оз,\ вдхр}$		9	15	7	4
		Бассейн р. Енисея до Красноярской				
Осадки	P	128	105	94	39	31
Сток	Q	1	22	20	16	21
Испарение	E	45	31	17	7	4
Изменение запасов воды в бассейне	$\Delta S = P - Q - E$		52	57	16	6
В том числе:						
в снежном покрове	$\Delta S_{сн}$	126	15	28	30	30
в озерах и водохранилищах	$\Delta S_{оз,\ вдхр}$		−3	−2	−9	−15
в почвогрунтах и подземных водах (по балансу)	$\Delta S_{подз} = \Delta S - \Delta S_{сн} - \Delta S_{оз,\ вдхр}$		40	31	−5	−9
Восстановленный сток	$Q' = Q + \Delta S_{оз,\ вдхр}$		19	18	7	6
		Бассейн р. Нижней Тунгуски до факт.				
Осадки	P	28	54	70	34	53
Сток	Q	1	30	14	6	5
Испарение	E	24	27	7	2	1
Изменение запасов воды в бассейне	$\Delta S = P - Q - E$		−3	49	26	47
В том числе:						
в снежном покрове	$\Delta S_{сн}$	28	0	41	24	31
в озерах и водохранилищах	$\Delta S_{оз,\ вдхр}$					
в почвогрунтах и подземных водах (по балансу)	$\Delta S_{подз} = \Delta S - \Delta S_{сн} - \Delta S_{оз,\ вдхр}$		−3	8	2	16

Примечание. В таблице использованы результаты расчетов ЗапСибНИИ Тунгуски).

Таблица 7

ных балансов речных бассейнов, мм

Месяц												Год	
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	гидрологический (IX—VIII)	календарный (I—XII)
ГЭС, $A=232\,000$ км², 1974-75 г.													
29	28	23	94	90	58	58	58	74	35	35	17	650	599
6	6	7	28	30	48	35	16	14	14	8	5	213	217
6	7	13	35	58	65	70	50	27	19	10	6	360	366
17	15	3	31	2	—55	—47	—8	33	2	17	6	77	16
14	20	5	—70	0	0	0	0	0	0	20	6	0	—5
—2	—3	—4	3	8	7	0	0	—4	—2	—2	—1	7	0
5	—2	2	98	—6	—62	—47	—8	37	4	—1	1	70	21
4	3	3	31	38	55	35	16	10	12	6	4	220	217
ГЭС, $A=289\,000$ км², 1974-75 г.													
35	31	28	73	61	82	68	93	66	34	30	14	740	615
16	14	16	19	34	26	27	24	24	22	18	25	255	265
4	5	14	26	49	69	51	34	29	22	10	3	311	316
15	12	—2	28	—22	—13	—10	35	13	—10	2	—14	174	34
23	23	12	—36	—112	—13	0	0	0	5	30	13	0	—55
—10	—10	—11	—8	18	73	12	3	0	—5	—12	—16	38	34
2	—1	—3	72	72	—73	—22	32	13	—10	—16	—11	136	55
6	4	5	11	52	99	39	27	24	17	6	9	293	299
Большой Порог, $A=447\,000$ км², 1974-75 г.													
45	19	43	34	52	89	102	103	63	63	47	39	698	699
3	2	2	1	63	135	34	26	26	21	5	3	321	321
2	2	8	22	42	74	67	36	25	16	4	2	290	300
40	15	33	11	—53	—120	1	41	12	26	38	34	87	78
40	4	24	—34	—130	0	0	0	0	19	27	26	0	—24
0	11	9	45	77	—120	1	41	12	7	11	8	87	102

(по бассейну р. Оби) и Красноярской ГМО (по бассейнам рек Енисея и Нижней

Уравнивание средних многолетних месячных и годовых водных балан

Элементы водного баланса	Условное обозначение	Число пунктов наблюдений	I	II	III	
			Бассейн р. Лены до			
Осадки (со всеми поправками)	P	21	16	13	13	
Сток (в створе г. Усть-Кут)	Q	1	5	3	4	
Испарение, определенное методами: А. Р. Константинова и П. П. Кузьмина	$E_{К,К}$	7	3	4	17	
комплексным М. И. Будыко—Л. И. Зубенок и П. П. Кузьмина	$E_{Б-З,К}$	7	3	4	17	
В. С. Мезенцева	$E_{М}$	7	2	3	13	
принятое для расчета баланса (с округлением)	$E'_{К,К} = E_{К,К}K_{К,К}$	7	3	4	17	
Изменение суммарных влагозапасов (по балансу), принятое	$\Delta S = P - Q - E'_{К,К}$		8	6	—8	
			Бассейн р. Куды до			
Осадки (со всеми поправками)	P	7	9	6	6	
Сток (в створе с. Грановщина)	Q	1	0	0	0	
Испарение, определенное методами: испарителей (по наблюдениям)	$E_{исп}$	1	1	1	7	
А. Р. Константинова и П. П. Кузьмина	$E_{К,К}$	3	2	4	10	
комплексным М. И. Будыко и Л. И. Зубенок	$E_{Б-З}$	3	2	5	6	
принятое для расчета баланса (с округлением)	$E'_{К,К} = E_{К,К}K_{К,К}$	3	2	4	10	
Изменение суммарных влагозапасов (по балансу), принятое	$\Delta S = P - Q - E'_{К,К}$		7	2	—4	
			Бассейн р. Яны до местн.			
Осадки (со всеми поправками)	P	27	7	7	6	
Сток (в створе местн. Джангкы)	Q	1	0	0	0	
Испарение, определенное методами: А. Р. Константинова и П. П. Кузьмина	$E_{К,К}$	12	2	1	5	
комплексным и П. П. Кузьмина	$E_{Б-З,К}$	11	2	1	5	
принятое для расчета баланса	$E'_{Б-З,К}=E_{Б-З,К}K_{Б-З,К}$	11	2	1	5	
Изменение суммарных влагозапасов (по балансу), принятое	$\Delta S = P - Q - E'_{Б-З,К}$		5	6	1	

Примечание. В таблице использованы материалы Иркутской (по бассей

Таблица 8

сов с использованием поправочных коэффициентов к испарению

Элемент водного баланса, мм										Поправочный коэффициент к испарению	
IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год	расчетная формула	значение
г. Усть-Кут, $A=58\,900$ км^2											
24	37	57	109	99	48	30	29	30	505		
4	48	25	12	14	12	9	5	6	147		
29	48	64	90	54	22	14	7	3	355	$K_{К,\,К}=E/E_{К,\,К}$	1,008
30	64	55	48	41	28	12	7	3	312	$K_{Б-З,\,К}=E/E_{Б-З,\,К}$	1,147
34	62	81	60	40	28	17	5	2	347	$K_{М}=E/E_{М}$	1,032
29	48	65	91	55	22	14	7	3	358		
—9	—59	—33	6	30	14	7	17	21	0		
с. Грановщина, $A=7840$ км^2											
12	25	50	122	78	44	20	16	14	402		
9	11	6	9	9	6	5	1	1	57		
24	49	69	84	69	38	10	1	1	354	$K_{исп}=E/E_{исп}$	0,975
26	45	70	100	63	16	12	7	2	357	$K_{К,\,К}=E/E_{К,\,К}$	0,966
30	58	53	66	53	30	10	2	1	316	$K_{Б-З}=E/E_{Б-З}$	0,092
25	43	68	96	61	15	12	7	2	345		
—22	—29	—24	17	8	23	3	8	11	0		
Джангкы, $A=216\,000$ км^2											
12	26	61	51	49	33	24	14	12	302		
0	7	46	38	29	14	2	1	0	137		
12	34	61	38	23	19	11	2	2	210	$K_{К,\,К}=E/E_{К,\,К}$	0,786
9	15	37	37	27	12	9	2	2	158	$K_{Б-З,\,К}=E/E_{Б-З,\,К}$	1,044
9	16	39	39	28	13	9	2	2	165		
3	3	—24	—26	—8	6	13	11	10	0		

нам рек Лены и Куды) и Якутской ГМО (по бассейну р. Яны).

или заранее устранены, например, введением указанных выше поправок к осадкам и т. п.). Такие откорректированные месячные значения $E'_{\text{мес К, К}}$ могут быть рассчитаны по формуле

$$E'_{\text{мес К, К}} = E\frac{E_{\text{мес К, К}}}{E_{\text{К, К}}} = EK_{\text{мес К, К}} \qquad (2.13)$$

или по равноценной формуле

$$E'_{\text{мес К, К}} = E_{\text{мес К, К}}\frac{E}{E_{\text{К, К}}} = E_{\text{мес К, К}}K_{\text{К, К}}, \qquad (2.13а)$$

где $K_{\text{мес К, К}} = \frac{E_{\text{мес К, К}}}{E_{\text{К, К}}}$ — отношение среднего многолетнего испарения $E_{\text{мес К, К}}$ (мм или км^3) за данный месяц к его средней многолетней годовой сумме $E_{\text{К, К}}$; $K_{\text{К, К}} = \frac{E}{E_{\text{К, К}}}$ — средний многолетний поправочный коэффициент к месячным значениям испарения, рассчитанного методами Константинова и Кузьмина ($E_{\text{мес К, К}}$) или другими методами. Для конкретного речного бассейна значение поправочного коэффициента для каждого метода является постоянным, но для разных методов эти коэффициенты обычно различаются. Примеры расчета приведены в табл. 8.

Принимая допущение о постоянстве значения поправочного коэффициента $K_{\text{К, К}}$ во все годы, с помощью среднего многолетнего значения этого коэффициента можно корректировать месячные, сезонные и годовые значения испарения за отдельные годы. Такой простой способ приближенной корректировки обеспечивает приведение ежегодных данных об испарении к их значениям, соответствующим данным, получаемым для многолетнего периода методом водного баланса (с нулевой невязкой среднего годового водного баланса). Итак, указанным способом могут быть устранены систематические ошибки определения испарения разными расчетными методами и обусловленные ими невязки водного баланса.

При производстве наблюдений за элементами водного баланса, обработке данных измерений и последующих расчетах помимо систематических имеют место случайные погрешности. Случайные погрешности зависят от многих неизвестных обстоятельств и могут учитываться только статистически. Вопросу оценки случайных погрешностей определения элементов водного баланса и других гидрометеорологических элементов посвящена обширная литература, в частности работы [3, 122, 164, 181, 209, 227, 233, 251].

2.4.2. Оценка точности воднобалансовых измерений и расчетов

При производстве воднобалансовых измерений и обработке результатов наблюдений имеют место систематические и случайные погрешности, вызванные несовершенством приборов и методов измерений, изменчивостью во времени и по территории самого

объекта измерений, влиянием внешней среды, личными ошибками наблюдателя и т. п. Значения ошибок должны обязательно оцениваться, так как без этого невозможно судить о достоверности результатов измерений и расчетов. От точности гидрометеорологической информации зависит надежность определения параметров, *лимитирующих стоимость проектируемых водохозяйственных*, мелиоративных и гидротехнических сооружений и работ, поэтому необходимо постоянно стремиться к повышению точности воднобалансовых измерений и расчетов.

Систематические погрешности, зависящие главным образом от методов наблюдений и конструкции приборов, являются постоянными или изменяющимися по определенному закону и могут быть исследованы и устранены путем введения соответствующих поправок. Суммарное влияние всех элементарных случайных погрешностей порождает случайную часть Δ общей погрешности ε результата измерения, а суммарное влияние элементарных систематических погрешностей — систематическую часть δ, т. е.

$$\varepsilon = \Delta + \delta. \tag{2.14}$$

Используемые в настоящее время гидрометеорологические приборы и методы наблюдений позволяют получать данные с погрешностью около 5—10 %.

При воднобалансовых исследованиях проводятся точечные измерения (*в отдельных пунктах*), *линейно-маршрутные и площадные* (на участках, полях, водосборах). При производстве наблюдений в данном пункте (точке) на первое место выступают инструментальные погрешности, определяемые путем сравнения с эталонным прибором, и погрешности, возникающие из-за дискретности измерения, т. е. когда наблюдения ведутся через интервалы времени, превышающие период колебаний изучаемого элемента. При линейно-маршрутных и площадных измерениях в дополнение к названным прибавляются еще ошибки, зависящие от способа выбора маршрутов и участков, степени их репрезентативности, способа размещения на них промерных точек. Объективным является способ равномерного размещения измерительных точек (пунктов) по площади. Различные по своему происхождению элементарные ошибки могут быть как случайными, так и систематическими. На практике они часто проявляются совместно и не всегда могут быть разделены. В связи с этим воднобалансовые исследования должны проводиться так, чтобы надежность получаемой информации была достаточной и обеспечивалась бы возможность правильной оценки фактической точности уже выполненных рядов измерений. С этой целью важно, чтобы точность результатов измерения заблаговременно предусматривалась в соответствии с требованиями теории и практики и предварительно рассчитывалась перед началом работ. Например, правильная оценка точности наблюдений по формулам теории ошибок возможна только при равномерном размещении по площади

(маршруту) точек (пунктов) измерения, а повышение точности — при увеличении числа последних.

Ниже рассматриваются способы оценки изменчивости и точности измерения и расчета элементов водного баланса.

Оценка случайных погрешностей производится в зависимости от характера распределения измеряемых величин. При нормальном распределении независимых и свободных от систематических погрешностей результатов измерений (X_1, X_2, ..., X_n) элемента водного баланса X для оценки его изменчивости и точности определения используются следующие характеристики:

— среднее квадратическое (стандартное) отклонение

$$\sigma_X = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \overline{X})^2}{n-1}}, \tag{2.15}$$

характеризующее рассеивание (изменчивость) ряда наблюденных значений X_i ($i = 1, 2, \ldots, n$) относительно среднего значения

$$\overline{X} = \sum_1^n \frac{X_i}{n},$$

где n — число измеренных значений, называемое объемом выборки;

— коэффициент вариации (в долях единицы)

$$C_v = \frac{\sigma_X}{\overline{X}}, \tag{2.16}$$

характеризующий относительную изменчивость ряда измерений;

средняя квадратическая ошибка определения среднего значения $\overline{X}$ или погрешность результата измерения

$$\sigma_{\overline{X}} = \frac{\sigma_X}{\sqrt{n}}. \tag{2.17}$$

Из закона распределения случайных погрешностей следует, что истинное среднее значение элемента $\overline{X}_0$ может быть получено лишь при бесконечно большом числе измерений.

При ограниченном числе измерений X отличается от $\overline{X}_0$ на величину ошибки $\pm t_\alpha \sigma_{\overline{X}}$. При этом искомое значение $\overline{X}_0$ находится в интервале

$$\overline{X} - t_\alpha \sigma_{\overline{X}} < \overline{X}_0 < \overline{X} + t_\alpha \sigma_{\overline{X}}, \tag{2.18}$$

где t_α определяется в зависимости от n и α по таблице Стьюдента — Фишера,[1]; α означает вероятность приведенного выше

[1] Таблица опубликована в трудах по теории ошибок, например, в книге В. И. Романовского «Основные задачи теории ошибок» (Гостехиздат, 1947) или в работе П. П. Кузьмина «Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов» (Гидрометеоиздат, 1960).

неравенства и называется доверительной вероятностью; границы $\overline{X}-t_\alpha\sigma_{\overline{X}}$ и $\overline{X}+t_\alpha\sigma_{\overline{X}}$ — доверительными границами; интервал $\left(\overline{X}-t_\alpha\sigma_{\overline{X}}, \overline{X}+t_\alpha\sigma_{\overline{X}}\right)$ — доверительным интервалом.

Неравенство (2.18) можно записать так: $|\overline{X}-\overline{X}_0|<t_\alpha\sigma_{\overline{X}}$. Это означает, что разность $\overline{X}-\overline{X}_0$ по своему абсолютному значению не превышает $t_\alpha\sigma_{\overline{X}}$. Отсюда, принимая значения t_α равными 0,674; 1, 2 и 3, для достаточно большого объема выборки ($n \geqslant 100$), находим соответственно по таблице Стьюдента—Фишера: вероятность того, что $|\overline{X}-\overline{X}_0|<0{,}674\sigma_{\overline{X}}$ равна 50 %; $|\overline{X}-\overline{X}_0|<\sigma_{\overline{X}}$ — 68,3 %; $|\overline{X}-\overline{X}_0|<2\sigma_{\overline{X}}$ — 95,4 % и $|\overline{X}-\overline{X}_0|<3\sigma_{\overline{X}}$ — 99,7 %.

Ошибки $2\sigma_{\overline{X}}$ и $3\sigma_{\overline{X}}$, характеризующиеся большими вероятностями (95,4 и 99,7 %) за небольшим количеством исключений, можно считать предельными. В большинстве случаев для оценки точности результата измерения используется средняя квадратическая (стандартная) ошибка $\sigma_{\overline{X}}$, равная $\frac{\sigma_X}{\sqrt{n}}$. Ошибка $0{,}674\frac{\sigma_X}{\sqrt{n}}$ называется вероятной.

Наряду с абсолютными погрешностями (выраженными в единицах измерения изучаемого элемента X) применяются также относительные значения погрешностей (в процентах от среднего значения $\overline{X}$):

$$\sigma_{\overline{X}}\,{}^0\!/_0 = t_\alpha\frac{\sigma_{\overline{X}}}{\overline{X}}\cdot 100 = \frac{t_\alpha}{\sqrt{n}}C_v\cdot 100. \qquad (2.19)$$

$\sigma_{\overline{X}}\,\%$ часто называют просто точностью или погрешностью определения средней арифметической при данном значении α.

Решая уравнение (2.19) относительно n, получаем формулу

$$n = 10^4\frac{t_\alpha^2 C_v^2}{\sigma^2_{\overline{X}}\,{}^0\!/_0}, \qquad (2.20)$$

позволяющую установить необходимое число измерений элемента для получения его среднего значения с заданной точностью. Для вычисления относительной средней квадратической ошибки (стандарта в процентах) по формуле (2.19) в нее подставляется значение $t_\alpha=1$ (при $\alpha=68{,}3$ %). При определении числа измерений, необходимого для получения результата с заданной относительной средней квадратической ошибкой, в формуле (2.20) также принимается $t_\alpha=1$.

По заданным значениям n и C_v по формуле (2.19) определяют относительную среднюю квадратическую ошибку результата измерения $\sigma_{\overline{X}}$ %, а по C_v и $\sigma_{\overline{X}}$ по формуле (2.20) устанавливают

необходимое число измерений для достижения заданной точности измерений. Формулы (2.19) и (2.20) применимы при равномерном размещении пунктов (точек) измерений на исследуемой площади (маршруте).

При значительной изменчивости элемента (большом значении C_v) и малом числе точек его измерения величины $\sigma_{\overline{X}}$ и $\sigma_{\overline{X}}\%$ вычисляются по формулам (2.19) и (2.20) с большой погрешностью. Погрешность определения средней квадратической ошибки $\left(\sigma_{\sigma_{\overline{X}}}\right)$ может быть оценена по известной формуле

$$\sigma_{\sigma_{\overline{X}}} = \frac{\sigma_X}{\sqrt{2n}}. \tag{2.21}$$

Оценка систематических погрешностей результатов измерения основывается на применении эталонного прибора, наличие которого позволяет приближенно определить систематическую погрешность δX, допускаемую при применении сетевого метода (прибора). Эта погрешность определяется по разности между результатами одновременных измерений сетевым X и эталонным $X_э$ приборами. При этом следует учесть, что величинам X и $X_э$, измеренным как сетевым, так и эталонным прибором, присущи соответственно случайные (ΔX и $\Delta X_э$) и систематические (δX и $\delta X_э$) погрешности, так что:

$$X = X_0 + \Delta X + \delta X; \tag{2.22}$$

$$X_э = X_0 + \Delta X_э + \delta X_э, \tag{2.23}$$

где X_0 — искомое истинное значение исследуемого элемента водного баланса.

Вычитая выражение (2.23) из выражения (2.22) и решая полученное уравнение относительно δX, находим следующее выражение для определения систематической погрешности применяемого сетевого прибора:

$$\delta X = (X - X_э) + (\Delta X_э - \Delta X) + \delta X_э. \tag{2.24}$$

В большинстве случаев можно допустить, что $\Delta X_э = \Delta X$, поскольку измерения по сетевому и эталонному приборам проводятся в одинаковых условиях. Известно также, что у эталонных приборов систематические погрешности, как правило, устранены почти полностью, поэтому можно принять $\delta X_э = 0$. При этих допущениях систематическая погрешность сетевого прибора вычисляется приближенно по упрощенной формуле

$$\delta X = X - X_э. \tag{2.25}$$

Средняя квадратическая погрешность определения систематической погрешности по формуле (2.25) вычисляется по уравнению

$$\sigma_{\delta X} = \sqrt{\sigma_X^2 + \sigma_{X_э}^2 - 2r\sigma_X\sigma_{X_э}}, \qquad (2.26)$$

где r — коэффициент корреляции между данными измерений элемента по сетевому и эталонному приборам.

Выше уже отмечалось, что систематические погрешности могут быть постоянными и меняющимися по определенному закону. Если установлено, что ряд измерений X_i элемента водного баланса X обладает некоторой постоянной систематической погрешностью δX, то такой же ошибкой обладает и средняя арифметическая этого ряда $\overline{X}$. Что касается средней квадратической ошибки, то при наличии постоянной систематической погрешности δX она оказывается равной

$$\sigma'_X = \sqrt{\sigma_X^2 + (\delta X)^2}. \qquad (2.27)$$

Здесь σ'_X является искаженной средней квадратической ошибкой. Если выполняется неравенство $\frac{\sigma_X}{\delta X} > 3$, то искажающим влиянием постоянной систематической погрешности можно пренебречь.

Оценка точности воднобалансовых расчетов. В практике часто встречаются случаи, когда подлежащие измерению физические величины $l_1, l_2, \ldots, l_n$ связаны точными зависимостями, заведомо известными из теоретических соображений. Например, исходя из закона сохранения вещества, приходо-расходные и аккумуляционные статьи (положительные и отрицательные составляющие) уравнения водного баланса в сумме должны обращаться в нуль, т. е.

$$\sum_{i=1}^{n} l_i = 0. \qquad (2.28)$$

Однако если в уравнение (2.28) вместо истинных значений элементов водного баланса l_i подставить результаты их измерений X_i, то в правой части уравнения (2.28) вместо нуля появится некоторая величина η:

$$\sum_{i=1}^{n} X_i = \eta, \qquad (2.29)$$

которая называется невязкой уравнения водного баланса, являющейся следствием случайных и систематических погрешностей ε_i результатов измерения отдельных элементов баланса X_i.

Из уравнений (2.28) и (2.29) следует, что невязка η равна сумме ошибок ε_i

$$\eta = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \ldots + \varepsilon_n. \qquad (2.30)$$

Действительно, вычитая почленно из уравнения (2.29) уравнение (2.28), приходим к равенству

$$(X_1 - l_1) + (X_2 - l_2) + \ldots + (X_n - l_n) = \eta, \qquad (2.31)$$

в котором представленные в скобках разности между измеренным и истинным значением соответствующего элемента X_i выражают как раз присущую ему сумму случайной и систематической погрешностей $\varepsilon_i = \Delta i + \delta_i$.

Для оценки надежности составления водного баланса результаты измерения X_i каждого уравнения типа (2.29) освобождают от систематических погрешностей путем внесения в них соответствующих поправок, найденных указанным выше способом, и определяют среднюю квадратическую ошибку расчета водного баланса

$$\sigma_\eta = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \sigma_{X_i}^2}. \qquad (2.32)$$

Уравнение (2.32) справедливо при условии независимости входящих в уравнение элементов баланса.

При наличии корреляционной связи в правой части уравнения под корнем появляются новые члены

$$2r_{12}\sigma_1\sigma_2\eta'_{X_1}\eta'_{X_2} + 2r_{13}\sigma_1\sigma_3\eta'_{X_1}\eta'_{X_3} + 2r_{23}\sigma_2\sigma_3\eta'_{X_2}\eta'_{X_3} + \ldots,$$

где r_{12}, r_{13}, r_{23} — коэффициенты корреляции соответственно между элементами водного баланса X_1 и X_2, X_1 и X_3, X_2 и X_3 и т. д.; σ_1, σ_2 и σ_3 — средние квадратические отклонения элементов X_1, X_2 и X_3 от их средних значений; η'_{X_1}, η'_{X_2}, η'_{X_3} — частные производные функции η $(X_1, X_2, \ldots, X_n)$ соответственно по X_1, X_2 и X_3.

Критерием для оценки правильности и надежности полученных балансов служит соответствие распределения невязок водных балансов их вероятным значениям. Так, если невязки водных балансов в положенном числе случаев (68,3; 95,4; 99,7 %) не превышают по величине рассчитанных ошибок определения невязки водного баланса соответствующей обеспеченности (σ_η, $2\sigma_\eta$, $3\sigma_\eta$), то считается, что методика расчета правомерна, а результаты настолько надежны, насколько это позволяет точность определения составляющих водного баланса. Если такого соответствия не наблюдается, следует искать неточность в методике определения или оценке точности отдельных элементов баланса. Точность баланса характеризуется значением средней квадратической ошибки определения невязки.

2.4.3. Обобщение данных о водном балансе речных бассейнов

Средние многолетние водные балансы. Исследованию и расчету средних многолетних годовых водных балансов бассейнов рек, морей, территорий государств и их административных единиц, а также континентов и всей суши посвящено большое число работ. Обзор их дан в пп. 1, 14, 15. В таблицах 39 и 40 приведены современные данные о среднем годовом водном балансе бассейнов морей и больших рек СССР, а в табл. 51 — аналогичные данные для бассейнов величайших зарубежных рек. Средние по природным зонам отдельных регионов (природных стран) территории СССР, определенные автором, помещены в табл. 10.

Для бассейнов морей и больших рек Сибири и Дальнего Востока автором выполнены исследования среднего многолетнего внутригодового распределения месячных значений основных элементов водного баланса (осадки, сток, испарение и приращение суммарных влагозапасов в бассейнах), соотношений этих элементов за водохозяйственные сезоны и периоды накопления и расходования влаги; некоторые из результатов этих расчетов автора приведены в работах [181, 233] и в табл. 9.

Водные балансы за водохозяйственные сезоны имеют определенный научный интерес и большое практическое значение. В частности, именно за эти сезоны, называемые некоторыми исследователями [8] лимитирующими и нелимитирующими, производятся гидрологические расчеты для проектирования регулирования стока и т. д. Расчеты водного баланса за водохозяйственные сезоны, в качестве которых для большинства рек СССР могут быть приняты весна, лето—осень, зима (для рек с весенним половодьем) или весна—лето, осень, зима (для рек с весенне-летним половодьем). Такие сезоны целесообразно выделять, например, в случае преимущественного использования стока для промышленно-энергетического и коммунально-питьевого водоснабжения и других целей, когда лимитирующим (с точки зрения возможности обеспечения водой потребителей) периодом является летне-осенне-зимний или осенне-зимний, а лимитирующим сезоном — зимний (обычно более маловодный по сравнению с летне-осенним или осенним сезоном). Границы и продолжительность водохозяйственных сезонов при воднобалансовых исследованиях целесообразно принимать теми же, что приняты в региональных научно-прикладных монографиях «Ресурсы поверхностных вод СССР». Расчеты водных балансов за водохозяйственные сезоны и год, по нашему мнению, производить целесообразнее, чем за стандартные календарные сезоны — зима, весна, лето, осень, рекомендованные в «Методических указаниях управлениям Гидрометслужбы № 73 и 77». При составлении ежегодных водных балансов границы и продолжительность водохозяйственных сезонов следует принимать одинаковыми во все годы.

Таблица 9

Средние многолетние месячные и годовые водные балансы бассейнов морей (на примере морей Восточной Сибири и Дальнего Востока), мм

Элемент водного баланса	Число пунктов наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Море Лаптевых, $A=3\,693\,000$ км^2														
Осадки P	300	12,7	11,7	11,7	19,6	33,4	56,7	73,7	71,0	47,4	31,0	20,0	15,1	404
Сток Q	1	1,8	1,4	1,0	0,8	4,9	85,2	40,4	27,3	24,3	12,2	2,7	2,0	204
Испарение E	170	1,6	1,6	5,9	12,4	27,4	50,4	47,1	26,9	14,3	8,4	2,4	1,6	200
Изменение суммарных влагозапасов $\Delta S=P-Q-E$	—	9,3	8,7	4,8	6,4	1,1	−78,9	−13,8	16,8	8,8	10,4	14,9	11,5	0
Восточно-Сибирское море, $A=1\,296\,000$ км^2														
Осадки P	80	24,0	16,2	12,2	13,0	18,3	43,3	60,4	55,9	35,3	31,7	27,4	22,3	360
Сток Q	1	0,5	0,3	0,3	0,2	12,1	63,0	38,1	28,9	19,0	5,1	1,5	1,0	170
Испарение E	56	1,4	3,4	2,9	8,5	31,4	49,3	48,3	24,9	10,4	6,4	1,9	1,2	190
Изменение суммарных влагозапасов $\Delta S=P-Q-E$	—	22,1	12,5	9,0	4,3	−25,2	−69,0	−26,0	2,1	5,9	20,2	24,0	20,1	0
Чукотское море, $A=101\,000$ км^2														
Осадки P	11	47,5	37,8	37,8	41,0	36,1	23,8	50,4	66,4	52,9	72,9	55,6	47,8	570
Сток Q	1	0,04	0,001	0	0	5,8	167,8	103,8	67,4	32,3	7,1	2,3	0,5	387
Испарение E	11	3,4	2,9	3,0	4,9	10,3	56,9	49,7	18,2	13,9	10,6	5,7	3,5	183
Изменение суммарных влагозапасов $\Delta S=P-Q-E$	—	44,1	34,9	34,8	36,1	20,0	−200,9	−103,1	−19,2	6,7	55,2	47,6	43,8	0

Берингово море и Тихоокеанское побережье п-ва Камчатка, $A=570\,000$ км²

Осадки P	45	78,0	56,0	54,8	55,3	47,9	44,4	65,3	70,6	63,4	72,1	75,1	82,1	765
Сток Q	1	12,2	12,2	12,2	13,4	34,0	171,6	120,9	68,5	50,7	29,5	18,4	13,4	557
Испарение E	45	4,9	4,8	6,8	10,0	31,3	41,9	39,1	29,7	15,4	11,4	7,6	5,1	208
Изменение суммарных влагозапасов $\Delta S=P-Q-E$	—	60,9	39,0	35,8	31,9	—17,4	—169,1	—94,7	—27,6	—2,7	31,2	49,1	63,6	0

Охотское море, $A=2\,547\,000$ км²

Осадки P	274	17,9	12,6	20,0	35,6	51,5	79,3	112,5	114,3	83,5	50,0	36,6	25,2	639
Сток Q	1	4,0	3,0	2,4	5,6	35,1	64,6	33,8	34,3	36,7	27,3	15,0	6,2	268
Испарение E	245	3,1	4,4	11,0	24,7	51,0	77,5	96,0	52,4	25,1	14,0	8,0	3,8	371
Изменение суммарных влагозапасов $\Delta S=P-Q-E$	—	10,8	5,2	6,6	5,3	—34,6	—62,8	—17,3	27,6	21,7	8,7	13,6	15,2	0

Японское море (в пределах СССР), $A=134\,000$ км²

Осадки P	50	24,9	20,5	36,7	52,6	75,6	90,2	110	135	125	78,6	60,0	36,9	846
Сток Q	1	3,6	2,9	2,9	25,1	68,9	52,8	38,0	47,4	54,9	37,3	18,7	6,5	359
Испарение E	50	9,7	10,5	18,0	37,7	69,8	90,0	102,9	58,7	47,0	16,4	14,5	11,8	487
Изменение суммарных влагозапасов $\Delta S=P-Q-E$	—	11,6	7,1	15,8	—10,2	—63,1	—52,6	—30,9	28,9	23,1	24,9	26,8	18,6	0

Примечание. В таблице указано число пунктов наблюдений, использованных для расчета внутригодового относительного (в процентах от годовой суммы) распределения осадков, стока и испарения. Оно, в частности, меньше общего количества метеопунктов, использованных для построения карт норм годовых осадков и испарения, использованных для определения средних значений норм по бассейнам море.

Таблица 10

Среднемноголетний годовой водный баланс природных зон и подзон отдельных регионов (природных стран) СССР

Природная страна, зона, подзона, провинция, область	Элемент водного баланса, мм			Коэффициент	
	осадки	сток	испарение	стока	испарения
Балтийская природная страна					
Тундра	584	467	117	0,80	0,20
Северотаежные низкогорья	600	445	155	0,74	0,26
Северная тайга (равнина)	616	329	287	0,53	0,47
Средняя тайга	695	339	356	0,49	0,51
Восточно-Европейская (Русская) равнина					
Тундра	566	395	171	0,70	0,30
Северная тайга	660	372	288	0,56	0,44
Средняя тайга	720	326	394	0,45	0,55
Южная тайга	718	235	483	0,33	0,67
Смешанные (хвойно-широколиственные) леса	604	194	410	0,32	0,68
Северная лесостепь	627	101	526	0,16	0,84
Южная лесостепь	534	97	437	0,18	0,82
Северная (умеренно засушливая и засушливая) степь	515	55	460	0,11	0,89
Южная (сухая) степь	510	23	487	0,04	0,96
Полупустыня	373	11	362	0,03	0,97
Северная пустыня	260	2	258	0,01	0,99
Карпатская горная страна					
Украинские Карпаты	980	400	580	0,41	0,59
Крымско-Кавказская горная страна					
Крымские горы	508	114	394	0,22	0,78
Лесистые и альпийские хребты Большого Кавказа	1100	667	433	0,61	0,39
Закавказская влажнолесная, сухостепная и полупустынная депрессия	742	397	345	0,54	0,46
Лесистые и горно-луговые хребты Малого Кавказа	814	459	355	0,56	0,44
Переднеазиатские нагорья					
Армянское горно-степное и горно-луговое вулканическое нагорье	560	410	150	0,73	0,27
Пустынные, полупустынные и горно-степные горы Копет-Даг	330	17	313	0,05	0,95
Пустынные и полупустынные холмогорья Бадхыз и Карабиль	280	34	246	0,12	0,88
Центральноазиатские горы и нагорья					
Горы и межгорные впадины Внутреннего Тянь-Шаня	400	139	261	0,35	0,65
Нагорья Центрального Тянь-Шаня	400	80	320	0,20	0,80
Памирское пустынное нагорье	450	185	265	0,41	0,59

Природная страна, зона, подзона, провинция, область	Элемент водного баланса, мм			Коэффициент	
	осадки	сток	испарение	стока	испарения
Среднеазиатские горы и нагорья					
Западно-Джунгарский Алатау	495	155	340	0,31	0,69
Северный Тянь-Шань	441	214	227	0,49	0,51
Западный Тянь-Шань	436	320	116	0,73	0,27
Горные хребты Южного Тянь-Шаня	701	473	228	0,67	0,33
Высокие горы Гиссаро-Дарваза	733	291	442	0,40	0,60
Пустыннонизкогорная и среднегорная Таджикская депрессия	465	173	292	0,37	0,63
Туранская равнина					
Умеренно сухая степь					
(Северо-Тургайское плато)	334	7,1	327	0,02	0,98
Сухая степь					
(Центрально-Тургайское плато)	315	5,1	310	0,02	0,98
Полупустыня					
Южно-Тургайское плато	270	4,1	266	0,02	0,98
Илийская впадина	435	102	333	0,23	0,77
Чу-Таласская полупустыня и пустыня	264	59	205	0,22	0,78
Северная пустыня					
Приаральское, Шалкарнуринское и Арыскумское плато	205	5,0	200	0,02	0,98
Средняя пустыня					
Арало-Каспийское плато (преимущественно среднепустынные)	155	0	155	0	1,00
Приаральско-Кызылкумская и Нижне-Сырдарьинская равнина	148	3	145	0,02	0,98
Бетпакдалинская пустыня (средне- и северопустынная)	180	4	176	0,02	0,98
Муюнкумская равнина	247	29	218	0,12	0,88
Балхаш-Алакольская впадина	263	2	261	0,01	0,99
Дельта Амударьи и Сарыкамышская низменность	126	1	125	0,01	0,99
Северные Каракумы	126	2	124	0,02	0,98
Каршинская равнина	210	37	173	0,18	0,82
Западно-Тяньшанская равнина (местами кустарниковая пустыня и полусаванны)	278	28	250	0,10	0,90
Ферганская впадина (с преобладанием культурных ландшафтов)	323	43	280	0,13	0,87
Южная пустыня					
Кызылкумско-Средне-Сырдарьинская равнина	148	2,4	146	0,02	0,98
Южные Каракумы	172	8,0	164	0,05	0,95
Сухарно-Южнотаджикская равнина	463	170	293	0,37	0,63

Годовые значения элементов среднего многолетнего водного баланса для каждого речного бассейна за календарный (с 1 января), водохозяйственный (с весеннего сезона) и гидрологический (обычно с осени) годы совпадают, так как являются суммой одних и тех же 12-месячных значений. Поскольку месячные значения элементов водного баланса за отдельные годы неодинаковы, годовые их суммы для календарного, водохозяйственного и гидрологического года также различны. Начало календарного года, приходящееся на середину зимы, не является удобным для водобалансовых расчетов, поскольку в это время в бассейнах рек происходит накопление запасов воды в виде снега и одновременно уменьшение (сработка) запасов грунтовых вод. Иными словами, за календарный год годовой цикл формирования водного баланса не завершается. В целях устранения этого недостатка немецким географом В. Уле [34] было введено в гидрологию понятие о гидрологическом годе, начинающемся 1 ноября. Однако начало гидрологического года для бассейнов, расположенных в различных климатических условиях, различно и не может быть принято одинаковым. Кроме того, начало его (а следовательно, и продолжительность) в разные годы может не совпадать даже для одного и того же речного бассейна. Данные о текущих водных балансах показывают, что продолжительность гидрологического года может, например, составлять 11, 13 и т. д. месяцев. Принятие в практике гидрологических и водобалансовых расчетов скользящих границ гидрологического года (индивидуально для каждого года), как справедливо отмечалось ранее И. М. Лифшиц, В. Г. Андреяновым [8], А. Г. Булавко [34], приводит к ряду неоправданных трудностей. В частности, годовые значения элементов водного баланса, рассчитанные за разное число месяцев, несравнимы между собой. Поэтому трудно согласиться с рекомендацией в [201] о принятии при расчетах текущих водных балансов для одного и того же бассейна в разные гидрологические годы неодинаковую их продолжительность. Представляется целесообразным определять начало гидрологического года по данным о средних многолетних месячных значениях элементов водного баланса и принимать его одинаковым для всех лет. Обзор различных предложений и принципов выбора начала гидрологического года содержится в работе А. Г. Булавко [34]. Воднобалансовое обоснование выбора гидрологического года, состоящего из двух противоположных по направлению «аккумуляционных» процессов (периодов накопления и расходования влаги), дано ранее в докладе Г. А. Плиткина, опубликованном в работе [181]. Оно основано на соотношениях между средними многолетними месячными значениями исправленных осадков $P_{мес}$, стока $Q_{мес}$, испарения $E_{мес}$ и приращений суммарных влагозапасов $\Delta S_{мес}$. За начало периода накопления влаги, означающее одновременно и начало гидрологического года, предложено [181] принимать первый осенний месяц, для которого выполняется неравенство $P_{мес} > (Q_{мэс} + E_{мес})$. В период накопления

влаги входят все месяцы (обычно холодного периода), для которых выполняется это неравенство.

Первый месяц теплого периода, для которого сумма стока и испарения ($Q_{мес}+E_{мес}$) превышает осадки $P_{мес}$, принимается за начало периода расходования влаги. В этот период включаются все месяцы, для которых выполняется неравенство ($Q_{мес}+E_{мес}$) $\geqslant P_{мес}$. Последний месяц этого периода, очевидно, является окончанием гидрологического года. Рассмотрение элементов водного баланса за периоды накопления ($P_н$, $Q_н$, $E_н$, $\Delta S_н$) и расходования ($P_р$, $Q_р$, $E_р$, $\Delta S_р$) влаги позволяет судить о роли элементов водного баланса в формировании их годовых значений, а также о суммарной величине влаги, переходящей из одного периода в другой ($\Delta S_н$). Рассматривая уравненные значения элементов среднего многолетнего водного баланса (с нулевой годовой невязкой $\mu_{год}=P-Q-E=0$), из уравнения водного баланса за год, представленного в виде

$$P-Q-E=(P_н+P_р)-(Q_н+Q_р)-(E_н+E_р)=\Delta S_н+\Delta S_р=0, \tag{2.33}$$

можно сделать вывод, что приращения суммарных влагозапасов за периоды накопления $\Delta S_н$ и расходования $\Delta S_р$ влаги равны по величине и противоположны по знаку [181], т. е. $|\Delta S_н|=|\Delta S_р|$ и $\Delta S_н=-\Delta S_р$. Абсолютное их значение $|\Delta S|$ показывает количество влаги, аккумулированной или расходуемой в течение этих периодов и переходящих из одного периода в другой [181, 233]. Для характеристики структуры водного баланса за период накопления влаги могут быть рассмотрены соотношения

$$\alpha_н=\frac{Q_н}{P_н},\quad \beta_н=\frac{E_н}{P_н}\quad и\quad \gamma_н=\frac{\Delta S_н}{P_н},$$

которые представляют собой коэффициенты стока, испарения и накопления влаги. Эти коэффициенты, очевидно, в сумме равны единице ($\alpha_н+\beta_н+\gamma_н=1$). Поскольку осадки холодного периода, выпадающие в виде снега, в условиях безоттепельных зим не формируют сток этого периода, коэффициент $\alpha_н$ носит формальный характер и на практике может не определяться. Для характеристики структуры водного баланса этого периода достаточно рассматривать лишь коэффициент испарения $\beta_н$ и коэффициент накопления влаги $\gamma_н$. Для количественной характеристики структуры водного баланса за период расходования влаги могут быть рассмотрены коэффициенты

$$\alpha_р=\frac{Q_р}{P_р+|\Delta S_р|}\quad и\quad \beta_р=\frac{E_р}{P_р+|\Delta S_р|},$$

причем сумма их равна единице ($\alpha_р+\beta_р=1$). Результаты исследований и расчетов среднего многолетнего водного баланса и его

Средний многолетний водный баланс бассейнов морей и больших рек за год, пе Сибири и Даль

Водосборный бассейн (моря, реки)	Площадь водосбора, тыс. км²	Год					Пе
		Осадки	Сток	Испарение	Коэффициент стока	Коэффициент испарения	месяцы
Море Лаптевых	3693	404	204	200	0,50	0,50	VIII—V
р. Оленек — устье	219	350	169	181	0,48	0,52	VIII—IV
р. Лена — с. Солянка	770	501	274	227	0,55	0,45	VIII—IV
р. Лена — с. Табага	897	475	251	224	0,53	0,47	VIII—IV
р. Лена — с. Кюсюр	2430	426	216	210	0,51	0,49	VIII—V
р. Лена — устье	2490	423	215	208	0,51	0,49	VIII—V
р. Витим — устье	225	500	307	193	0,61	0,39	VIII—IV
р. Олекма — устье	210	514	278	236	0,54	0,46	VIII—IV
р. Алдан — устье	729	434	221	213	0,51	0,49	VIII—IV
р. Вилюй — устье	454	357	102	255	0,29	0,71	VIII—IV
р. Яна — устье	238	355	130	225	0,37	0,63	VIII—IV
Восточно-Сибирское море	1296	360	170	190	0,47	0,53	VIII—IV
р. Индигирка — местн. Воронцово	305	380	162	218	0,43	0,57	VIII—III
р. Индигирка — устье	360	364	149	215	0,41	0,59	VIII—III
р. Колыма — г. Усть-Среднекан	99,4	440	230	210	0,52	0,48	VIII—IV
р. Колыма — г. Среднеколымск	361	402	193	209	0,48	0,52	VIII—IV
р. Колыма — устье	647	377	210	167	0,56	0,44	VIII—IV
Чукотское море	101	570	387	183	0,68	0,32	IX—V
р. Амгуэма — устье	28,1	488	314	174	0,64	0,36	X—V
Берингово море и Тихоокеанское побережье п-ва Камчатка	570	765	557	208	0,73	0,27	X—IV
р. Анадырь — устье	191	490	336	154	0,69	0,31	X—IV
р. Камчатка — устье	55,9	960	592	368	0,62	0,38	X—IV
Охотское море	2547	639	268	371	0,42	0,58	VIII—IV
р. Пенжина — устье	73,5	595	308	287	0,52	0,48	X—IV
р. Уда — устье	64,1	700	(281)	(419)	0,40	0,60	IX—IV
р. Амур — устье	1855	595	190	405	0,32	0,68	VIII—III
Японское море (советская часть)	134	846	359	487	0,42	0,58	VIII—III

Таблица 11

риоды накопления и расходования влаги (на примере морей и рек Восточной него Востока), мм

риод накопления влаги							Период расходования влаги						
Элемент водного баланса				Коэффициент			месяцы	Элемент водного баланса				Коэффициент	
осадки	сток	испарение	приращение суммарных влагозапасов	$\alpha_н$	$\beta_н$	$\gamma_н$		осадки	сток	испарение	приращение суммарных влагозапасов	$\alpha_р$	$\beta_р$
274	78	103	93	0,28	0,38	0,34	VI—VII	130	126	97	—93	0,56	0,44
221	30	63	128	0,14	0,28	0,58	V—VII	129	139	118	—128	0,54	0,46
291	111	89	91	0,38	0,31	0,31	V—VII	210	163	138	—91	0,54	0,46
277	104	88	85	0,38	0,32	0,30	V—VII	198	147	136	—85	0,52	0,48
294	93	112	89	0,32	0,38	0,30	VI—VII	132	123	98	—89	0,56	0,44
281	92	110	79	0,33	0,39	0,28	VI—VII	142	123	98	—79	0,56	0,44
283	134	70	79	0,47	0,25	0,28	V—VII	217	173	123	—79	0,58	0,42
290	118	94	78	0,41	0,32	0,27	V—VII	224	160	142	—78	0,53	0,47
259	83	85	91	0,32	0,33	0,35	V—VII	175	138	128	—91	0,52	0,48
220	34	97	89	0,16	0,44	0,40	V—VII	137	68	158	—89	0,30	0,70
197	44	81	72	0,22	0,41	0,37	V—VII	158	86	144	—72	0,37	0,63
238	57	61	120	0,24	0,26	0,50	V—VII	122	113	129	—120	0,47	0,53
198	63	65	70	0,32	0,33	0,35	IV—VII	182	99	153	—70	0,39	0,61
196	58	63	75	0,30	0,32	0,38	IV—VII	168	91	152	—75	0,37	0,63
291	75	69	147	0,26	0,24	0,50	V—VII	149	155	141	—147	0,52	0,48
272	66	69	137	0,24	0,25	0,51	V—VII	130	127	140	—137	0,48	0,52
258	72	54	132	0,28	0,21	0,51	V—VII	119	138	113	—132	0,55	0,45
429	48	58	323	0,11	0,14	0,75	VI—VIII	141	339	125	—323	0,73	0,27
316	13	37	266	0,04	0,12	0,84	VI—IX	172	301	137	—266	0,69	0,31
473	111	51	311	0,23	0,11	0,66	V—IX	292	446	157	311	0,74	0,26
306	20	42	244	0,06	0,14	0,80	V—VIII	184	316	112	—244	0,74	0,26
628	202	68	358	0,32	0,11	0,57	V—IX	332	390	300	—358	0,57	0,43
396	135	146	115	0,34	0,37	0,29	V—VII	243	133	225	—115	0,37	0,63
343	23	40	280	0,07	0,11	0,82	V—IX	252	285	247	—280	0,54	0,46
320	83	120	117	0,26	0,37	0,37	V—VIII	380	198	299	—117	0,40	0,60
305	106	129	70	0,35	0,42	0,23	IV—VII	290	84	276	—70	0,23	0,77
518	174	187	157	0,34	0,36	0,30	IV—VII	328	185	300	—157	0,38	0,62

Водные балансы речных бассейнов за периоды на

Река—пункт, площадь водосбора	Гидрологический год	Период накоп			
		месяцы	Элемент водного балан		
			осадки	сток	испарение
Обь — Новосибирская ГЭС, A=232 000 км²	1969—70	IX—III	217	89	49
	1970—71	IX—III	279	79	50
	1971—72	IX—III	259	79	64
	1972—73	IX—III	317	75	81
	1973—74	IX—III	220	66	70
	1974—75	IX—III	266	56	82
Обь — с. Прохоркино, A=738 000 км²	1969—70	IX—III	323	66	44
	1970—71	IX—III	276	67	48
	1971—72	IX—III	289	65	66
	1972—73	IX—III	384	78	58
	1973—74	IX—III	251	56	68
	1974—75	IX—III	301	64	68
Обь — с. Белогорье, A=2 160 000 км²	1972—73	IX—III	311	54	49
	1973—74	IX—III	271	54	64
	1974—75	IX—III	265	44	72
	1975—76	IX—III	264	49	78
Обь — г. Салехард, A=2 430 000 км²	1972—73	IX—III	326	61	48
	1973—74	IX—III	284	66	64
	1974—75	IX—III	272	43	69
	1975—76	IX—III	268	57	76
Иртыш — г. Омск, A=321 000 км²	1972—73	IX—III	263	32	69
	1973—74	IX—III	197	34	79
	1974—75	IX—III	229	29	76
	1975—76	IX—III	197	35	87
Иртыш — г. Тобольск, A=969 000 км²	1972—73	IX—III	249	23	56
	1973—74	IX—III	232	21	66
	1974—75	IX—III	191	14	89
	1975—76	IX—III	218	15	86
Енисей — г. Енисейск, A=1 400 000 км²	1972—73	VII—III	421	118	172
	1973—74	VII—III	382	121	172
	1974—75	VII—III	379	94	202
	1975—76	VII—III	356	89	190
Енисей — г. Игарка, A=2 440 000 км²	1972—73	VIII—IV	388	96	127
	1973—74	VIII—IV	386	96	136
	1974—75	VIII—IV	446	110	140
	1975—76	VIII—IV	350	103	133

Таблица 12

копления и расходования влаги отдельных лет

ления влаги			Период расходования влаги						
са, мм	Коэффициент			Элемент водного баланса, мм				Коэффициент	
приращение суммарных влагозапасов	испарения	накопления влаги	месяцы	осадки	сток	испарение	приращение суммарных влагозапасов	$\alpha_р$	$\beta_р$
79	0,23	0,36	IV—VIII	356	175	316	—135	0,36	0,64
150	0,18	0,54	IV—VIII	339	180	312	—153	0,37	0,63
116	0,24	0,45	IV—VIII	342	155	321	—134	0,33	0,67
161	0,25	0,51	IV—VIII	372	208	313	—149	0,40	0,60
84	0,32	0,38	IV—VIII	199	102	269	—172	0,27	0,73
128	0,31	0,48	IV—VIII	358	157	278	—77	0,36	0,64
213	0,14	0,66	IV—VIII	333	184	297	—148	0,38	0,62
161	0,17	0,58	IV—VIII	340	194	316	—170	0,38	0,62
158	0,23	0,55	IV—VIII	384	195	323	—134	0,38	0,62
248	0,15	0,65	IV—VIII	348	205	334	—191	0,38	0,62
127	0,27	0,51	IV—VIII	259	154	314	—209	0,33	0,67
169	0,23	0,56	IV—VIII	337	199	293	—155	0,40	0,60
208	0,16	0,67	IV—VIII	297	124	320	—147	0,28	0,72
153	0,24	0,56	IV—VIII	245	109	301	—165	0,27	0,73
149	0,27	0,56	IV—VIII	277	114	283	—120	0,29	0,71
137	0,29	0,52	IV—VIII	262	88	314	—140	0,23	0,77
217	0,14	0,66	IV—VIII	299	140	312	—153	0,31	0,69
154	0,22	0,54	IV—VIII	245	120	295	—170	0,29	0,71
160	0,25	0,58	IV—VIII	296	126	279	—109	0,31	0,69
135	0,28	0,50	IV—VIII	260	105	311	—156	0,25	0,75
162	0,26	0,62	IV—VIII	231	71	311	—151	0,19	0,81
84	0,40	0,43	IV—VIII	122	47	250	—175	0,16	0,84
124	0,33	0,54	IV—VIII	174	55	269	—150	0,17	0,83
75	0,44	0,38	IV—VIII	180	46	287	—153	0,14	0,86
170	0,22	0,69	IV—VIII	251	58	309	—114	0,16	0,84
145	0,28	0,62	IV—VIII	205	52	294	—141	0,15	0,85
88	0,47	0,46	IV—VIII	187	32	275	—120	0,10	0,90
117	0,39	0,54	IV—VIII	209	32	305	—128	0,09	0,91
131	0,41	0,31	IV—VIII	133	77	137	—81	0,36	0,64
89	0,42	0,23	IV—VIII	133	61	135	—63	0,31	0,69
72	0,53	0,19	IV—VIII	164	66	143	—45	0,32	0,68
77	0,52	0,22	IV—VIII	107	43	129	—65	0,25	0,72
165	0,33	0,42	V—VII	205	153	166	—114	0,48	0,52
154	0,35	0,40	V—VII	208	145	170	—107	0,46	0,54
196	0,31	0,44	V—VII	214	165	185	—136	0,47	0,53
114	0,38	0,36	V—VII	176	117	175	—116	0,40	0,60

структуры за периоды накопления и расходования влаги для ряда речных водосборов опубликованы в работах [181, 233]. Примеры расчета водных балансов за эти периоды в среднем за многолетие приведены в табл. 11, а для конкретных лет — в табл. 12.

Текущие водные балансы речных бассейнов. Обобщению опыта составления водных балансов речных бассейнов посвящались специальные всесоюзные семинары [183, 184], совещания [185] и конференции [181]. Эти вопросы обсуждались также на отдельных заседаниях секций научного совета «Комплексное использование и охрана водных ресурсов» ГКНТ СССР (например, [294]), на региональных семинарах-совещаниях работников воднобалансовых групп УГКС по отдельным крупным речным бассейнам (Волга, Обь, Енисей и др.), на научно-технических совещаниях при начальниках УГКС (например, при обсуждении результатов комплексных методических инспекций гидрологических работ в УГКС) и т. д. При этом анализировались состояние и первоочередные задачи работ по измерению компонентов водного баланса на сети Госкомгидромета, по дальнейшему развитию стационарных, экспериментальных и экспедиционных воднобалансовых исследований, по качеству и срокам составления текущих водных балансов и внедрению их результатов в практику водохозяйственного проектирования и текущего гидрометеорологического обеспечения народнохозяйственных организаций. Все это дало положительные результаты.

Современное качество составления текущих водных балансов по большинству речных бассейнов соответствует требованиям, предъявляемым к публикации таких материалов. Составленные за месяцы, календарные сезоны и фазово-однородные периоды водные балансы речных бассейнов, наиболее полно характеризующие изменение во времени различных видов ресурсов вод — речных, озерных, болотных, в ледниках, снежном покрове, в почвогрунтах зоны аэрации, в подземных водоносных слоях и т. д.,— представляют значительный научный и практический интерес. Водные балансы речных бассейнов, также как крупных озер и водохранилищ, входящие составной частью в Государственный водный кадастр и представляющие собой ценные комплексные материалы о водном режиме территорий и водных объектов, должны публиковаться.

В целях повышения степени и своевременности внедрения результатов составления месячных и сезонных водных балансов речных бассейнов в оперативную практику, например эксплуатации оросительных, осушительных, водноэнергетических систем и т. д., необходимо повысить оперативность их составления. Это может быть достигнуто путем автоматизации сбора, обработки с помощью ЭВМ и выдачи заинтересованным организациям, потребителям этой информации, результатов расчета водных балансов [294].

Детальные и специальные исследования водного баланса. Обобщению результатов исследований и расчетов водных балан-

сов речных водосборов ВНИГЛ и других воднобалансовых станций, экспериментальных, парных и других бассейнов, для которых велись детальные воднобалансовые (стационарные или экспедиционные) исследования, посвящено значительное число научных работ. Среди них следует отметить исследования В. А. Урываева [301], С. Ф. Федорова [304], И. Б. Вольфцуна [59, 60 и др.], О. И. Крестовского [144, 145] и В. И. Корзуна [137] по водосборам и склонам логов ВНИГЛ, М. И. Кирилюка [132] по водосборам горных рек Закарпатской воднобалансовой станции и т. д. В этих работах, в частности, рассмотрены величины и соотношения годовых и сезонных водных балансов в годы различной водности, особенности формирования стока, влияние различных физико-географических факторов, прежде всего леса, на сток, испарение, снежный покров, запасы влаги в почвогрунтах зоны аэрации и в водоносных слоях зоны насыщения бассейна, вопросы точности определения отдельных элементов и водного баланса в целом.

В работах [144—147] показано сильное влияние механического состава почвогрунтов, например суглинка или песка (из-за больших различий в их водоаккумулирующей способности), на годовые, сезонные и экстремальные значения речного стока с облесенных водосборов при равных метеорологических условиях, площадях водосборов и небольшой озерности (менее 5 %), а также влияние на годовой или сезонный сток бассейновых запасов влаги к началу данного года (сезона).

Установлено, что каждый речной бассейн имеет свою аккумулирующую емкость, которая заполняется динамическими запасами воды, складывающимися в основном из средневзвешенного по площади водосбора продуктивного запаса влаги зоны аэрации (т. е. разности между запасом влаги на текущую дату и запасом, соответствующим влажности завядания растений) и средневзвешенных запасов грунтовых и болотных вод, определяемых над условными постоянными горизонтами, ниже которых уровни воды не опускаются [144, 147]. В речных бассейнах со сравнительно неглубоким залеганием уровня грунтовых вод (до 10 м) существуют вполне определенные связи между суммарным бассейновым запасом влаги и отдельными его составляющими, а также между этими запасами и суточным значением речного стока. Такие связи справедливы для межени и спада паводков. Они должны учитываться при генетическом анализе процессов формирования стока, испарения и запасов грунтовых вод, а также для усовершенствования методики расчета этих элементов баланса и прогноза стока.

В них также отмечается, что значение соотношений годовых (сезонных) значений элементов водного баланса для различных речных бассейнов может служить основой для разработки прогнозов годового (сезонного) стока в зависимости от водности предшествовавшего года (сезона) и прогноза осадков на текущий год (сезон).

Значительное внимание разработке и совершенствованию методов расчета детального водного баланса речных водосборов и отдельных его элементов, в особенности испарения, за короткие интервалы времени уделено в работах В. Г. Андреянова [8, 10, 11, 57]. В частности, им разработана «физико-математическая модель» водного баланса речного бассейна с разделением его на три «зоны»: поверхностную, аэрации и грунтовых вод. В основу этой модели положены уравнения водного баланса указанных трех зон, которые для летне-осеннего периода имеют вид:

для поверхностной зоны

$$P = K_0 P + Q_{\text{пов. скл}} + \Delta S_{\text{пов}} + I_{\text{аэр}} \tag{2.34}$$

или

$$I_{\text{аэр}} = P - K_0 P - Q_{\text{пов. скл}} - \Delta S_{\text{пов}} = P - K_0 P - Q_{\text{пов. скл}} - \Delta S_{\text{оз}} - \Delta S_{\text{русл}}; \tag{2.34а}$$

для зоны аэрации

$$I_{\text{аэр}} = E_{\text{аэр}} + \Delta S_{\text{аэр}} + I_{\text{гр}} \approx E_{\text{аэр}} + \Delta M + I_{\text{гр}} \tag{2.35}$$

или

$$I_{\text{гр}} = I_{\text{аэр}} - E_{\text{аэр}} - \Delta S_{\text{аэр}} \approx I_{\text{аэр}} - E_{\text{аэр}} - \Delta M; \tag{2.35а}$$

для зоны грунтовых вод

$$I_{\text{гр}} = Q_{\text{гр}} + \Delta S_{\text{гр}} \tag{2.36}$$

или

$$\Delta S_{\text{гр}} = I_{\text{гр}} - Q_{\text{гр}}. \tag{2.36а}$$

С помощью уравнений (2.34) и (2.34а) выражается поступление осадков P на поверхность водосбора, их частичное испарение с поверхности почвы и растительности $K_0 P$ (K_0 — доля осадков, испаряющихся с поверхности почвы и растительности), стекание поверхностным путем $Q_{\text{пов. скл}}$ аккумуляция в озерах $\Delta S_{\text{оз}}$ и русловой системе $\Delta S_{\text{русл}}$ и просачивание остальной их части в зону аэрации $I_{\text{аэр}}$. Уравнение (2.35) и (2.35а) показывают, что просочившаяся с поверхности водосбора в зону аэрации вода $I_{\text{аэр}}$ расходуется на испарение из почвы и транспирацию растительностью $E_{\text{аэр}}$, на аккумуляцию во всей зоне аэрации $\Delta S_{\text{аэр}}$ или в ее верхнем метровом-полутораметровом слое ΔM и на водообмен с зоной грунтовых вод $I_{\text{гр}}$. Уравнения (2.36) и (2.36а) характеризуют зависимость изменения (увеличения или уменьшения) уровня и динамических запасов грунтовых вод $\Delta S_{\text{гр}}$ от соотношения величин водообмена $I_{\text{гр}}$ и стока грунтовых вод $Q_{\text{гр}}$. Величина $Q_{\text{гр}}$ может

быть определена по связи с уровнем грунтовых вод или по срезке гидрографа стока. При неполном дренировании стока уравнения баланса грунтовых вод (2.36) и (2.36а) имеют следующий вид:

$$I_{гр} = Q_{гр} + Q_{подз.\ недр} + \Delta S_{гр} \qquad (2.36')$$

или

$$\Delta S_{гр} = I_{гр} - Q_{гр} - Q_{полз.\ недр}, \qquad (2.36'а)$$

где $Q_{подз.\ недр}$ — недренируемый гидрографической сетью данного речного бассейна подземный сток. В уравнения (2.34)—(2.36) входят средние для речного бассейна элементы водного баланса.

Приведенные выше уравнения справедливы, очевидно, в целом для речного бассейна. В комплексе они характеризуют постепенное (послойное или по зонам) поступление и прохождение атмосферной влаги от поверхности земли до грунтовых вод с учетом частичного ее расходования на испарение и стекание поверхностным и подземным путем.

В. Г. Андреянов отмечает [11], что некоторая часть положений и формул, входящих в состав этой физико-математической модели водного баланса речного бассейна (см. п. 8.3.2), была включена в Методические указания [201], однако сама схема расчета водного баланса по этой методике еще не была проверена в практике составления балансов и не отражена в упомянутых Методических указаниях. В порядке уточнения этой модели в 1974—1975 гг. Андреянов провел исследование по одному из основных элементов водного баланса поверхностной зоны — доле осадков, испаряющихся непосредственно с поверхности почвы и растительности [8, 10]. Проверка этой модели была проведена Андреяновым при участии Г. Ф. Борсяковой на примере р. Поломети у д. Дворец с использованием материалов исследований ВНИГЛ за 17 лет с 1951-52 по 1968-69 гг. по месячным интервалам времени. Результаты этого интересного исследования опубликованы в работе [11]. Автором модели, в частности, рассмотрены особенности применения модели не только для летне-осеннего, но и для зимнего и переходных периодов года; подчеркнута важность замыкания (увязки) водного баланса речного бассейна с использованием этой модели; намечены задачи дальнейших исследований в этой области. Андреянов отмечает [11], что практическое применение модели ограничивается малыми и средними равнинными водосборами, на площади которых физико-географические условия не претерпевают существенных изменений, и что предварительная проверка, выполненная Кирилюком [132] на одном из малых водосборов Закарпатской стоковой станции, показала применимость этой модели и для горных бассейнов с некоторыми ее дополнениями (учет сложных условий залегания грунтовых вод и водоотдачи из них в реки).

Следует отметить, что особенности расчетов водного и теплового балансов в условиях горных районов исследовались в работах Л. А. Владимирова [50 и др.], В. С. Вуглинского [67], И. С. Соседова [278, 279] и др.

В дополнение к изложенному п. 2.3.11 отметим, что исследованию воднобалансовых зависимостей для прогноза стока талых вод в лесной зоне Западно-Сибирской равнины посвящены работы Д. А. Буракова (Изв. АН СССР, сер. геогр., 1970, № 6; Труды ЗСРНИГМИ, 1977, вып. 35 и др.). В них рассмотрены зависимости стока талых вод от подачи воды и характеристик водопоглотительной способности речных бассейнов. Оценка параметров расчетных уравнений для одной реки или группы рек выполнена с использованием метода оптимизации, исходя из условия получения минимума критерия качества σ_Δ, за который принято среднее квадратическое отклонение вычисленных по расчетным уравнениям значений стока от их фактических значений. Выполненный Бураковым анализ результатов исследований с использованием критерия тесноты связей σ_Δ/σ (здесь σ — стандартное отклонение талого стока от нормы) показал, что для большинства рек он не превышает 0,5. Менее тесные зависимости для талого стока получены в северной тайге и в районах правобережья р. Оби, где наблюдениями охвачены только сравнительно крупные реки.

Бураковым рассмотрены также зависимости объема и максимума половодья от водоподачи и показателя предшествующего увлажнения. По результатам этих исследований им сделан вывод, что на юге лесной зоны и в заболоченной лесостепи Западно-Сибирской равнины прогнозы объема и максимума половодья с практически допустимой точностью возможны уже в настоящее время. Для этого достаточно иметь данные о запасах воды в снеге и показателе предшествующего увлажнения. В средней тайге Западно-Сибирской равнины для успешного предсказания элементов половодья необходимы надежные прогнозы весенних осадков.

Данные воднобалансовых исследований за короткие интервалы времени (например, сутки и менее) необходимы для создания различного рода моделей для расчета и прогноза стока. Такие данные, в частности, использованы Бураковым при разработке модели расчета гидрографа весеннего половодья рек равнинных заболоченных бассейнов лесной зоны Западной Сибири (Труды ЗСРНИГМИ, 1981, вып. 51), учитывающей начальные условия: значения фактических расходов воды на день расчета (или на день прогноза).

Вопросы исследований и расчетов водного баланса в специфических условиях проведения мелиоративных (оросительных и осушительных) работ, агротехнических и лесомелиоративных мероприятий и т. д. кратко освещаются далее (см. пп. 1, 4, 5).

3. ВОДНЫЕ БАЛАНСЫ ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ

Создание водохранилищ приводит к коренным изменениям гидрологического режима рек и водного баланса речных водосборов. При строительстве гидроузлов на реках ниже места выхода их из озер последние становятся составной частью водохранилищ, что приводит к изменению гидрологического режима и элементов водного баланса этих озер (водохранилищ). Аналогичный результат получается и при строительстве водохранилищ на реках, впадающих в водоемы; примером могут служить каскады гидроузлов на Волге, Днепре и других реках.

Изучение элементов гидрологического режима и водного баланса водохранилищ и озер осуществляется гидрометеорологическими обсерваториями (ГМО), озерными гидрометеорологическими станциями (ОС) и гидрологическими постами (ГП). Помимо организации и производства наблюдений, обработки и подготовки к печати результатов наблюдений этими подразделениями Госкомгидромета СССР ведется большая работа по обслуживанию заинтересованных народнохозяйственных организаций текущей гидрометеорологической информацией и прогнозами. Одним из видов информации являются составляемые головными ГМО и зональными ГМО водные балансы водохранилищ и озер (табл. 13 и рис. 1).

Водные балансы озер и водохранилищ находят широкое применение для контроля выработки энергии на ГЭС, при проектировании водохозяйственных мероприятий (заборы воды на орошение и водоснабжение, переброски стока в другие бассейны), при составлении графиков лесосплава и работы водного транспорта, при оценках качества воды, при прогнозах уровня воды озер и заполнении водохранилищ.

В последнее время в связи с практической ценностью работ по расчетам водных балансов повысился интерес к составлению их во всем мире, появились работы, обобщающие сведения о водных балансах озер и водохранилищ земного шара [211, 330], по выявлению связи между средними годовыми значениями приходных и расходных компонентов водного баланса и характеристиками их водосборных площадей, а также по оценке степени влияния водоемов на сток рек [86].

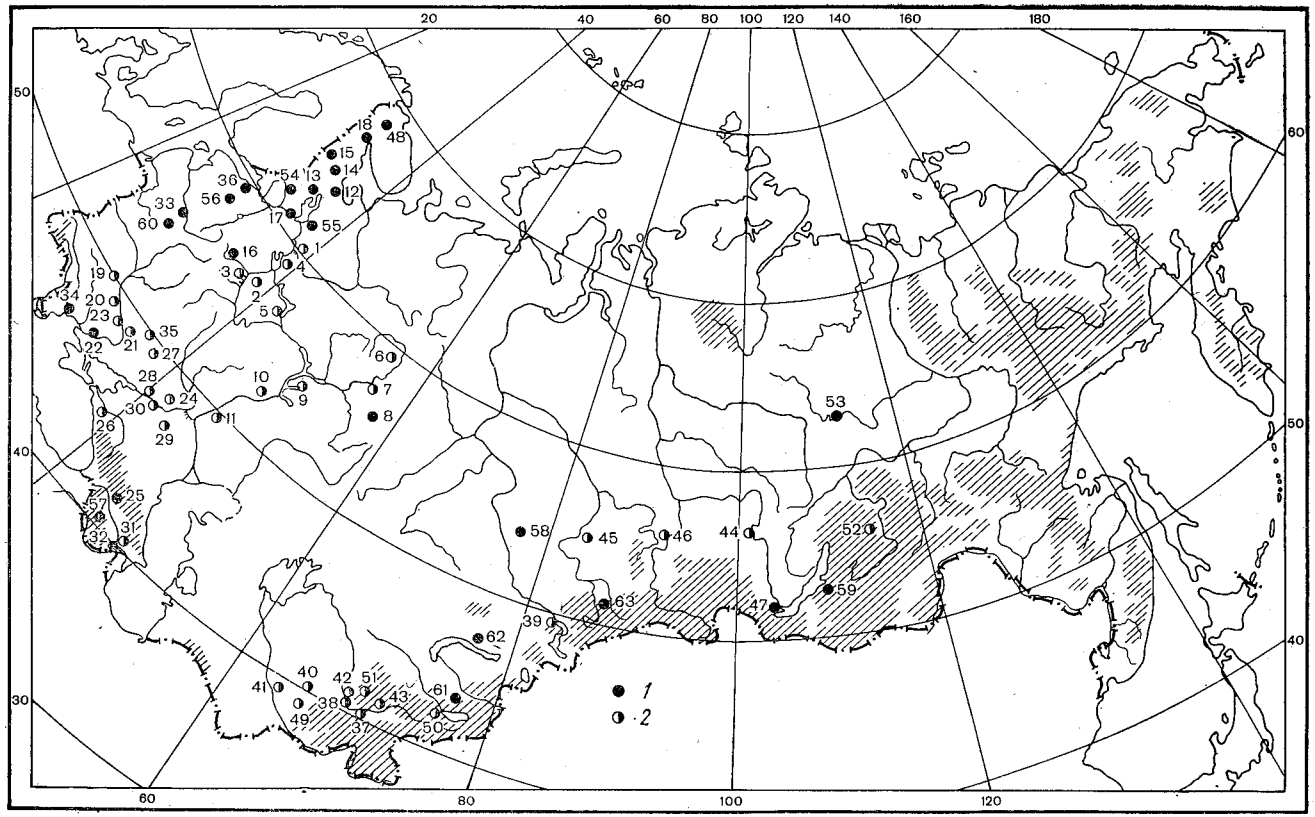


Рис. 1. Схема расположения водоемов на территории СССР, по которым составляются водные балансы режимные (*1*), оперативные и режимные (*2*).

Номер на карте соответствует номеру водоема по табл. 12.

3.1. Водные балансы водохранилищ

Водные балансы водохранилищ составляются за декадный, месячный и годовой интервалы времени. Для обеспечения текущих запросов народнохозяйственных организаций для 45 водохранилищ составляются в виде специальных бюллетеней оперативные водные балансы к 8 числу месяца, следующего за расчетным. Кроме того, по истечении года для 56 водохранилищ составляются уточненные месячные и годовой водные балансы и публикуются в гидрологических ежегодниках и дополнениях к ним. В частности, они составляются для Иркутского, Братского, Красноярского, Бухтарминского, Куйбышевского, Волгоградского, Рыбинского. В будущем такие балансы планируется составлять еще по ряду строящихся и проектируемых водохранилищ.

Уравнение водного баланса для водохранилища за декаду, месяц, сезон, год имеет вид

$$Q_{\text{п}} + Q_{\text{п. подз}} + Q_{\text{сбр}} + P - (Q_{\text{о}} + Q_{\text{гр}} + Q_{\text{заб}} + E_{\text{вдхр}}) = \\ = \Delta S_{\text{вдхр}} + \Delta S_{\text{русл}} + \Delta G + \Delta S_{\text{сн}} \pm \eta, \qquad (3.1)$$

где $Q_{\text{п}}$ — приток в водохранилище поверхностных (речных) вод; $Q_{\text{п. подз}}$ — приток подземных вод, не дренируемых реками; $Q_{\text{сбр}}$ — возвратные (сбросные) воды, т. е. воды, непосредственно поступающие в водохранилище (минуя реки, сток которых учитывается элементом $Q_{\text{п}}$) после использования на орошение земель, водоснабжение населенных пунктов и т. д.; P — осадки, выпадающие на зеркало водохранилища; $Q_{\text{о}}$ — отток воды из водохранилища через сооружения замыкающего гидроузла (турбины, водосливные отверстия, шлюзы, рыбоходы, бревноспуски, ледосбросы, а также потери воды на утечку и фильтрацию через эти сооружения); $Q_{\text{гр}}$ — отток воды подземным путем (фильтрация) через борта и ложе водохранилища в нижний бьеф ГЭС (в обход сооружений замыкающего гидроузла); $Q_{\text{заб}}$ — забор воды из водохранилища на орошение, водоснабжение и т. д.; $E_{\text{вдхр}}$ — испарение с зеркала водохранилища; $\Delta S_{\text{вдхр}}$ — изменение запаса воды в чаше водохранилища за расчетный интервал времени; $\Delta S_{\text{русл}}$ — изменение запаса воды в устьевой части русел основных впадающих в водохранилище рек (в зоне влияния подпора ниже замыкающих гидрометрических створов); ΔG — водообмен с грунтами ложа и берегов водохранилища; $\Delta S_{\text{сн}}$ — изменение запаса воды в водохранилище за счет оседания на берегах зимой (при сработке) и всплывания весной (при наполнении водохранилища) льда и покрывающего его снега; η — невязка водного баланса.

Все составляющие уравнения (3.1) должны быть выражены в объемах воды (в тысячах и миллионах м^3, км^3).

Составляющие $Q_{\text{п}}$, $Q_{\text{п. подз}}$, $Q_{\text{сбр}}$ и P относятся к приходным компонентам баланса, $Q_{\text{о}}$, $Q_{\text{заб}}$, $Q_{\text{гр}}$ и $E_{\text{вдхр}}$ — к расходным, а $\Delta S_{\text{вдхр}}$, $\Delta S_{\text{русл}}$, ΔG и $\Delta S_{\text{сн}}$ — к «аккумуляционным». В левой

части уравнения (3.1) приходные составляющие записываются со знаком плюс, а расходные — со знаком минус. Аккумуляционные составляющие, записанные в правой части уравнения, могут иметь разный знак (плюс или минус). Знак аккумуляционных составляющих, представляющих величины изменения объема воды за расчетный период, может быть различным в зависимости от того, рассчитываются ли они по разности значений на конец и начало расчетного интервала времени или наоборот — на его начало и конец. По этому вопросу имеются различные мнения. Например, в работах [112, 220] аккумуляцию в чаше водохранилища $\Delta S_{\text{вдхр}}$ рекомендуется определять по разности величин $S_{\text{вдхр. кон}}$ в конце и в начале $S_{\text{вдхр. нач}}$ расчетного интервала, а в работе [267] — наоборот, по разности величин $S_{\text{вдхр. нач}}$ и $S_{\text{вдхр. кон}}$. Первый вариант расчета величины $\Delta S_{\text{вдхр}}$, а именно по разности $\Delta S_{\text{вдхр}} = S_{\text{вдхр. кон}} - S_{\text{вдхр. нач}}$ представляется более обоснованным, поскольку положительный знак разности означает, что имеет место накопление воды в водохранилище, а отрицательный указывает на его сработку. Элемент $\Delta S_{\text{русл}}$ целесообразно определять по разности его значений на конец $S_{\text{русл. кон}}$ и начало $S_{\text{русл. нач}}$ расчетного интервала времени ($\Delta S_{\text{русл}} = S_{\text{русл. кон}} - S_{\text{русл. нач}}$). При этом увеличению запасов воды в водохранилище ($S_{\text{вдхр. кон}} > S_{\text{вдхр. нач}}$ и $S_{\text{русл. кон}} > S_{\text{русл. нач}}$) соответствует положительный знак величин $\Delta S_{\text{вдхр}}$ и $S_{\text{русл}}$, а уменьшению ($S_{\text{вдхр. кон}} < S_{\text{вдхр. нач}}$ и $S_{\text{русл. кон}} < S_{\text{русл. нач}}$) — отрицательный. Запись величин $\Delta S_{\text{вдхр}}$ и $\Delta S_{\text{русл}}$ с указанными знаками в правой части уравнения (3.1) полностью соответствует физической сущности процессов водообмена в водохранилище: превышению прихода над расходом соответствует положительный знак величин $\Delta S_{\text{вдхр}}$ и $\Delta S_{\text{русл}}$ и, наоборот, превышению расходных элементов над приходными — отрицательный.

Элементы ΔG и $\Delta S_{\text{сн}}$ в правой части уравнения (3.1), наоборот следует записывать с положительным знаком при условии расчета их по разности значений запаса воды на начало и конец расчетного периода: $\Delta G = G_{\text{нач}} - G_{\text{кон}}$ и $\Delta S_{\text{сн}} = S_{\text{сн. нач}} - S_{\text{сн. кон}}$, что обусловлено следующим.

Увеличение запаса воды в оседающем на берегах водохранилища льде и покрывающем его снеге ($\Delta S_{\text{сн}}$) и в почвогрунтах ложа и берегов (ΔG) происходит за счет соответствующего уменьшения запаса воды непосредственно в чаше самого водохранилища ниже урезов воды и, наоборот, их уменьшение приводит к увеличению запаса воды в самом водохранилище (в его чаше). Поэтому составляющие $\Delta S_{\text{сн}}$ и ΔG в периоды, когда происходит их увеличение, могут рассматриваться как расходные компоненты водного баланса, а в периоды их уменьшения — как приходные. Такая трактовка составляющей $\Delta S_{\text{сн}}$ и соответствующая ее запись в уравнении водного баланса водохранилища дается, например, в работе [220].

Коротко остановимся на основных положениях методики расчета элементов водного баланса водохранилища.

Приток поверхностных вод $Q_{п}$ оценивается по данным измерений стока на основной реке и других водотоках, впадающих в водохранилище. Для неизученных рек сток определяется с использованием его удельных характеристик (модуль в л/(с·км^2) или слой стока в мм) для небольших изученных рек-аналогов, по картам изолиний стока и т. д.

Приток подземных вод $Q_{п.\,подз}$, не дренируемых впадающими в водохранилище реками, для глубоких водоемов определяется по данным гидрогеологической съемки и наблюдений, выполнявшихся в период строительства гидроузла и ведущихся во время эксплуатации водохранилища. При постановке детальных водобалансовых исследований на водосборном бассейне водоема подземный приток для годового интервала времени может быть получен по уравнению водного баланса водосборного бассейна с достаточной точностью [85]. На неглубоких водоемах он практически отсутствует, поэтому необходимость в специальной его оценке отпадает.

Учет составляющей $Q_{сбр}$ необходим лишь в случаях, когда имеются сбросы вод непосредственно в водохранилище или его притоки (ниже гидрометрических створов) после их использования на хозяйственные нужды. В случаях если эти воды поступают в реки выше гидрометрических створов, они учитываются элементом $Q_{п}$ и не требуют специальной оценки.

Осадки P, выпадающие на зеркало водохранилища в жидком виде, определяются по данным наблюдений островных и береговых осадкомерных пунктов, а в твердом виде (снег) — по материалам береговых метеопунктов. В показания осадкомерных приборов вводятся поправки на смачивание, недоучет осадков под влиянием ветра и испарения. Данные островных станций за зимний период обычно не используются из-за погрешностей, обусловленных надуванием (или выдуванием) снега в осадкомеры. Расчет средних для акватории водоема и его водосборного бассейна значений осадков производится методами среднего арифметического, среднего взвешенного и изогиет. При незначительном изменении месячных сумм осадков и при равномерном размещении осадкомеров по площади средний слой осадков для зеркала водохранилища вычисляется как среднее арифметическое. При неравномерном размещении пунктов наблюдений и значительных изменениях значений осадков по акватории или водосборному бассейну применяются методы среднего взвешенного (при небольшом количестве осадкомерных пунктов) и изогиет (при достаточно большом количестве пунктов наблюдений за осадками, а также в сложных условиях — в горных водосборных бассейнах).

За рубежом получил широкое распространение расчет осадков на акваторию водоемов по данным радиолокационных измерений. Этот метод, видимо, в будущем займет ведущее место при такого рода расчетах.

Имеющиеся к настоящему времени данные набюдений за осадками на акваториях крупных озер и водохранилищ указывают

на то, что распределение осадков на их поверхности связано с термическими свойствами водоемов, гладкостью зеркала воды и отчасти с топографией местности (озерные котловины). Термические различия проявляются прежде всего в период открытой, а не замерзшей водной поверхности. Водоемы из-за своей термики и малой шероховатости обычно уменьшают осадки.

В летний сезон значительная доля осадков образуется за счет термической конвекции. Однако именно в этот период относительно холодная поверхность водоемов препятствует ее развитию. Весной и летом в воздушном потоке над относительно холодными поверхностями водоемов появляется нисходящая составляющая. Способствует уменьшению осадков и сравнительно малая шероховатость зеркальной поверхности водоемов. Над незамерзающими водоемами осенью и зимой возникают воздушные потоки с восходящей составляющей. Обратная картина возникает над замерзающими водоемами — термические различия сглаживаются или совсем исчезают. Сохраняет свое действие лишь фактор пониженной шероховатости, поэтому проявление отрицательного эффекта воздействия водоемов на осадки в этот период значительно ослаблено.

В гористой местности отрицательное термическое воздействие водоема на восходящие движения воздуха накладывается на аналогичное влияние котловины. Например, над оз. Байкал выпадает в год почти в 3 раза меньше осадков, чем в районе Иркутска [318].

Уменьшение осадков над водоемами площадью от 6 000 км^2 (Куйбышевское водохранилище) до 18 000 км^2 (Ладожское озеро) составляет 15—25 % в зоне достаточного и избыточного увлажнения. Водоемы площадью менее 5 000 км^2 в этих зонах дают уменьшение осадков на 5—10 % за год.

В зоне недостаточного увлажнения (северная часть Аральского моря) можно отметить снижение осадков над водоемами на 25—28 % [318]. Этот эффект необходимо учитывать при расчетах осадков, выпадающих на акваторию водоемов как элемента водного баланса, вводя коррективы в рассчитанные значения осадков. Объем осадков вычисляется умножением значения слоя на среднюю за расчетный период площадь зеркала водохранилища.

Отток воды из водохранилища Q_0 оценивается по данным учета стока на ГЭС [68, 121], а в случаях если этот учет не налажен,— по материалам наблюдений на гидрометрическом створе, расположенном на реке ниже ГЭС.

Фильтрация воды из водохранилища в нижний бьеф ГЭС через берега и ложе $Q_{гр}$ в обход сооружений замыкающего гидроузла определяется по данным специальных гидрогеологических исследований и расчетов, выполняемых за период, предшествующий заполнению водохранилища, или во время его эксплуатации. В большинстве случаев такая односторонняя фильтрация из речных водохранилищ отсутствует.

Забор воды из водохранилища на хозяйственные нужды $Q_{заб}$ оценивается по данным организаций, эксплуатирующих соответствующие водозаборные сооружения [68, 121].

Определение испарения с водной поверхности водохранилищ за безледоставный период производится в соответствии с Указаниями [298] различными методами в зависимости от размеров водоемов и имеющихся исходных материалов. По площади водоемы делятся на малые (до 5 км^2), средние (от 5 до 40 км^2) и большие (свыше 40 км^2). Водохранилища, для которых составляются текущие водные балансы, относятся, как правило, к большим водоемам. Расчет испарения $E_{\text{вдхр}}$ (мм) с их поверхности обычно производится по формуле

$$E_{\text{вдхр}} = 0{,}14n(e_0 - e_2)(1 + 0{,}72u_2), \qquad (3.2)$$

где e_0 — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме, мбар; e_2 — среднее значение упругости водяного пара (ранее — абсолютной влажности воздуха) над водоемом на высоте 200 см, мбар; u_2 — среднее значение скорости ветра над водоемом на высоте 200 см, м/с; n — число суток в расчетном интервале времени.

Средние за расчетный период значения максимальной упругости, абсолютной влажности воздуха и скорости ветра вычисляются путем осреднения соответствующих данных по всем пунктам наблюдений над акваторией водоема или рассчитываются по материалам наблюдений на ближайших от водоема метеостанциях с введением коэффициентов, учитывающих трансформацию воздушных масс при переходе с суши на водоем.

Аккумуляционные компоненты водного баланса $\Delta S_{\text{вдхр}}$ и $\Delta S_{\text{русл}}$ рассчитываются по разности их значений на начало и конец рассматриваемого интервала времени (декада, месяц, год).

Объемы воды в чаше водохранилища $\Delta S_{\text{вдхр}}$ на заданные моменты времени определяются по кривой зависимости объема $V_{\text{вдхр}}$ от уровня воды h. Для озерных водохранилищ, обычно имеющих в плане округлую или эллипсообразную форму и ничтожно малое изменение уровня воды по длине, используется общая (единая) кривая $V_{\text{вдхр}} = f(h)$, где h — средний уровень по всему водохранилищу. Для речных водохранилищ, обычно узких, вытянутых, нередко многолопастных, имеющих заметное падение уровня по длине (особенно в период прохождения весеннего половодья или летне-осенних паводков), объемы определяются по отдельным участкам с использованием частных кривых $V_{\text{вдхр}_i} = f(h_i)$. В этом случае суммарный объем воды в водохранилище вычисляется путем сложения объемов отдельных его участков. Способы расчета среднего по участкам или для всего водохранилища уровня воды и приемы устранения возможных ошибок, обусловленных сгонно-нагонными явлениями, неравномерностью работы агрегатов ГЭС, различных водозаборных сооружений и другими причинами, изложены в работе [267].

Сгонно-нагонные колебания уровня связаны с перемещением воздушных масс в направлении действующего ветра, вследствие чего на противоположных участках водоема уровни временно из-

баланса незначителен, даже приближенная его оценка мало влияет на значение невязки. Основное внимание должно обращаться на более надежное определение главных элементов баланса: поверхностного притока и оттока из водохранилища и изменения запаса воды в его чаше.

В зависимости от степени гидрометеорологической изученности водохранилищ может возникнуть необходимость в использовании уравнения водного баланса для расчета какого-либо из не освещенных наблюдениями его элементов или для контроля надежности расчетов по фактическим данным. Для обеспечения достаточной надежности определения остаточного члена уравнения баланса (по разности) данный элемент должен быть сравним по величине с уменьшаемым и вычитаемым. Значительный практический интерес может представлять определение притока воды в водохранилище (при слабой гидрологической изученности впадающих в него рек и при надежном учете воды на ГЭС) или стока воды через гидроузел (при отсутствии учета воды на ГЭС или на гидрометрическом створе в нижнем ее бьефе и при надежном определении притока воды в водохранилище).

Определение притока воды в водохранилище методом водного баланса может представлять особый интерес для слабоизученных в гидрологическом отношении районов Сибири и Дальнего Востока.

3.2. Водные балансы озер

Оперативные и уточненные водные балансы озер составляются для годовых, месячных, а в некоторых случаях (например, для оз. Севан) и для декадных интервалов времени. В настоящее время оперативные водные балансы составляются для озер Байкал, Севан, Онежское, Ильмень, Большое Алмаатинское, а уточненные — для озер Ладожское, Байкал, Балхаш, Чудско-Псковское, Ильмень, Онежское, Севан, Телецкое, Нарочь и Большое Алмаатинское.

Уравнение водного баланса проточных озер имеет вид

$$Q_{\text{п}} + Q_{\text{п. подз}} + Q_{\text{заб}} + P - (Q_{\text{о}} + Q_{\text{гр}} + Q_{\text{сбр}} + E_{\text{оз}}) = \Delta S_{\text{оз}} + \Delta G \pm \eta. \quad (3.5)$$

В сравнении с уравнением (3.1) в этом уравнении отсутствуют составляющие $\Delta S_{\text{русл}}$ и $\Delta S_{\text{сн}}$, значения которых для озер весьма малы; элемент $Q_{\text{о}}$ характеризует отток из озера поверхностных (речных) вод, а $Q_{\text{гр}}$ — отток подземных вод за пределы бассейна озера; остальные обозначения — прежние (с той лишь разницей, что относятся к озеру, а не к водохранилищу).

Уравнение водного баланса бессточных озер отличается от уравнения (3.5) лишь отсутствием элемента $Q_{\text{о}}$ (поверхностного стока из озера) и имеет вид

$$Q_{\text{п}} + Q_{\text{п. подз}} + Q_{\text{заб}} + P - (Q_{\text{гр}} + Q_{\text{сбр}} + E_{\text{оз}}) = \Delta S_{\text{оз}} + \Delta G \pm \eta. \quad (3.5а)$$

Составляющие уравнений (3.5) и (3.5а) для озер, площадь зеркала которых изменяется в широких пределах в зависимости от колебаний уровня воды, удобнее выражать в объемах воды ($км^3$ и др.), а для озер с постоянной площадью зеркала — в виде слоя воды (мм), отнесенного к этой площади.

В зависимости от размеров акватории озера и его водосборного бассейна, морфометрических особенностей озерной чаши, физико-географических условий, местоположения озера и степени хозяйственного использования его вод роль отдельных составляющих уравнений (3.5) и (3.5а) может быть весьма различной. Для крупных, а в ряде случаев для средних и малых озер значения элементов $Q_п$, $Q_{гр}$ и ΔG в сравнении с другими элементами баланса невелики и ими можно пренебречь без существенных погрешностей. Например, составляющие $Q_{подз}$, $Q_{гр}$ и ΔG могут быть близки к нулю для озер, дно и берег которых сложены водонепроницаемыми породами, и для мелководных озер, не дренирующих подземные водоносные горизонты.

При отсутствии забора воды из озера на хозяйственные нужды и их сброса составляющие $Q_{заб}$ и $Q_{сбр}$ равны нулю. Малы они также и в случаях, когда безвозвратные потери невелики по сравнению с водопотреблением, т. е., когда объем сбрасываемых в озеро вод примерно равен водозабору.

Таким образом, в случаях выполнения упомянутых выше условий уравнение водного баланса за декадный, месячный, сезонный и годовой интервалы времени для сточного озера может быть выражено в виде

$$Q_п + P - (Q_о + E_{оз}) = \Delta S_{оз} \pm \eta, \qquad (3.6)$$

а для бессточного озера — в виде

$$Q_п + P - E_{оз} = \Delta S_{оз} \pm \eta. \qquad (3.6а)$$

В случаях когда средние значения уровня воды в озере в начале и конце расчетного периода одинаковы, составляющая $\Delta S_{оз} = 0$. Это условие часто выполняется при расчете среднего годового водного баланса озер за замкнутый многолетний цикл колебаний гидрометеорологических элементов и при отсутствии односторонне направленных антропогенных влияний. В этом случае уравнения баланса при достаточно надежном определении их составляющих ($\eta = 0$) будут иметь вид:

$$Q_п + P - (Q_о + E_{оз}) = 0; \qquad (3.7)$$

$$Q_п + P - E_{оз} = 0 \qquad (3.7а)$$

Они могут быть использованы для определения одного из наименее изученных элементов баланса, например, испарения. Этим

способом норма годового испарения рассчитывается, например, для Каспийского и Аральского морей.

Естественный и преобразованный в результате хозяйственной деятельности водный баланс озер и водохранилищ, наиболее полно отражающий величины и соотношения приходо-расходных и аккумуляционных его компонентов, представляет значительный интерес для водохозяйственной практики. Именно этим обусловлен возрастающий интерес многих народнохозяйственных организаций министерств мелиорации и водного хозяйства, энергетики, речного флота, речного и озерного рыбного хозяйства, сельского хозяйства к данным об оперативных водных балансах водохранилищ и озер.

Точность оперативных водных балансов в основном зависит от точности гидрометрических измерений на притоках водоемов. Обычно расчет притока осуществляется по информационным данным на основании двух-трех измеренных расходов воды. Если качество измеренных расходов воды хорошее и их значения соответствуют данным кривых $Q=f(h)$ для расчетных гидростворов, невязки оперативных водных балансов близки к невязкам уточненных водных балансов, публикуемых в таблицах Гидрологических ежегодников.

По истечении календарного года составленные ранее оперативные водные балансы (в основном месячные) корректируются. При этом в первую очередь уточняются месячные значения притока и оттока воды по окончательному варианту кривой расходов воды данного года.

Составленные таким образом в течение года оперативные месячные (или декадные) водные балансы по окончании года приводятся в соответствие с данными, принятыми для публикации в периодических изданиях Госкомгидромета (Гидрологический ежегодник, Материалы наблюдений на озерах и водохранилищах и др.). После этого рассчитываются годовые водные балансы. Примеры расчета оперативных и уточненных водных балансов приводятся соответственно в табл. 14 и 15.

Месячные и годовые (уточненные, режимные) водные балансы за 1947—1971 гг. опубликованы в Материалах наблюдений на озерах и водохранилищах (дополнение к Гидрологическим ежегодникам), за годы с 1972 по 1977 для районов с большим количеством водоемов — в Материалах наблюдений на озерах и водохранилищах (дополнение к Гидрологическим ежегодникам), а для районов с малым количеством водоемов, например, для Дальнего Востока — в соответствующих томах Гидрологических ежегодников.

С 1978 г. месячные и годовые водные балансы водоемов помещаются в Государственном водном кадастре (ГВК), «Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши», ч. 2 «Озера и водохранилища».

В настоящее время предусмотрено также помещать многолетние обобщения о водных балансах озер и водохранилищ в изда-

ниях ГВК «Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» за период с начала расчетов по 1980 г., а в дальнейшем за каждое пятилетие. В этом издании будут публиковаться средние за период и за экстремальные по водности годы месячные и годовые водные балансы озер и водохранилищ, которые приводятся в Ежегодных данных (ЕД).

Для крупных озер, водные балансы которых составляются, но не публикуются в ЕД, предусматривается публикация ежегодных водных балансов и среднего годового (многолетнего) баланса за период обобщения.

Для малоизученных водоемов (обычно для тех, один из элементов водного баланса которых определяется как остаточный член уравнения водного баланса) в этом издании будут публиковаться средние годовые водные балансы.

Таблица 14

Водный баланс Усть-Илимского водохранилища за декабрь 1978 г. (по декадам), км³

Элементы водного баланса	Декада			Всего за месяц	Данные за 1977 г.
	1	2	3		
Приход					
Приток через Братский гидроузел	2,422	2,640	2,923	7,985	8,067
Боковая приточность	0,066	0,053	0,045	0,164	0,117
Осадки на акваторию	0,020	0,011	0,009	0,040	0,035
Сумма	2,508	2,704	2,977	8,189	8,219
Расход					
Сток через Усть-Илимский гидроузел	2,424	2,758	2,990	8,172	7,983
Испарение с акватории	0,015	0,012	0,015	0,042	—0,010
Сумма	2,439	2,770	3,005	8,214	7,973
Аккумуляция (сработка)	0,040	—0,090	—0,040	—0,090	0,23
Абсолютная невязка	0,029	0,024	0,012	0,065	0,016
Относительная невязка, %	1,2	0,9	0,4	0,8	0,2

Водный баланс Горьковского водо

Составляющие баланса	I	II	III	IV	V
Приход					
Поверхностный приток					
Измеренный на основных реках	1370	520	841	863	431
Измеренный на боковых притоках	406	355	454	3520	8610
Рассчитанный	30	20	40	550	800
Осадки	22,8	56,0	31,9	51,9	170
Подземный приток					
Сбросы предприятий					
Сбросы дренажно-коллекторной сети					
Переброска стока из других бассейнов					
Итого	1830	951	1370	4990	10 000
Расход					
Поверхностный сток					
Сток через турбины ГЭС	2020	1630	2380	3410	7050
Сток через водосливы				16,8	64,3
Расходы на шлюзование				4,41	3,21
Потери на фильтрацию	4,55	4,11	4,85	47,2	73,5
Испарение			6,91		
Подземный отток					
Забор воды на хозяйственные нужды	7,39	6,75	7,42	7,20	5,33
Переброска стока в другие бассейны					
Итого	2030	1640	2400	3480	7200
Изменение объема воды					
В чаше водоема	—182	—749	—1200	1450	1440
В грунтах берегов					
Во всплывшем (осевшем) льду	22,6	43,5	55,9	—134	
Итого	—159	—706	—1140	1320	1440
Объем	—41	17	110	190	1360
Невязка баланса, %	2,0	1,0	4,6	3,8	13,6

Примечание. Объем водохранилища на 1/I 1978 г. равен $8380 \cdot 10^6$ м^3.

Таблица 15

хранилища за 1978 г. (по месяцам), м³

VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
900	3240	2150	2590	3130	1800	2360	20 200
1630	469	694	380	422	663	492	18 100
280	50	60	30	50	70	40	2010
58,9	133	141	24,8	53,6	80,1	89,5	913
2870	3890	3040	3020	3650	2610	2980	41 200
3340	3200	3090	2900	3100	2770	3340	38 200
75,7	80,6	79,0	71,3	67,8	38,6		496
3,11	3,21	3,21	3,11	3,21	3,11	3,21	47,0
99,3	189	181	154	121	50,5	0,90	924
1,71	1,55	1,63	1,89	7,60	9,12	7,52	65,1
3520	3470	3350	3130	3300	2870	3350	39 700
—713	364	—210	12,5	448	—335	—550	—226
						16,8	4,8
—713	364	—210	12,5	448	—335	—533	—221
60	56	—100	—120	—92	75	163	1720
1,8	1,4	3,0	3,8	2,5	2,6	4,8	4,1

4. ВОДНЫЕ БАЛАНСЫ МЕЛИОРИРУЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

4.1. Общие сведения

Несмотря на многовековую историю развития мелиорации и в первую очередь орошения изучение гидрологических процессов на мелиорируемых землях началось сравнительно недавно. На необходимость проведения подобных исследований в России одним из первых, по-видимому, указал А. И. Воейков. Обобщая выступления на съезде в Москве в 1892 г. по вопросу обводнения степной и черноземной полосы Европейской России, А. И. Воейков отмечал, что эти работы должны базироваться на знаниях о снегозапасах, испарении с водной поверхности прудов и наблюдениях за температурой, влажностью воздуха и скоростью ветра.

Первое в нашей стране научное обоснование регулирования водного режима почв при орошении (по терминологии тех лет «мелиорации в сторону плюса») и осушении («мелиорации в сторону минуса») дано основоположником мелиорации как науки в СССР А. Н. Костяковым [141]. Дальнейшее развитие идей Костякова, теоретическая разработка вопросов фильтрации, дренажа, промывки засоленных почв и обоснование необходимости проведения воднобалансовых исследований при осуществлении мелиоративных мероприятий связаны с именем С. Ф. Аверьянова.

В середине — конце пятидесятых годов получают развитие исследования, выполняемые институтами, опытно-мелиоративными станциями, гидрогеолого-мелиоративными экспедициями Минводхоза СССР, направленные главным образом на гидрогеологическое обеспечение нужд проектирования и эксплуатации оросительных и осушительных систем. Ведущая научно-методическая и организационная роль в проведении этих работ принадлежит Д. М. Кац (1963, 1967, 1976 гг.).

Первые комплексные исследования на орошаемых землях, учитывающие компоненты водного баланса зоны аэрации, водоносного слоя и теплового баланса приземного слоя атмосферы и выполненные по единой методике, были предприняты в 1957 г. ГГИ под руководством С. И. Харченко на Нижнедонской и Донской оросительных системах. Результаты этих, а также последующих исследований ГГИ, теоретические основы формирования и регулирования водного режима орошаемых земель на основании ис-

пользования гидрометеорологической информации изложены в работе [312].

Необходимость комплексного изучения водного и солевого балансов мелиорируемых земель и обеспечения этой информацией эксплуатационных управлений, проектных и научно-исследовательских институтов Минводхоза нашли свое отражение в Постановлении ЦК КПСС и СМ СССР «О плане мелиорации земель на 1976—1980 годы и мерах по улучшению использования мелиорированных земель» и совместных решениях Минводхоза СССР и Главгидрометслужбы о создании в системе Госкомгидромета сети воднобалансовых станций на оросительных и осушительно-увлажнительных системах в различных природно-мелиоративных зонах СССР.

Оросительные и осушительные мелиорации вносят существенные, в сравнении с естественным состоянием, изменения в структуру, количественные и качественные оценки и соотношения элементов водного баланса мелиорируемых и прилегающих к ним территорий, в гидрологический режим и водные ресурсы водотоков. Влияние оросительных систем проявляется прежде всего в подъеме уровня грунтовых вод, изменении их режима и минерализации, в формировании возвратных вод и увеличении безвозвратных потерь водных ресурсов. При этом возможны негативные последствия в виде засоления и заболачивания почв. Осушительные и осушительно-увлажнительные системы стимулируют отвод влаги каналами, собирателями, дренами, а в отдельных случаях компенсируют ее недостаток путем орошения.

Теоретическими разработками и практикой многочисленных полевых исследований подтверждено [54, 188, 247, 312, 314], что основой для регулирования водного режима и объективной оценки мелиоративного состояния территории является информация о компонентах водного, теплового и солевого балансов зоны аэрации, водоносного слоя и приземного слоя воздуха. В этой связи результаты указанных исследований и стационарных наблюдений необходимо рассматривать не только как количественную оценку составляющих водного и солевого балансов, но главным образом — в качестве метода определения существующей направленности и тенденции изменения процессов влаго- и солеобмена в зоне аэрации и оценки точности измерения и расчета приходно-расходных компонентов баланса.

В свою очередь выявление направленности природно-мелиоративных процессов непосредственно влияет на содержание программы исследований, определяет их приоритетную ориентацию.

Методы водного баланса позволяют решать ряд важных научно-прикладных задач:

— разработка региональных рекомендаций по управлению водным, солевым, тепловым, воздушным режимами зоны активного водообмена, в том числе корнеобитаемой зоны;

— определение водопотребления и водоотведения на орошаемых землях с осушительно-увлажнительными мелиорациями;

— количественная и качественная оценка и прогноз изменения водного и солевого балансов, водных ресурсов, возвратных вод и безвозвратных потерь, мелиоративного состояния земель под влиянием орошения и осушения;

— обоснование проектов строительства и реконструкции мелиоративных систем и отдельных их элементов.

В основе решения перечисленных задач лежит информация о составляющих водного и солевого балансов.

Приступая к исследованиям и расчетам водного баланса мелиорируемых земель, необходимо на основании фондовых материалов и литературных источников сформулировать существо мелиоративной проблемы в изучаемом регионе. Анализ и обобщение полученной информации позволят наметить способы учета и методы количественной оценки составляющих водного баланса и в первую очередь тех его компонентов, которые определяют основное направление процессов влаго- и солеобмена. Так, в зоне старого орошения Голодной степи, характеризуемой (по В. А. Ковде) испарительно-гидроморфным типом водного режима почв, обусловливающим их засоленность, основное внимание должно быть уделено исследованию условий формирования режима и взаимодействия оросительных, коллекторно-дренажных и грунтовых вод.

В зоне избыточного увлажнения (Нечерноземная зона РСФСР) одним из важных научно-прикладных аспектов является изучение процессов передвижения влаги в минеральных и торфяных почвогрунтах для совершенствования систем закрытого дренажа, а также исследования влияния мелиорации на изменение водно-физических свойств почвогрунтов, в особенности тяжелого механического состава.

Рисовые оросительные системы низовий р. Кубани характеризуются малыми уклонами поверхности, слабой естественной дренированностью, близким залеганием грунтовых вод и сравнительно высокой их минерализацией. Эти природно-мелиоративные особенности территории требуют тщательного изучения гидрогеологических условий, обоснования режимов орошения, разработки методов учета и непрерывной регистрации стока при подпоре и подтоплении.

Участки стационарных наблюдений, назначаемые в пределах отдельных звеньев системы или подсистемы (поле, массив, мелиорируемый регион), должны удовлетворять следующим основным требованиям:

— репрезентативность в отношении почвенно-гидрогеологических, гидрометеорологических условий и принятого севооборота;

— возможность полного учета поверхностного, подземного, коллекторно-дренажного стока, а также стока реки-водоприемника в пределах мелиорируемой системы;

— оснащенность гидротехническими сооружениями инженерного типа, позволяющими оперативно осуществлять двухстороннее (увлажнение — на оросительных и осушение или увлажне-

ние — на осушительно-обводнительных мелиоративных системах) регулирование водного режима почв;

— наличие достаточно высокого уровня агротехники на полях;

— освещение исследованиями наиболее острых мелиоративных проблем изучаемого региона.

Принципы выбора воднобалансовых участков, организация и состав наблюдений на них изложены в работах [64, 247, 249, 291, 312].

4.2. Расчетные уравнения

Уравнения водного баланса мелиорируемых земель основаны на тех же принципиальных положениях, что и общие уравнения водного баланса, и также являются частными выражениями закона сохранения вещества. В то же время расчет водного баланса в условиях применения мелиорации, как указывает С. Ф. Аверьянов [1], осложняется из-за необходимости учета дополнительных компонентов, расчленения оттока на поверхностный и подземный и составления балансов влаги не только для всей толщи почвогрунтов от поверхности до водоупора, но и отдельно для зоны аэрации и грунтовых вод.

Применительно к изучению объектов, охваченных различными видами мелиорации (орошение или осушение) и исследованиями поверхностных и подземных вод, в литературе существуют различные варианты записи уравнений водного баланса — для орошаемой и осушаемой, дренируемой и недренируемой территории, поля, массива, поверхностных, почвенных и грунтовых вод, зоны аэрации и корнеобитаемой зоны, бассейна реки или его участка, подверженного мелиорации и др.

Наиболее употребительные из них — общее уравнение водного баланса мелиорируемой территории от поверхности до водоупора за конечный промежуток времени, уравнение баланса влаги в зоне аэрации и уравнение баланса грунтовых вод.

Общее уравнение водного баланса ограниченного по площади участка орошаемой и осушаемой территории от поверхности до первого водоупора за конечный промежуток времени соответственно имеет вид [312, 314]:

$$P + Q_{\text{п. ор}} + I_{\text{м. кан}} + I_{\text{х. кан}} + Q_{\text{п. пов}} + Q_{\text{п. гр}} + Q_{\text{п. почв}} - Q_{\text{о. пов}} - Q_{\text{о. гр}} - Q_{\text{о. почв}} - E - E_{\text{кан}} - E_{\text{д}} - Q_{\text{сбр}} = \Delta S + Q_{\text{вд}} \pm \eta; \quad (4.1)$$

$$P + Q_{\text{п. пов}} + Q_{\text{п. гр}} + Q_{\text{п. почв}} - Q_{\text{о. пов}} - Q_{\text{др}} - Q_{\text{о. гр}} - Q_{\text{о. почв}} - E - E_{\text{кан}} - E_{\text{д}} = \Delta S + Q_{\text{вд}} \pm \eta, \quad (4.2)$$

где

$$\Delta S = \Delta S_{\text{подз}} + \Delta S_{\text{пов}}; \quad (4.3)$$

$$\Delta S_{\text{подз}} = \Delta M + \Delta G; \quad (4.4)$$

$$\Delta S_{\text{пов}} = \Delta S_{\text{сн}} + \Delta S_{\text{пон}} + \Delta S_{\text{бол}} + \Delta S_{\text{пр}}. \quad (4.5)$$

Уравнения (4.1) и (4.2), а также приводимые ниже уравнения (4.6), (4.8) — (4.10) справедливы для сельскохозяйственного поля, массива и мелиорируемой системы. Схема водного баланса

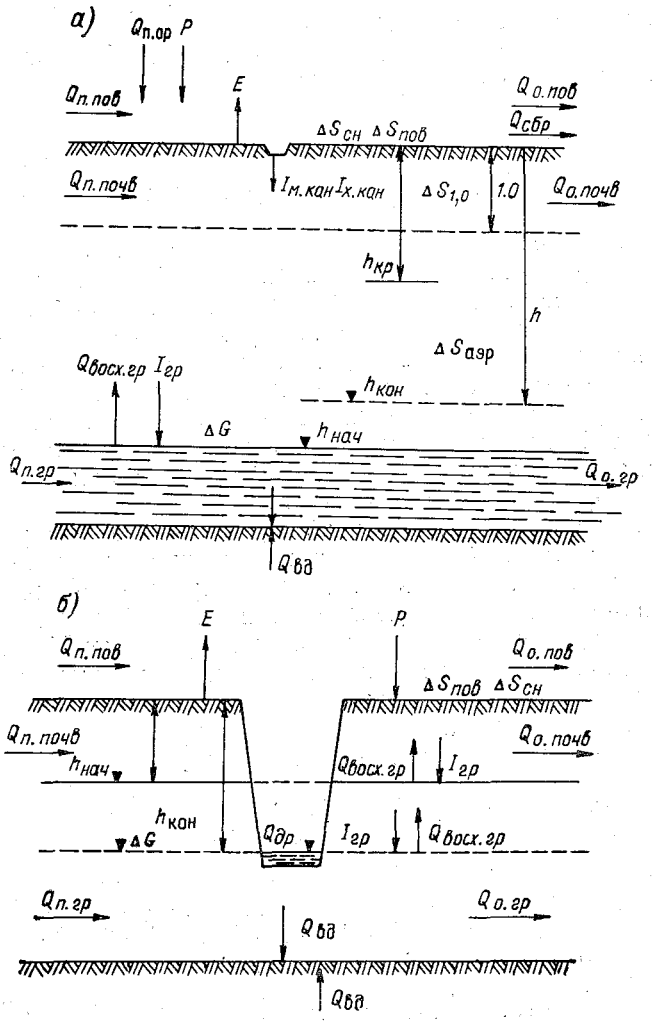


Рис. 2. Схема водного баланса и влагообмена между зоной аэрации и грунтовыми водами сельскохозяйственного поля на оросительных (*а*) и осушительно-увлажнительных (*б*) системах.

и влагообмена между зоной аэрации и грунтовыми водами сельскохозяйственного поля в условиях орошения и осушения демонстрируется на рис. 2.

В уравнениях и на рис. 2 приняты следующие условные обозначения:

P — атмосферные осадки, выпадающие на расчетную площадь; $Q_{\text{п. ор}}$, $Q_{\text{сбр}}$ — подача и сброс оросительных вод поверхностным путем (величина $Q_{\text{сбр}}$ учитывает концевые, холостые, транзитные сбросы, сбросы при поливе напуском, а также сток коллекторно-дренажных вод, отводимых за пределы территории);

$I_{\text{м. кан}}$, $I_{\text{х. кан}}$ — фильтрационные потери из магистральных и хозяйственных каналов, поступающие в виде дополнительного увлажнения на изучаемый массив, поле. В том случае, когда расходы воды измеряются в голове канала, т. е. выше зоны формирования фильтрационных потерь, величины $I_{\text{м. кан}}$ и $I_{\text{х. кан}}$ исключаются из уравнения (4.1). При отсутствии сбросов разница между водозабором и водоподачей на поля составляет потери на фильтрацию во внутри- и межхозяйственной сети;

$Q_{\text{п. пов}}$, $Q_{\text{п. гр}}$, $Q_{\text{п. почв}}$ — приток поверхностных, грунтовых и внутрипочвенных вод;

$Q_{\text{о. пов}}$, $Q_{\text{о. гр}}$, $Q_{\text{о. почв}}$ — **сток (отток)** поверхностных, грунтовых и внутрипочвенных вод. При определении оттока грунтовых вод по уравнению (4.2) последний рассчитывается в слое от водоупора до глубины заложения дрен. Для речных мелиорируемых водосборов, где поверхностный и подземный водоразделы совпадают, элементами $Q_{\text{п. пов}}$, $Q_{\text{п. гр}}$ и $Q_{\text{п. почв}}$ можно пренебречь.

Величины $Q_{\text{о. пов}}$, $Q_{\text{о. гр}}$ и $Q_{\text{сбр}}$ на орошаемых полях и массивах могут характеризовать составляющие стока ирригационных и возвратных вод; E — суммарное испарение (за вычетом конденсации), включающее в себя физическое (непродуктивное) испарение с почвы и продуктивное испарение — транспирацию влаги растениями. Последнее, как правило, определяется путем вычитания непродуктивного испарения из суммарного.

$E_{\text{кан}}$, $E_{\text{д}}$ — испарение с водной поверхности каналов и с поверхности капель при орошении дождеванием. Пренебрегать членом $E_{\text{д}}$ при широком использовании этого способа полива нельзя, поскольку потери слоя дождя на испарение в зависимости от температуры, влажности воздуха и скорости ветра могут колебаться от 10 до 25—30 % водоподачи [322].

$Q_{\text{др}}$ — сток грунтовых вод по дренам, сформировавшийся за счет инфильтрационного питания их атмосферными осадками. ΔS — разность между суммами приходных и расходных элементов уравнения водного баланса, характеризующая собой изменение (аккумуляцию или сработку) запасов влаги в зоне аэрации ΔM, в грунтовых водах ΔG, в снеге $\Delta S_{\text{сн}}$, в понижениях $\Delta S_{\text{пон}}$, на переувлажненных и заболоченных участках $\Delta S_{\text{бол}}$, в прудах и водохранилищах $\Delta S_{\text{пр}}$, $Q_{\text{вд}}$ — водообмен верхнего водоносного слоя с нижележащими. η — невязка водного баланса, включающая неучтенные элементы баланса и погрешности измерения перечисленных составляющих. К числу неучтенных элементов могут быть отнесены, например, изменение слоя затопления на рисовых чеках, откачка из скважин вертикального дренажа, а также элементы, обусловленные пространственно-временной неравномерностью увлажнения территории во время полива, не фиксируемой

принятой частотой и плотностью пунктов измерения влажности почвы. Величины ΔM, $\Delta S_{сн}$, $\Delta S_{пов}$, $\Delta S_{бол}$, $\Delta S_{пон}$ вычисляются по разности их значений на конец и начало выбранного расчетного интервала времени. Изменения запасов грунтовых вод вычисляются как $\Delta G = \mu \Delta h$, где μ — коэффициент водоотдачи (при опускании уровня) или насыщения (при его подъеме), имеющий также более общее название — коэффициент гравитационной емкости пласта; Δh — разность предыдущего $h_{нач}$ и последующего $h_{кон}$ измерений, если уровень грунтовых вод фиксируется от поверхности земли и, наоборот, $\Delta h = h_{кон} - h_{нач}$, если уровни грунтовых вод приведены в отметках (абсолютных или условных).

Уравнение водного баланса зоны аэрации, включая дневную поверхность, записывается в виде [312]

$$P + Q_{п.\,ор} + I_{м.\,кан} + I_{х.\,кан} + Q_{п.\,пов} + Q_{п.\,почв} + Q_{восх.\,гр} - \\ - Q_{о.\,пов} - Q_{о.\,почв} - E - E_{кан} - E_{д} - I_{гр} - Q_{сбр} = \Delta M + \\ + \Delta S_{пон} + \Delta S_{сн} + \Delta S_{бол} + \Delta S_{пр} \pm \eta. \qquad (4.6)$$

Здесь $Q_{восх.\,гр}$ — расход грунтовых вод в зону аэрации или капиллярное подпитывание зоны аэрации (в литературе существует не вполне строгий синоним этого понятия — испарение с поверхности грунтовых вод); $I_{гр}$ — пополнение запасов грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и поливных вод (инфильтрационное питание грунтовых вод).

Элементы $Q_{восх.\,гр}$ и $I_{гр}$ характеризуют вертикальный влагообмен в зоне аэрации. Остальные обозначения прежние.

Следует отметить, что процесс вертикального влагообмена достаточно сложен и обусловлен сочетанием ряда факторов — результирующей потока влаги на поверхности (осадки, полив, испарение), глубиной залегания грунтовых вод, влагопроводностью почвогрунтов, биологическими особенностями и фазами развития растений, степенью увлажнения зоны аэрации относительно наименьшей влагоемкости почвы (НВ). При отсутствии измерений значение подпитывания может быть рассчитано по формуле С. И. Харченко [312]:

$$Q_{восх.\,гр} = E_0 / e^{\Psi h}, \qquad (4.7)$$

где E_0 — испаряемость; h — уровень грунтовых вод; Ψ — параметр, зависящий от фаз развития растений и водно-физических свойств почвы; e — основание натуральных логарифмов.

Очевидно, что уравнение (4.6), будучи решенным относительно членов $Q_{восх.\,гр}$ и $I_{гр}$, позволяет оценивать суммарно или раздельно величину вертикального влагообмена в зоне аэрации.

Если приходные элементы баланса P, $Q_{п.\,ор}$, $I_{м.\,кан}$, $I_{х.\,кан}$, $Q_{и.\,пов}$, характеризующие поступление влаги в зону аэрации ниже дневной поверхности, рассматривать суммарно как источник инфильтрационного питания зоны аэрации и грунтовых вод ($I_{кан}$), то количественная оценка водообмена грунтовых вод с почвой может быть произведена по уравнению [247, 282]

$$I_{кан} + Q_{восх.\,гр} - E - I_{гр} = \Delta M \pm \eta, \qquad (4.8)$$

где $I_{кан}$ — инфильтрация (впитывание) воды в зону аэрации; $I_{гр}$ — пополнение грунтовых вод за счет осадков, поливов и фильтрации из каналов.

Мощность зоны аэрации определяется амплитудой колебания грунтовых вод, поэтому величина ΔM изменяется не только под воздействием изменения влажности почвы, но и в результате уменьшения или увеличения глубины залегания грунтовых вод. Это обстоятельство необходимо учитывать при выборе расчетной глубины зоны аэрации, в пределах которой оценивается изменение влагозапасов ΔM. В тех случаях, когда глубины грунтовых вод при близком их залегании (до 2—3 м) изменяются в пределах массива и даже отдельных полей, влагозапасы в фиксированных слоях 0—50, 0—100, 0—150 м, формирующиеся под влиянием капиллярного подпитывания зоны аэрации, должны рассчитываться как средневзвешенные с учетом площади, занятой определенной градацией глубин грунтовых вод. Уравнение баланса грунтовых вод (водоносного слоя) имеет вид

$$I_{гр} - Q_{восх.\,гр} + Q_{п.\,гр} - Q_{о.\,гр} + Q_{вд} = \Delta G \pm \eta. \qquad (4.9)$$

При отсутствии напорного питания, перетекания в другие горизонты и слабой дренированности территории разность $Q_{п.\,гр} - Q_{о.\,гр}$ и члены $Q_{вд}$ равны нулю и тогда уравнение (4.9) еще более упрощается:

$$I_{гр} - Q_{восх.\,гр} = \Delta G \pm \eta. \qquad (4.10)$$

В зависимости от задач исследований и запросов мелиоративной практики уравнения (4.1), (4.2), (4.6) и (4.8) могут составляться как для календарных периодов (месяц, период, год), так и для фаз развития растений, периодов полива — межполивного, промывок, вегетационного и др.

При глубоком залегании грунтовых вод, т. е. при мощности зоны аэрации более 10—15 м, их влияние на режим других элементов водного баланса становится незначительным, а ход этих элементов в свою очередь практически не влияет на изменение запасов грунтовых вод. В приближенных расчетах водного баланса элементами $Q_{восх.\,гр}$ и $I_{гр}$ в уравнениях (4.6) и (4.8) можно пренебречь.

Приведенные выше уравнения могут быть использованы и для расчетов водно-солевого баланса. Для этого необходимо располагать данными о минерализации поверхностных и грунтовых вод, поступлении солей с удобрениями и их выносе (приходно-расходные компоненты) и об изменении запаса солей в почвогрунтах (аккумуляционные члены уравнения водно-солевого баланса) [54, 247].

4.3. Основы методики определения элементов водного баланса мелиорируемых земель

Принципиально методы определения большинства составляющих водного баланса орошаемых и осушаемых земель не отличаются от таковых, используемых при исследовании естественных

водосборов. Различие заключается в необходимости дополнительного учета компонентов, появление которых вызвано мелиоративными приемами, например, поступления оросительных и сброса коллекторно-дренажных вод, фильтрационных потерь в каналах, вертикального влагообмена в зоне аэрации в условиях полива, испарения воды при дождевании и с рисовых чеков и др. В то же время определение некоторых традиционно измеряемых величин, в частности, влагозапасов, суммарного испарения в мелиоративной гидрологии имеет свои особенности. Необходимо отметить и то обстоятельство, что объекты изучения водного баланса мелиорируемых земель более дифференцированы в сравнении с участками на естественных водосборах. В зависимости от поставленных задач исследования водного баланса сельскохозяйственных полей и массивов, занятых различными культурами и сложенных минеральными или торфяными почвогрунтами, организуются в зонах погружения и выклинивания грунтовых вод различного типа их питания на участках, характеризующихся определенным сочетанием глубины заложения дрен и междренных расстояний и на бездренажных, разными способами орошения: дождеванием, поверхностным и внутрипочвенным, а также на участках богарного земледелия. Несмотря на то что составляющие водного баланса в этих весьма разнообразных условиях определяются по единой методике, количественная и качественная интерпретация результатов их измерений применительно к различным природно-мелиоративным ситуациям и их сочетаниям имеет свои особенности.

Ниже кратко излагаются основные положения и специфические черты методики определения отдельных элементов водного баланса мелиорируемых земель, подробное описание которой помещено во Временных методических указаниях [64].

4.3.1. Подача и сброс поверхностных вод

Источник орошения (река, озеро, водохранилище и т. д.), мелиоративная сеть (оросительные каналы различного порядка, коллекторы, дрены, собиратели) и водоприемник (река, озеро и т. д.) при исследовании водного баланса данной мелиорируемой территории рассматриваются как единый контур, в пределах которого осуществляется поверхностный и подземный водообмен. С целью оценки взаимовлияния оросительных, коллекторно-дренажных и грунтовых вод выполняется увязка планового и высотного расположения гидрометрических постов, створов и кустов гидрогеологических скважин.

Объектами измерений стока являются реки (как источник орошения и водоприемник), оросительные каналы (магистральные, межхозяйственные, внутрихозяйственные, временные), коллекторы, дрены, открытые транспортные собиратели, нагорные канавы и т. д. (рис. 3).

Учитывается как поверхностный, так и коллекторно-дренажный сток с мелиорированных сельскохозяйственных полей, массивов и естественных угодий. Поверхностный сток измеряется не только в канализованных руслах, но и на воднобалансовых площадках размером 3—5 га, оборудованных павильонами для регистрации расходов воды.

Сток коллекторно-дренажных вод учитывается на замыкающем и на транзитных створах с целью исследования условий его формирования по территории в зависимости от состава почвогрунтов, глубины залегания грунтовых вод, поливов, осадков и снегозапасов. Указанный комплекс измерений позволит выявить структуру гидрометрического баланса, соотношение осадков, оросительных и коллекторно-дренажных вод, уточнить эффективность использования водных ресурсов и водоотведения с системы, оценить влияние мелиораций на изменение стока и водный режим рек. Средства измерения стока назначаются в зависимости от расхода и режима водотока, способа и техники полива или осушения.

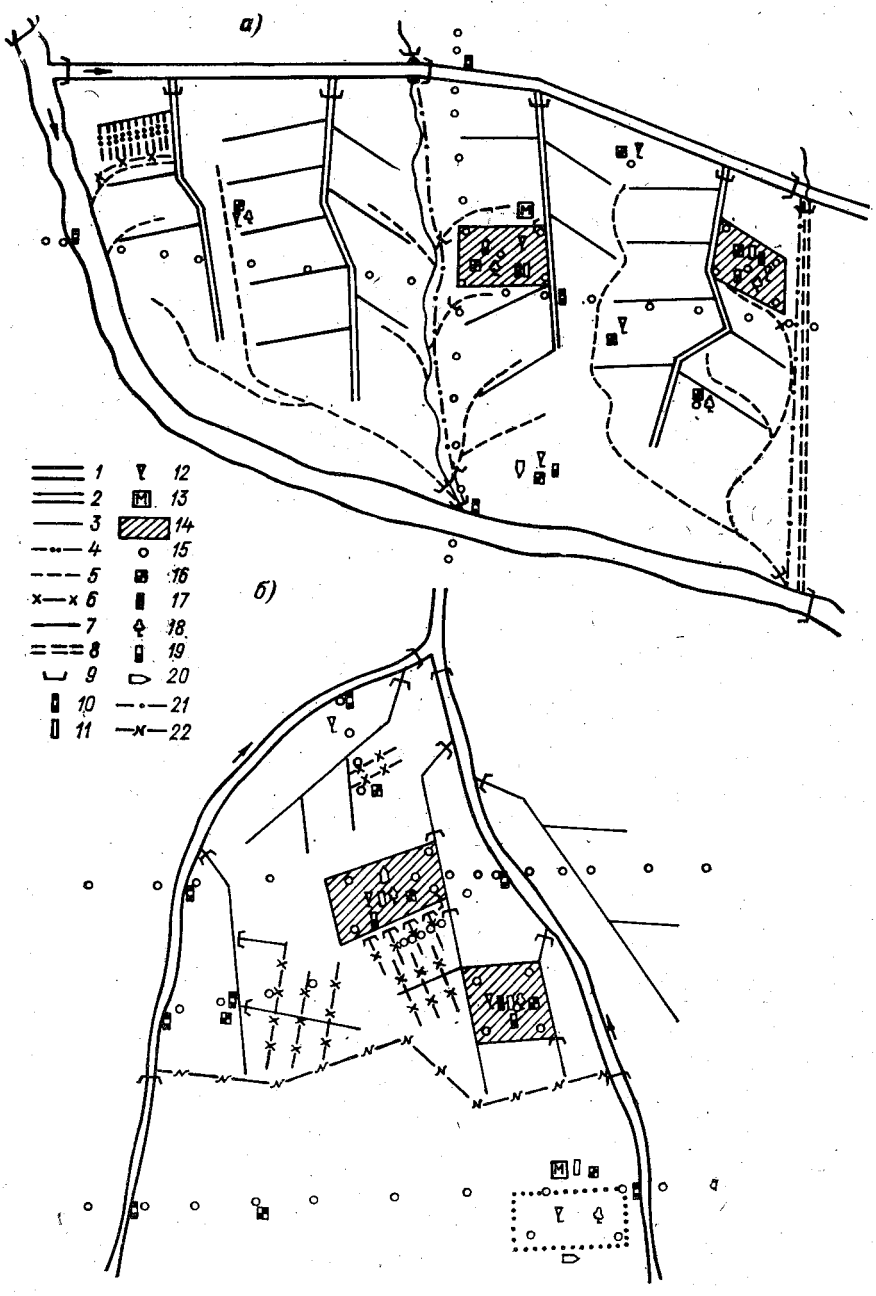
На крупных каналах и коллекторах могут применяться дистанционные устройства ГР-64 и ГР-70. Для измерения стока в межхозяйственной и внутрихозяйственной сети широко применяются гидрометрические лотки Паршала, Вентури различной пропускной способности, насадки, а также тонкостенные водосливы. При расходах 60 м³/с и более может быть использован водомерный лоток САНИИРИ [250]. Измерения в лотковых каналах рекомендуется осуществлять разработанной В/О «Союзводавтоматика» установкой, использующей металлическую диафрагму, которая обеспечивает равномерное боковое сжатие потока.

Расходы воды в закрытых трубопроводах насосных станций, по рекомендациям УкрНИИГиМ, измеряются водомерными устройствами с интегрирующей трубкой или с помощью маятниковых расходомеров МРВ-2 конструкции ВНИИГиМ. При наличии переменного подпора со стороны нижнего бьефа САНИИРИ предлагает установку утроенной водомерной насадки (УВН) для измерения расходов воды в открытых дренах и коллекторах с диапазоном 1—3 м³/с.

Объем воды, поданной дождевальными машинами, учитывается на открытой подводящей сети гидрометрическим путем, на закрытой (дождевальные агрегаты типа «Фрегат», «Волжанка») — путем измерений с помощью мерных сосудов, устанавливаемых вдоль крыла дождевальной консоли. Средневзвешенный слой «осадков» $\overline{P}$ по радиусу их измерения определяется по формуле [321]:

$$\overline{P} = \frac{1}{l_n^2 - l_1^2}\left[P_1(l_2^2 - l_1^2) + P_2(l_3^2 - l_2^2) + \ \ldots \ + P_n(l_n^2 - l_{n-1}^2)\right], \tag{4.11}$$

где P_1, P_2, ..., P_n — слой «осадков» по каждому дождемеру; l_1, l_2, ..., l_n — возрастающее от гидранта (по радиусу) расстояние до соответствующего дождемера.


а)
б)
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

Поливная норма для круга вычисляется как среднее арифметическое из всех расчетных значений (по радиусу круга).

Объем воды, израсходованный на один полив и отнесенный к поливаемой площади, представляет собой поливную норму. Сумма поливных норм за период вегетации составляет оросительную норму. Для зерновых культур она может колебаться в пределах 2—4 тыс. м³/га, кормовых и технических 6—10 тыс. м³/га, риса 20—40 тыс. м³/га. На орошаемых полях и массивах Средней Азии, подверженных засолению, в невегетационный период проводятся периодические промывки зоны аэрации. Нормы промывки достигают 10 тыс. м³/га.

Фильтрационные потери в каналах при разной степени их наполнения рекомендуется измерять на участках транзитного течения отдельными сериями. Оборудование створов самописцами уровня позволяет существенно снизить погрешность расчета потерь. Выявляемое в ряде случаев увеличение стока на бесприточном участке канала может быть обусловлено дренированием водоносного горизонта, и наоборот,— уменьшение расходов по длине коллектора или дрены свидетельствует о питании последними грунтовых вод. В обоих случаях для подтверждения и объяснения возникающих аномалий необходимо привлекать гидрогеологическую информацию и данные о водно-физических свойствах почвогрунтов зоны аэрации.

При отсутствии измерений весенний и дождевой сток с орошаемых полей и массивов определяется расчетным методом по формуле [197, 312]:

$$Q_{\text{о. пов}} = P\left[1 - \left(\frac{dM}{\gamma}\right)^{b}\right] - \Delta S_{\text{пон}}, \qquad (4.12)$$

где $Q_{\text{о. пов}}$ — сток с сельскохозяйственных полей; P — атмосферные осадки; dM — дефицит влагозапасов в метровом слое почвы (вычисляется как разность между полной влагоемкостью и фактическими влагозапасами почвы); γ — параметр, вычисляемый как разность между полной влагоемкостью и максимальной гигроскопичностью почвы; $\Delta S_{\text{пон}}$ — изменение запасов воды в понижениях микрорельефа (все перечисленные величины выражаются в мм); b — параметр, равный 1,2 для весеннего стока и 1,1 — для летнего.

Формула (4.12) применима для вычисления слоя стока за отдельный дождь или паводок; погрешность расчета по ней, по данным автора формулы, составляет 20—25 %.

Рис. 3. Схема расположения приборов и оборудования на экспериментальных полях и массиве оросительной (*а*) и осушительно-увлажнительной (*б*) системы.

1 — магистральный канал; *2* — межхозяйственный канал; *3* — внутрихозяйственные оросители; *4* — временные оросители; *5* — коллектор; *6* — дрена; *7* — открытые транспортные собиратели и осушительные каналы; *8* — катастрофический сброс; *9* — гидрометрический створ; *10* — водомерный пост; *11* — лизиметрическая площадка; *12* — осадкомерный пункт; *13* — метеостанция; *14* — экспериментальное поле; *15* — гидрогеологическая скважина; *16* — пункты измерения влажности, солевого состава и гидрофизических характеристик почвогрунтов; *17* — теплобалансовая площадка; *18* — пункт фенологических наблюдений; *19* — почвенно-испарительная площадка; *20* — стоковая площадка; *21* — граница экспериментального массива; *22* — граница осушаемого контура.

Данные гидрометрических измерений анализируются комплексно: сопоставляются объемы (слои) полива и оросительные нормы по отдельным культурам, гидрографы стока оросительных и коллекторно-дренажных вод сопоставляются с данными о ходе осадков, испарения, грунтовых вод и влагозапасов. Так, например, подъем уровней грунтовых вод зоны, подкомандной оросительному каналу, весьма тесно связан с режимом и объемом фильтрационных потерь, определяемых на транзитном участке этого канала по данным измерений в постоянных гидростворах. Сопоставление потерь стока и приращения уровня грунтовых вод, вызванного ими, позволяет получать ряд важных характеристик зоны аэрации, например, период свободной фильтрации, зависимость фильтрационных потерь от пористости зоны аэрации, коэффициент водоотдачи μ [105].

При анализе материалов по стоку оросительных и коллекторно-дренажных вод оцениваются параметры эффективности работы систем или их отдельных звеньев, таких, как коэффициент полезного действия канала (КПД канала), коэффициент полезного использования воды (КИВ), коэффициент равномерности распределения воды при поливе и др., а также соответствие фактического модуля дренажного стока расчетному. Согласно работе [212], КПД канала представляет собой отношение объема воды, поданной в магистральный канал, к объему, поступающему в оросительную сеть: КИВ — отношение полезного водопотребления культур (транспирации) к общему количеству воды, поданному в систему; коэффициент равномерности распределения воды при поливе выражается отношением

$$K_{\text{равн}} = 1 - \frac{\Delta Q_{\text{погл}}}{\overline{Q}_{\text{погл}}}, \qquad (4.13)$$

где $\Delta Q_{\text{погл}}$ — среднее отклонение объема воды, поглощенной в данной точке от среднего объема воды $\overline{Q}_{\text{погл}}$, поглощенного на всем участке. Величина $K_{\text{равн}}$ при прочих равных условиях в значительной мере связана с качеством планировки сельскохозяйственных полей.

4.3.2. Суммарное испарение и вертикальный влагообмен в зоне аэрации

Суммарное испарение (водопотребление сельскохозяйственных культур) является основным расходным элементом водного баланса мелиорируемых земель. Именно оно наряду с осадками и поливами определяет режим мелиорации, а изменение его под влиянием орошения или осушения влечет за собой изменение гидрологического режима водотоков и водоемов.

В практике воднобалансовых исследований на мелиорируемых землях находят широкое применение два основных метода измерения суммарного испарения: метод водного баланса изолированных почвенных монолитов и метод теплового баланса.

Метод теплового баланса, основанный на достаточно строгих физических предпосылках, в настоящее время считается наиболее точным для определения среднего суммарного испарения с сельскохозяйственого поля — средняя квадратическая ошибка расчета его за месячные интервалы составляет около 15—20 %. Однако указанный метод не вскрывает структуру вертикального влагообмена в зоне аэрации, существенно влияющего на значение суммарного испарения, и не позволяет моделировать процесс испарения в необходимом диапазоне глубин грунтовых вод и при разном сочетании сельскохозяйственных культур, сроков и норм их поливов.

Обладая в этом отношении преимуществами, метод водного баланса изолированных монолитов — лизиметров и испарителей,— однако, не лишен некоторых других принципиальных недостатков, основные из которых состоят в следующем:

а) нетождественность монолита как модели реальным процессам вертикального и в особенности горизонтального влаго- и солеобмена в зоне аэрации и грунтовых водах массива, системы или гидрогеологического района в целом, характеризующихся к тому же пестротой почвенно-мелиоративных условий и степенью дренированности территории;

б) наличие дополнительного притока тепла к монолиту за счет нагревания надземных частей металлоконструкций прибора.

Эти, а также другие возможные несоответствия некоторых конструктивных особенностей прибора реальным условиям (в частности площади питания, густоте и урожаю растений в поле и приборах) способствуют порой значительным расхождениям в значениях суммарного испарения, измеренного обоими методами, и требуют введения определенных корректив в показания приборов.

Тем не менее сравнительная простота устройства и эксплуатации лизиметров, возможность получения обширной информации о факторах, влияющих на испарение, побуждает конструкторов совершенствовать этот метод измерений, а исследователей — искать новые пути обобщения и корректной интерпретации материалов наблюдений, обоснования переходов от испарения, измеренного в точке, к площадной его характеристике.

Эти приборы с учетом их конструктивных особенностей и методов эксплуатации могут быть классифицированы по материалу изготовления (металл, бетон, пластмасса), структуре помещаемого в нем почвогрунта (нарушенная, монолит), способу определения влагозапасов (взвешивание, бурение, применение нейтронных методов), характеру режима уровня грунтовых вод (постоянный или переменный) и способу его поддержания (периодические или непрерывные доливы, автоматическое регулирование) [247]. К приведенной классификации следует добавить разработанную в ГГИ конструкцию лизиметра, обеспечивающую автоматическую регистрацию без извлечения прибора из гнезда и дистанционную передачу значений суммарного испарения и вертикального влагообмена [14].

На сети рекомендуется использовать лизиметры марки ГР-80 с уровнем грунтовых вод 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 м и площадью испаряющей поверхности 0,2 м^2, изготовляемые в комплекте, гидравлические испарители ГР-17, испарители ГГИ-50-50 и ГГИ-500-100, болотные испарители ГГИ-Б-1000 и ГГИ-Б-1000М. Весьма перспективным с точки зрения увеличения объема и качества информации является совмещение гидравлического испарителя ГР-17 с подпитывающим устройством лизиметра ГР-80. Порядок наблюдений по лизиметрам и обработки их результатов изложен в работе [64].

Кратко остановимся на некоторых особенностях эксплуатации прибора и интерпретации материалов наблюдений, вытекающих из уравнения водного баланса лизиметра с постоянным уровнем грунтовых вод:

$$E = \frac{1}{200}(m_1 - m_2 \pm \Delta m) + P + Q_{\text{п. ор}} + Q_{\text{восх. гр}} - I_{\text{гр}}, \quad (4.14)$$

где m_1 и m_2 — масса лизиметра в граммах за предыдущее (m_1) и текущее (m_2) взвешивания; разность величин m_1 и m_2 характеризует собой изменение влагозапасов в лизиметре; Δm — изменение массы лизиметра за счет внесения удобрений, культивации, прополки и т. п., положительное, если масса увеличивается, и отрицательное при ее уменьшении. Остальные обозначения прежние. Величины P, $Q_{\text{п. гр}}$, $Q_{\text{восх. гр}}$ определяются путем суммирования за период между двумя последовательными взвешиваниями.

Уравнение водного баланса лизиметра с переменным («следящим») уровнем грунтовых вод дополняется членами, характеризующими изменение запасов, приток и отток последних [249].

В зависимости от поставленных перед лизиметрическими исследованиями задач полив лизиметров может осуществляться в двух режимах: синхронном (по срокам и нормам полива) с поливом поля, где производятся измерения, и расчетном, когда монолиты увлажняются до наименьшей влагоемкости ($M_{\text{н. в}}$), иногда называемой предельной полевой влагоемкостью, в сроки наступления нижнего оптимума увлажнения (0,7 $M_{\text{н. в}}$), определяемые по расчету.

Анализ измеренных значений суммарного испарения производится по фазам развития растений и с учетом соотношения урожая растений в приборах и на поле, а также уровня грунтовых вод, термических условий, влажности почвы. Оценивается «вклад» расхода грунтовых вод в зону аэрации (капиллярного подпитывания) в суммарном испарении и возможность покрытия дефицита водопотребления за счет грунтовых вод (отношение $Q_{\text{восх. гр}}/E$ растет с повышением уровня грунтовых вод и в наиболее активные фазы развития растений может достигать 0,6—0,8). Инфильтрационное питание $I_{\text{гр}}$ сопоставляется с величиной $Q_{\text{восх. гр}}$, поливами и осадками, анализируются зависимости вида $I_{\text{гр}}/(P + Q_{\text{п. ор}}) = f(h,\ M/M_{\text{н. в}})$, где M — влагозапасы, предшествующие поливу и осадкам.

Значение инфильтрационного питания, измеренное лизиметрами, сопоставляется с таковым по данным режимной гидрогеологической сети ($\mu\Delta h$), определяемым по уравнению (4.9) с учетом влияния на величину ΔG остальных компонентов $Q_{\text{п. гр}}$, $Q_{\text{о. гр}}$, $Q_{\text{вд}}$. При этом принимается во внимание, что пополнение грунтовых вод в значительной мере зависит от способа и интенсивности полива. Так, например, полив напуском может вызвать больший подъем уровня грунтовых вод, чем при орошении дождеванием равной или даже большей интенсивности.

Оценка испарения с капель дождя при поливе дождеванием $E_{\text{д}}$ в формулах (4.1) и (4.6) может быть выполнена как по разнице количества воды, забираемой дождевальным агрегатом и достигшей поверхности земли, так и по изменению концентрации солевого раствора в результате частичного испарения капель дождя в процессе их полета. Доля испарившейся воды при этом, очевидно, пропорциональна разности конечной и начальной концентрации, отнесенной к ее конечному значению [322].

Региональные обобщения экспериментальных исследований суммарного испарения, измеренного методом теплового баланса, лизиметрами и почвенными испарителями, а также элементов вертикального влагообмена приведены в работах ГГИ [54, 254, 312], Л. Н. Побережского (1977 г.), К. Г. Ганиева (1979 г.), В. Ф. Шебеко (1970, 1980 гг.), М. И. Каплинского (1971, 1976, 1978 гг.) и др.

4.3.3. Аккумуляционные составляющие

К числу аккумуляционных составляющих, в определении которых особенно проявляется специфичность мелиоративных условий, относятся изменение запасов влаги в зоне аэрации и изменение запасов грунтовых вод.

Измерение влажности (в процентах от массы сухой почвы) и влагозапасов (в мм) производятся на орошаемых и осушаемых полях и массивах в определенных точках, количество которых устанавливается в зависимости от требуемой точности наблюдений и коэффициента вариации влагозапасов, рассчитываемого по данным массовой съемки влажности почвы [195]. Поливы, в особенности по бороздам, вносят существенные изменения в территориальное распределение влагозапасов. Их пространственная изменчивость ввиду значительной неравномерности распределения оросительной воды по площади сельскохозяйственного поля при орошении возрастает. Поэтому, согласно Л. А. Разумовой [243], для обеспечения заданной точности определения влагозапасов после полива требуется увеличить количество точек измерения влажности почвогрунтов в 2—3 раза. Влияние глубины залегания грунтовых вод на распределение влагозапасов при поливах неоднозначно: при близком их залегании от поверхности земли поливы уменьшают пестроту распределения влажности, при глубоком — увеличивают (Л. Н. Побережский, 1977 г.; Е. А. Леонов, 1969 г.).

Неравномерность увлажнения может обусловить несоответствие между приращением влагозапасов и значениями поливной нормы или осадков, вызвавших их увеличение, что находит прямое выражение в невязке водного баланса. Поэтому при поливе дождеванием непосредственно у скважин для определения влажности почвы целесообразно устанавливать наземный дождемер.

Трудоемкость измерения, многофакторность условий формирования и необходимость массовых расчетов и предвычисления влагозапасов стимулировали появление ряда расчетных методов их определения. В их числе можно выделить три основные группы: уравнения регрессии, основанные на учете факторов, определяющих влагозапасы и их изменение [38]; формулы, базирующиеся на совместном решении уравнения водного баланса зоны аэрации и теплового баланса приземного слоя [312]; модели, использующие динамические уравнения влагопереноса в ненасыщенных средах [90, 208, 317].

Наиболее предпочтительными представляются второе и третье направление исследований. Точность расчетов в последнем случае во многом обусловлена надежностью определения основных гидрофизических характеристик: потенциала почвенной влаги и коэффициента влагопроводности почвогрунтов. Полный потенциал почвенной влаги включает в себя частные потенциалы: капиллярный (каркасный), осмотический, гравитационный и пневматический (внешнего газового давления). Капиллярный потенциал, определяющий восходящее перемещение влаги под действием капиллярных сил,— это работа капиллярных сил по перемещению единицы воды от горизонта грунтовых вод к определенной точке почвенной толщи [212].

Коэффициент влагопроводности — объем воды, проходящий через единицу перпендикулярной ему поверхности в единицу времени [38].

Оценка изменения запасов грунтовых вод $\Delta G = \mu \Delta h$ (уравнение (4.4)) в мелиоративной гидрогеологии также имеет свою специфику. Ирригационно-грунтовые воды отличаются от собственно грунтовых своим происхождением и, как отмечает А. Г. Владимиров (1960 г.), различными гидромеханическими схемами их движения. Ирригационно-грунтовые воды как бы накладываются на собственно грунтовые, повышают уровень последних и, образуя купол растекания, создают нисходящие токи вместо восходящих, имевших место до полива (инфильтрации воды от орошения). Другим проявлением влияния ирригационно-грунтовых вод является передача ими гидростатического давления преимущественно в направлении уклона водоносного пласта, что может вызвать подъем уровня на нижележащем участке. Измерения уровня грунтовых вод в период поливов производятся учащенно. Скважины должны размещаться таким образом, чтобы обеспечить возможность анализа взаимодействия коллекторно-дренажных и поверхностных вод с грунтовыми. Перечисленные, а также и другие особенности режима грунтовых вод в условиях орошения требуют тщательного

анализа изменений их запасов в совокупности с данными о суммарном испарении, поливах, механическом составе почвогрунтов зоны аэрации, влияющего на коэффициент μ, о расположении оросителей, коллекторов и дрен.

Оценка надежности результатов расчета водного баланса выполняется путем сравнения невязки водного баланса со средней квадратической ошибкой ее определения σ_μ [197]. При этом в качестве доверительной вероятности принимается обеспеченность ошибки 80 %. Этой обеспеченности соответствует невязка баланса, равная $1{,}3\sigma_\mu$, т. е. в 80 % случаях ошибка невязки не должна превышать $1{,}3\sigma_\mu$. Несоблюдение этого условия свидетельствует о необходимости повышения качества работ, изменения принятой методики определения измеряемых и рассчитываемых величин, либо уточнения репрезентативности объектов наблюдений. При наличии достаточного количества пунктов измерений и эталонного способа их регистрации случайная и систематическая погрешности оцениваются с использованием методов математической статистики, например, рекомендованных Г. А. Алексеевым [3] или изложенных в работе [256].

4.4. Некоторые аспекты практического применения результатов исследования водного баланса мелиорируемых земель

Результаты комплексных исследований водного баланса мелиорируемых земель, в ходе которых определяются независимым путем компоненты пречисленных выше уравнений, широко используются для обоснования мероприятий по строительству и реконструкции оросительной и коллекторно-дренажной сети, в расчетах режима орошения и осушения, для текущей и перспективной оценки водных ресурсов и их изменения под влиянием мелиоративных мероприятий.

Комплексные исследования водного, теплового и солевого балансов, выполненные ГГИ в различных природно-мелиоративных районах СССР — Казахстане, Средней Азии, Северном Кавказе, Заволжье, Нечерноземной зоне РСФСР,— подтвердили возможность реализации перечисленных задач воднобалансовых исследований и прикладную их значимость. Так, для бассейна среднего и нижнего течения р. Сырдарьи, рек Чу и Талас рассчитаны и переданы в водохозяйственные организации для практического использования данные о водном балансе, возвратных водах, безвозвратных потерях вод, изменении водных ресурсов под влиянием орошения [54, 106, 290, 313]. При этом безвозвратные потери рассчитывались относительно оттока поверхностных и грунтовых вод путем совместного решения уравнений (4.1) и (4.6) и аналогичных им уравнений для той же территории в условиях отсутствия мелиорации. Они составили в среднем 15—25 % объема водозабора. Снижение стока рек Чу и Сырдарьи под влиянием орошения оценивается 4 м^3/с в год на 10 тыс. га земель вводимых в орошение

в бассейне р. Чу и 26,6 м³/с в год на 100 тыс. га орошаемых земель в бассейне р. Сырдарьи.

Оценка влияния хозяйственной деятельности на водные ресурсы рек ЕТС выполнена И. А. Шикломановым [320]. В Ставропольском крае ГГИ были предприняты воднобалансовые исследования для обоснования параметров горизонтального дренажа и прогноза мелиоративного состояния территории в условиях близкого и глубокого залегания грунтовых вод и применения различных способов полива [105, 108].

Расчет недостатков (дефицитов) водопотребления dE, являющихся оросительными нормами нетто и положенных в основу тепловоднобалансового метода определения режима орошения [312], выполняется также с использованием данных о компонентах водного баланса зоны аэрации

$$dE = E_{опт} - E, \qquad (4.15)$$

где $E_{опт}$ — суммарное испарение при оптимальном увлажнении; E — суммарное испарение при текущих гидрометеорологических условиях, определяемое как остаточный член уравнения (4.6) при условии измерения всех остальных его составляющих или измеряемое методом теплового баланса. Межведомственные испытания тепловоднобалансового метода расчета режима орошения в Заволжье показали эффективность его применения в АСУ Саратовским водохозяйственным комплексом [315].

Основой расчета режима осушения также служит информация о водном балансе территории до начала мелиорации и после ее осуществления [314].

Многочисленные целенаправленные исследования водного баланса орошаемых и осушаемых земель проводят также научно-исследовательские и проектные институты Минводхоза СССР и Мингео СССР. В частности, ВНИИГиМом составлены Методические рекомендации по контролю за мелиоративным состоянием орошаемых земель [192].

5. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И КОМПЛЕКСНЫЕ ВОДНОБАЛАНСОВЫЕ И АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

5.1. Общие сведения

В 1925 г. М. А. Великанов впервые выдвинул идею об организации в различных физико-географических условиях воднобалансовых станций. По его мнению, на территории нашей страны целесообразно иметь 25—30 таких станций на малых водосборах площадью 100—1000 км². Основными видами работ станций должны быть наблюдения за стоком, осадками, влажностью воздуха, испарением и влажностью почвы в разных местах водосборов. Эти комплексные исследования позволили бы установить зависимости стока от основных и второстепенных факторов.

Развивая идею М. А. Великанова, Д. Л. Соколовский разработал и предложил в 1933 г. первый научно обоснованный план размещения на территории СССР в различных физико-географических условиях 45 специализированных полевых лабораторий (стоковых станций); из них в тундре 2, в лесотундре 3, в лесной зоне 12, в лесостепи 4, в степной зоне 6, в полупустыне 4, в пустыне 3, на черноморском побережье Крыма 1, в горных областях Средней Азии и Кавказа (в бассейнах рек с ледниковым и снеговым питанием) 10.

С 1928 по 1940 г. было организовано 11 стоковых станций. Выбор места для их организации не всегда был сделан удачно (Южно-Белорусская, Алмазянская, Кущевская). Следует отметить, что научно-технический уровень работ, проводимых на некоторых станциях, был недостаточно высоким, что сказалось на качестве материалов наблюдений.

В 1940 г. в ГГИ Д. Л. Соколовский вновь разработал детальный проект организации стоковых станций, которым предусматривалось создание 10 стоковых станций I разряда и 70 стоковых станций II разряда. Реализацию проекта предполагалось провести в 1941—1947 гг., однако Великая Отечественная война 1941—1945 гг. не позволила его осуществить. Более того, в этот период большая часть действовавших стоковых станций полностью или частично прекратила свою работу.

Несмотря на небольшой период работы большинства стоковых станций к началу Великой Отечественной войны был накоплен опыт в деле постановки исследований отдельных элементов водного

баланса, составления программ, разработки методов наблюдений, создания и унификации ряда измерительных устройств.

Начиная с 1945 г. в различных физико-географических зонах нашей страны были организованы новые стоковые станции, на которых практически изучаются все элементы водного баланса, поэтому в дальнейшем они были переименованы в воднобалансовые станции (рис. 4, табл. 16). Некоторые станции по тем или иным причинам были закрыты, но материалы их наблюдений до сих пор сохранили свою ценность. К 1981 г. на территории СССР действует 16 воднобалансовх станций, расположенных в основном на естественных, не подверженных мелиорации водосборах (№ 1—21, включая пять закрытых ранее станций), 9 болотных воднобалансовых станций (№ 22—31), проектируется 16 воднобалансовых станций на мелиорируемых землях (№ 34—46).

Для развития экспериментальных исследований большое значение имели наблюдения и опыты, поставленные в опорных пунктах (стационарах), находящихся в ведении различных научных учреждений географического, сельскохозяйственного, лесотехнического и других направлений. Наблюдения на них велись по различным программам и в разные годы. На некоторых наблюдения прекращены. Можно назвать следующие опорные пункты, результаты наблюдений которых достаточно широко используются в технической литературе: в Поволжье — Толстовская гидрологическая станция, Энгельсская опытная мелиоративная станция, совхоз им. Ф. Нансена, Ершовский опытный пункт Института географии АН СССР, Тимашовская опытная сельскохозяйственная станция, Кинельская станция; в Приазовье — Персиановская опытная сельскохозяйственная станция; в Центрально-Черноземной зоне — Воронежский сельскохозяйственный институт, Курский научный стационар Института географии АН СССР, Новосильская агролесомелиоративная станция в Орловской области; в зоне умеренных широт — Московская областная сельскохозяйственная опытная станция, Всесоюзный научно-исследовательский институт лесного хозяйства — Истринский, Окский, Шиповский, Моховский и Городецкий опорные пункты; в Полесье — Белорусский научно-исследовательский институт лесного хозяйства; в Ленинградской области — Сиверский лесхоз, Институт леса АН СССР; в пределах Мещерской низменности — Прокудинский бор и гидрологический стационар Института географии АН СССР в районе г. Загорска; в Кулундинской степи — Сибирское отделение АН СССР; в Киргизской ССР на северных склонах Киргизского хребта — опытный бассейн р. Алаарча, в Узбекистане — горный опытный бассейн р. Кызылча, в Таджикистане — горный опытный бассейн р. Варзоб. Приведенный перечень является неполным, но и он дает представление о большом внимании, уделяемом различными научными учреждениями вопросам изучения процесса формирования стока талых и дождевых вод и элементов водного баланса. Следует отметить, что на большинстве перечисленных станций и пунктов

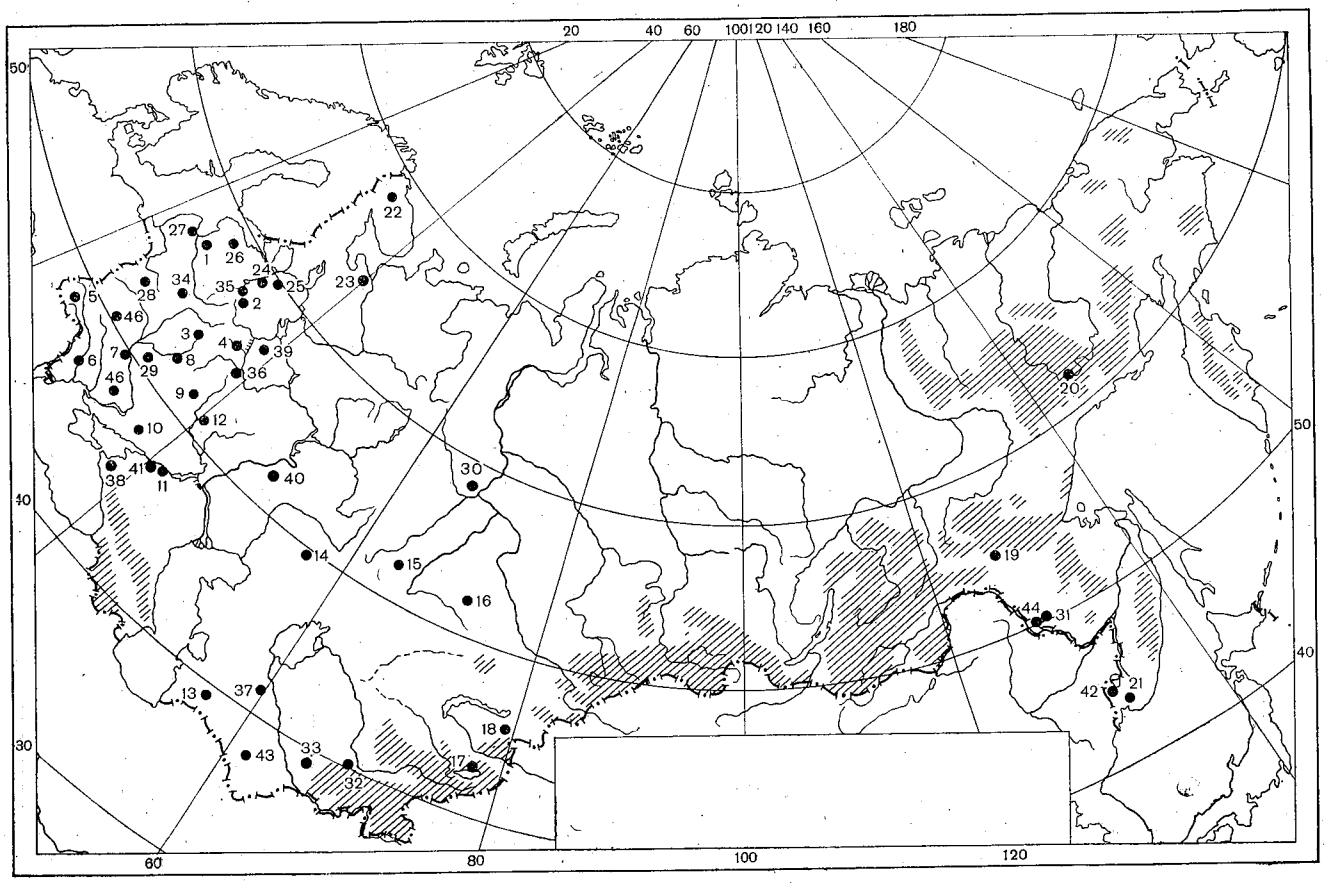


Рис. 4. Схема размещения воднобалансовых станций на территории СССР.

Номер на карте соответствует названию станции по табл. 16.

Таблица 16

Основные сведения о воднобалансовых станциях

№ п/п	Станция	Географическое положение	Специализация станции	Период действия	
				открыта	закрыта
1	Прибалтийская	Область холмисто-рассеченного рельефа, ЛатвССР	Лесная	1946	
2	Валдайский филиал ГГИ	Северо-Запад ЕТС, Валдайская возвышенность, Новгородская область	„	1946	
3	Болховская	Среднерусская возвышенность, Орловская область	Лесостепная	1962	
4	Подмосковная	Южная часть лесной зоны ЕТС, Московская область	Лесная	1945	
5	Закарпатская	Восточные Карпаты, УССР	Горная	1956	
6	Молдавская	Молдавская возвышенность, МолдССР	Степная	1953	
7	Богуславская НИГЛ	Приднепровская возвышенность, УССР	Лесостепная	1946	
8	Придеснянская	Придеснянское полесье, УССР	„	1929	
9	Нижнедевицкая	Среднерусская возвышенность, Воронежская область	„	1947	
10	Великоанадольская	Приазовская возвышенность, УССР	Степная	1950	
11	Дубовская	Сальские степи, Северный Кавказ	„	1948	
12	Каменностепная	Центрально-Черноземная зона, Воронежская область	Лесостепная	1949	
13	Западно-Туркменская	Юго-западный район, ТССР	Пустыня	1950	
14	Западно-Казахстанская	Западно-Казахстанская равнина, Актюбинская область	Полупустыня	1951	1973
15	Кустанайская	Северо-Казахстанская равнина, Кустанайская область	Степная	1960	1971
16	Новорыбинская	Северо-Казахстанская равнина, Целиноградская область	„	1956	1964

17	Алма-Атинская	Заилийский Алатау, КазССР	Селестоковая горная	1939	1970
18	Аксусская	Талды-Курганская область, КазССР	Степная, на орошаемых землях	1974	
19	Бомнакская	Верхнезейская равнина, Забайкалье	Лесная, в зоне многолетней мерзлоты	1935	1968
20	Колымская	Горно-Таежная область Северо-Восточной Сибири	Горно-таежная, в зоне многолетней мерзлоты	1947	
21	Приморская	Низкогорная часть хр. Сихотэ-Алинь, Дальний Восток	Лесная	1946	
22	Пулозеро	Северо-Запад ЕТС, Мурманская область	Болотная (на естественном массиве)	1940	
23	Брусовица	Север ЕТС, Архангельская область	То же	1951	
24	Вильи Горы	Северо-Запад ЕТС, Ленинградская область	„	1944	
25	Ларьянская	Северо-Запад ЕТС, Ленинградская область	Болотная (осушенный массив под торфодобычу)	1954	
26	Тоома	ЭССР	Болотная (на естественном массиве)	1950	
27	Кемери	ЛатвССР	То же	1947	
28	Полесская	Белорусская ССР, Брестская область	Болотная (на осушенном массиве под сельское хозяйство)	1947	
29	Барышевка	УССР, Киевская область	То же	1958	
30	Тюменская	Западная Сибирь	Болотная (на осушенном массиве под торфодобычу)	1959	
31	Новолиственка	Дальний Восток, Амурская область	Болотная (на естественном массиве)	1948	1972
32	Голодностепская	УзбССР	Оросительная система	Проектируется	
33	Каршинская	УзбССР	То же	„	
34	Витебская	Витебская область	Осушительно-увлажнительная система	„	
35	Новгородская	Новгородская область	То же	„	

№ п/п	Станция	Географическое положение	Специализация станции	Период действия	
				открыта	закрыта
36	Мещерская	Рязанская область	Осушительно-увлажнительная система	Проектируется	
37	Хорезмская	Хорезмская область	Оросительная система	„	
38	Кубанская	Краснодарский край	То же	„	
39	Неровская	Ярославская область	Осушительно-увлажнительная система	„	
40	Саратовская	Саратовская область	Оросительная система	„	
41	Семикаракорская	Ростовская область	То же	„	
42	Ханкайская	Приморский край	„	„	
43	Марыйская	ТССР	„	„	
44	Амурская	Амурская область	Осушительно-увлажнительная система	„	
45	Ровенская	Ровенская область	То же	„	
46	Херсонская	Херсонская область	Оросительная система	„	

осуществлялся значительно меньший объем работ и наблюдений по сравнению с воднобалансовыми станциями Госкомгидромета СССР, действующими по настоящее время.

Помимо воднобалансовых станций для накопления более полных и точных данных по отдельным элементам водного баланса и в целях обмена гидрологической информацией с зарубежными странами в СССР с 1965 г. начала действовать постоянная сеть репрезентативных и экспериментальных бассейнов в рамках Международного гидрологического десятилетия (МГД) и Международной гидрологической программы (МГП). Для решения специальных задач в нашей стране (в системе Госкомгидромета) в 1968—1970 гг. создана сеть комплексных агроводнобалансовых пунктов наблюдений на сельскохозяйственных полях (табл. 17)

Таблица 17

Сведения о количестве опорных станций и постов массовой комплексной агроводнобалансовой сети в УГКС по состоянию на начало 1980 г.

№ п/п	УГКС	Количество	
		опорные станции	посты массовой сети
1	Северное	1	23
2	Северо-Западное	3	46
3	Мурманское	1	6
4	Белорусское	2	32
5	Латвийское	1	2
6	Литовское	1	14
7	Эстонское	2	5
8	Верхне-Волжское	2	29
9	Приволжское	3	19
10	ЦЧО	3	44
11	Украинское	4	96
12	Молдавское	1	2
13	Северо-Кавказское	7	47
14	Грузинское	8	43
15	Азербайджанское	2	1
16	Армянское	10	
17	Омское	2	38
18	Уральское	2	16
19	Казахское	2	2
20	Узбекское	5	14
21	Киргизское	1	18
22	Таджикское	2	4
23	Туркменское	1	23
24	Красноярское	3	42
25	Иркутское	2	4
26	Западно-Сибирское	3	19
27	Дальневосточное	1	19
28	Забайкальское	1	54
29	Камчатское	5	2
30	Якутское		20
31	Сахалинское		8
32	Колымское		5
	Всего	81	697

и парных бассейнах. К экспериментальным воднобалансовым исследованиям могут быть отнесены и отдельные виды экспедиционных работ. Последние позволяют в сравнительно короткие сроки получить большой разнообразный и ценный объем информации. Ниже кратко рассмотрены цели и задачи перечисленных видов воднобалансовых исследований.

5.2. Воднобалансовые станции (ВБС)

Воднобалансовые станции принадлежат к числу специализированных в системе Госкомгидромета СССР, ведущих детальное комплексное изучение всех элементов водного баланса водосборов и отдельных участков местности (площадок), необходимых для расчета водного баланса в его естественном и измененном под влиянием хозяйственной деятельности виде. Изучаются также основные закономерности гидрометеорологических процессов в пределах речных бассейнов, что необходимо для разработки и усовершенствования методов гидрологических расчетов и прогнозов, и недостаточно исследованные процессы круговорота воды в природе (суммарное испарение с поверхности речных бассейнов, пополнение и расходование запасов подземных вод, миграция почвенной влаги, преобразование речным бассейном осадков в сток, оценка потерь стока на водосборах и в руслах рек и др.).

Для решения многих перечисленных задач на воднобалансовых станциях применяется пассивный (простой) и активный эксперименты, основанные на методе сравнения. Последний предусматривает на сравниваемых объектах равенство всех факторов, влияющих на изучаемый элемент водного баланса, кроме одного или группы однородных факторов. Например, сопоставление за разные по увлажненности периоды и годы значений стока с облесенного и открытого водосборов, имеющих совершенно одинаковые почвенно-гидрогеологические и морфометрические характеристики; сопоставление значений испарения с открытой водной поверхности и при наличии растительности; сопоставление значений испарения с одинаковых почв при разной или одинаковой глубине залегания грунтовых вод, но разном солевом составе и т. д.

При проведении простого эксперимента по изучению влияния разнообразных ландшафтных факторов на элементы водного баланса необходимы длительные наблюдения, позволяющие, насколько это возможно, охватить всю амплитуду колебаний климатических факторов. Объектами исследований при этом служат парные или кустовые водосборы и стоковые площадки, группы испарительных площадок и т. д., расположенные близко друг к другу с таким расчетом, чтобы климатические и микроклиматические факторы каждого года и сезона были одинаковыми.

Активный эксперимент предусматривает изучение изменения какого-либо одного элемента водного баланса в результате хозяйственной деятельности (вырубка и посадка леса, внесение удобрений, изменение молекулярного состава поверхностной пленки воды и т. п.). Эксперимент может быть проведен также путем

моделирования естественных природных условий (иссушение или увлажнение почв, их промораживание, усиление и ослабление интенсивности снеготаяния, дождевание и т. д.), влияющих на соотношение элементов водного баланса. Моделирование природных условий в несколько раз сокращает период исследований и позволяет наметить физически обоснованную модель формирования изучаемого процесса. Например, в течение 4—5 лет можно определить основные соотношения значений склонового стока при различной глубине промерзания и разной степени увлажнения почв; за этот же срок можно составить представление о различиях в значениях суммарного испарения сельскохозяйственных культур при хорошо и слабо удобренных почвах и т. д. Еще более сокращают период исследований лабораторные работы, моделирующие процессы инфильтрации воды, испарения, миграции влаги и т. д. на небольших почвенногрунтовых монолитах. Таким образом, активный эксперимент позволяет достаточно полно и быстро количественно определить основные формы и направления процессов формирования изучаемого элемента водного баланса.

При проведении активного эксперимента следует большое внимание обращать на его чистоту (корректность), в противном случае полученные результаты могут существенно отличаться от действительности. Например, следует иметь в виду, что значения стока с водосбора, на котором был вырублен лес, будет со временем изменяться (по мере исчезновения лесной подстилки или появления подлеска). Иными словами, первоначальные условия видоизменяются и это следует учитывать при проведении эксперимента.

В состав основных наблюдений, проводящихся на воднобалансовых станциях [268], входит:

1) измерение суммарного стока на малых водосборах;
2) измерение стока со склонов (стоковых площадок), различающихся по уклонам, почвогрунтам, экспозиции и сельскохозяйственной обработке;
3) измерение запасов воды в снеге на участках, характеризующихся различными видами ландшафта и угодий;
4) измерение атмосферных осадков;
5) измерение и расчет испарения с различных видов поверхности (суша, вода и снег);
6) измерение влажности и влагозапасов в почвогрунтах зоны аэрации;
7) наблюдения за уровнем и температурой подземных вод;
8) измерение глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов;
9) метеорологические и актинометрические наблюдения;
10) специальные работы.

Проведение широкого комплекса наблюдений на воднобалансовых станциях позволяет решать самые разнообразные научные и практические задачи. Ниже приводится перечень наиболее типичных и общих тем, выполняемых по материалам станций [109, 110]:

— Исследования закономерностей формирования стока годового, весеннего половодья и дождевых паводков в различных природных зонах; изучение факторов, обусловливающих потери стока.

— Оценка роли главных факторов в формировании стока и максимальных расходов половодья и дождевых паводков за годы разной водности.

— Расчет водного баланса речных водосборов за разные промежутки времени.

— Исследование влияния агролесомелиоративных мероприятий на склоновый и речной сток и др.

В зависимости от местоположения станции (разные ландшафтные зоны) при выполнении научных тем учитываются местные условия и специфические особенности, которые находят отражение в содержании выполненных исследований. Например, в зоне избыточного увлажнения весенний сток формируется в основном подземным и поверхностным путем за счет снегозапасов и весенних осадков (роль предшествующего увлажнения невелика); в зоне недостаточного увлажнения он формируется только поверхностным путем и в значительной степени зависит от осеннего увлажнения, запасов воды в снеге и интенсивности снеготаяния. Влияние агролесомелиоративных мероприятий на сток в разных ландшафтных зонах тоже неодинаково и т. д. Все эти и многие другие задачи решались и решаются по материалам наблюдений воднобалансовых станций.

Одновременно решаются и другие научно-методические задачи, например:

— исследование и проверка методов измерений и расчетов всех основных элементов баланса (снегозапасы, осадки, сток, испарение, влагозапасы в почве и запасы воды в водоносных слоях и др.) с оценкой точности их определения;

— изучение пространственной неравномерности в распределении снегозапасов, осадков, влагозапасов в почве и т. д.;

— усовершенствование методики изучения и расчета смыва почвы со склонов и малых водосборов.

Научно-методические задачи включают разработку, усовершенствование и испытание приборов, оборудования и установок для производства экспериментальных и массовых наблюдений; усовершенствование методов производства экспериментальных гидрологических работ и способов обработки материалов наблюдений; разработку специальной аппаратуры и перевод обычных установок на автоматические и дистанционные системы измерения.

На воднобалансовых станциях проводятся различные работы, связанные со специальными исследованиями отдельных гидрофизических процессов (измерение инфильтрации в мерзлых и оттаявших почвогрунтах и скоростей стекания талых и дождевых вод по склонам с различными уклонами и видами поверхности, определение водоотдачи из снега, конденсации влаги в верхних слоях почвогрунтов, задержания твердых и жидких осадков кронами деревьев и др.).

5.3. Репрезентативные, экспериментальные и парные бассейны

Наблюдения и исследования на этих бассейнах ведутся с целью дальнейшего изучения математических и физических связей между различными элементами водного баланса. Предвидение и количественная оценка этих элементов составляют основую задачу гидрологических исследований на репрезентативных и экспериментальных бассейнах [252]. Решение этой задачи предполагает постановку специальных экспериментов и проведение комплексных исследований по изучению гидрологического режима на экспериментальных бассейнах, находящихся в условиях активного воздействия человека, а также организацию исследований на репрезентативных бассейнах, находящихся в естественном состоянии. Тематика экспериментальных исследований должна вытекать прежде всего из практических потребностей, причем с обязательным учетом физико-географических особенностей изучаемого района.

На репрезентативных и экспериментальных бассейнах изучаются процессы взаимодействия между элементами водного баланса с целью переноса полученных закономерностей на большие бассейны.

В настоящее время в различных природных зонах действует 186 репрезентативных и 20 экспериментальных бассейнов, в число последних входят в основном водосборы воднобалансовых станций.

Репрезентативные бассейны являются типичными для гидрологических регионов, в пределах которых предполагается наличие однообразных гидрологических условий. Они используются для исследований отдельных составляющих гидрологического цикла (водного баланса) в относительно неизменных природных условиях. Таким образом, даже редкая сеть репрезентативных бассейнов может отражать общие гидрологические особенности данного района и их изменения по природным зонам. Наблюдения на репрезентативных бассейнах должны быть длительными и по возможности сочетаться с изучением климатических, почвенных, геологических и гидрогеологических характеристик. Эти наблюдения предназначены для фундаментальных гидрологических исследований с целью определения влияния естественных изменений на гидрологический режим, для целей гидропрогнозов, создания опорной сети станций, к которым могут быть привязаны короткие ряды наблюдений так называемых временных станций, и т. д.

В период исследований естественные или искусственные изменения на репрезентативных бассейнах должны быть незначительными, а если они имеют место, их следует тщательно изучить и учитывать.

Размеры репрезентативных бассейнов зависят от естественных условий и от поставленных задач; как правило, они составляют от 1 до 250 км^2 и редко превышают 1000 км^2. Постановка работ на больших по площади репрезентативных бассейнах может вызы-

вать известные затруднения как в отношении соблюдения условий однородности тех или других характеристик, так и в части организации наблюдений и оснащения необходимыми приборами и оборудованием.

Реперные бассейны — репрезентативные бассейны, находящиеся в естественном состоянии, в пределах которых в течение длительного времени не ожидается изменений почвенных и растительных условий. В отдельных случаях площадь реперных бассейнов может быть больше 1000 км^2, но при условии соблюдения основных требований репрезентативности, однородности и неизменности. В этих бассейнах необходимо изучать основные гидрологические характеристики для определения их многолетних колебаний. После проведения достаточно продолжительного цикла наблюдений на репрезентативном бассейне можно перевести его целиком (или частично) в категорию экспериментальных бассейнов, если на основании анализа наблюдений и выводов будет признано целесообразным проведение тех или других экспериментальных исследований.

Экспериментальные бассейны характеризуются тем, что имеют однородный почвенный и растительный покров и однообразные физические характеристики. Естественные условия на таких бассейнах умышленно подвергаются изменениям; изучается влияние этих изменений на гидрологические характеристики. Площадь бассейнов обычно не превышает 3—4 км^2; чаще всего они располагаются на совхозных и колхозных землях. К экспериментальным относятся также бассейны в их естественном состоянии, на которых проводятся детальные исследования гидрологического цикла (водного баланса).

В практике исследований на экспериментальных бассейнах основным обычно является метод сравнения, поэтому они часто располагаются группами по два или более. Очень важно, чтобы каждому активному воздействию предшествовал цикл наблюдений на сравниваемых бассейнах в одинаковых (неизменяемых) условиях (период предварительной тарировки).

Материалы наблюдений на репрезентативных и экспериментальных бассейнах МГД опубликованы за 10 лет (1965—1974).

Парные бассейны. Сток и другие гидрометеорологические процессы в разных частях речных бассейнов происходят неодинаково, поэтому при исследованиях формирования стока и его потерь в пределах речного бассейна необходимо знать когда и сколько стекает или задерживается воды на том или ином участке водосбора и где имеют место основной сток и потери. Это необходимо для уточнения расчетов и прогнозов стока и правильного размещения наблюдательной сети.

В лесной и лесостепной зонах наибольший контраст в условиях формирования водного баланса наблюдается между лесными и безлесными участками, поэтому с целью расширения исследований за элементами водного баланса и получения сравнительных характеристик гидрометеорологического режима в поле и в лесу на Европейской территории нашей страны в 1969 г. были организо-

ваны наблюдения на 14 парах лесных и безлесных бассейнах с площадью до 5—10 км². Основными преимуществами малых водосборов считается их однородность и возможность более детального изучения основных элементов водного баланса.

В программу работ на парных бассейнах входит измерение стока, осадков, глубины промерзания почвы, уровня грунтовых вод и определение запасов воды в снеге. Первичный анализ данных о стоке с лесных и безлесных парных водосборов, выполненный А. И. Субботиным и Е. С. Змиевой [289], показал, что сток с залесенного водосбора обычно значительно меньше стока с безлесного. В процентном соотношении разница в стоке в поле и в лесу наибее резко выражена в южной части рассматриваемого района. На севере и западе ЕТС весенний сток во влажных лесах обычно на 25—30 % меньше стока с безлесных участков, а в некоторые особенно дождливые весны сток с лесных массивов может быть даже больше, чем с полей.

С северо-запада на юго-восток лесной зоны относительное превышение стока в поле над стоком в лесу возрастает несмотря на большое накопление снега в лесах по сравнению с полем. В сухих лесах юга лесной зоны и в лесостепной зоне коэффициент стока в большинстве случаев близок к нулю. Наблюдения на парных водосборах в бассейнах рек Черемшан и Сура показали отсутствие стока в лесу, в то время как весенний сток с безлесных водосборов составлял 60—100 мм. Такое же примерно соотношение стока в поле и в лесу характерно для открытых и облесенных водосборов Нижнедевицкой и Придеснянской воднобалансовых станций.

Вывод об отсутствии стока в лесу позволяет по-новому подойти к его расчету в целом с речных бассейнов и определять его величину только по стоку с безлесных (полевых) участков. Такой способ расчета стока использован при разработке метода прогноза весеннего стока р. Суры у г. Пензы, залесенность водосбора которой около 30 %.

В отдельные годы могут, по-видимому, сложиться такие условия, когда в этих районах весной может образоваться сток и в лесу, поэтому здесь необходимы многолетние регулярные гидрологические наблюдения не только на полевых, но и на лесных водосборах.

Не менее интересными являются наблюдения на парных водосборах, расположенных в пределах полесий. Лесные парные водосборы в бассейне р. Вытебеть в Орловской области, например, расположены на участках с песчаными почвами. Можно было предположить, что в сосновых и смешанных лесах этого района сток будет исключительно низким. Однако наблюдения показали, что весенний сток в лесу здесь часто бывает больше, чем сток в лесах более северных районов. Причиной этого является неглубокое залегание водоупора. Как показала специальная крупномасштабная ландшафтная съемка, здесь под песками на глубине всего 1,0—1,5 м залегают плотные моренные и покровные суглинки, на поверхности которых образуется верховодка и происходит внутри-

почвенный сток. Благодаря этому коэффициент стока здесь достаточно высок. Если учесть, что такое двучленное строение почвенного покрова характерно для огромной территории СССР, когда-то занятой ледниками, то станет очевидной необходимость учитывать при исследованиях стока не только механический состав верхних слоев почв, как это часто делается при анализе условий формирования стока, но и характера всего почвенного профиля. Эти и другие особенности водного режима малых водосборов относятся в основном к склоновому (поверхностному и внутрипочвенному) стоку, так как в большинстве случаев реки этих водосборов не дренируют грунтовые воды.

Определение количественных характеристик влияния леса на склоновый сток и сток с малых водосборов имеет большое практическое и научное значение для сельского и лесного хозяйства при разработке гидро- и лесомелиоративных мероприятий, для проектирования прудов и водоемов на малых водотоках, проведения противоэрозионных мероприятий и т. д.

Сделанные выводы не являются исчерпывающими и однозначными для небольших водосборов, расположенных в упомянутых зонах, однако полученные материалы комплексных наблюдений уже дают много ценных сведений.

5.4. Экспедиционные исследования

В настоящее время почти все комплексные экспедиционные исследования основываются на воднобалансовом принципе. На IV Всесоюзном гидрологическом съезде отмечалось, что в гидрологической науке происходит переход от изолированного изучения стока, опирающегося в основном на гидрометрические данные, к изучению гидрологического цикла во всех его звеньях, к познанию сложной взаимосвязи элементов водного баланса, к выявлению влияния естественных и антропогенных факторов на состояние и режим поверхностных и подземных вод [138].

В отличие от стационарной сети Госкомгидромета, где проводятся многолетние наблюдения за элементами гидрологического режима и водного баланса, экспедиционные исследования являются весьма эффективным средством сравнительно быстрого получения соответствующих гидрологических данных. Они не заменяют материалов наблюдений на опорной сети, а лишь дополняют их, поэтому для получения окончательных результатов обычно используются и те и другие данные [53].

Воднобалансовые экспедиционные исследования позволяют выяснить ряд вопросов, которые не могут быть решены с помощью обычных стандартных наблюдений. В частности, это относится к проблеме оценки изменений водного режима, водного баланса и влагооборота под влиянием хозяйственной деятельности человека, а также к вопросам усовершенствования методики долгосрочных прогнозов водности рек, где требуется проведение дополнительных специальных наблюдений. Кроме того, эти иссле-

дования дают возможность получить комплексную гидрометеорологическую информацию для неизученных или слабоизученных районов.

Экспедиционные исследования обычно охватывают значительную по площади территорию, тогда как при стационарных водно-балансовых наблюдениях исследуется незначительный район, в пределах которого располагаются небольшие водосборы, стоковые и испарительные площадки, метеостанция, скважины по наблюдению за режимом грунтовых вод и др. Успех любых экспедиционных исследований зависит от четкости поставленной задачи, программы исследований, обеспечения экспедиции специалистами, материальной частью, приборами, транспортом и т. д.

Рассмотрим некоторые конкретные задачи, которые успешно решались с помощью экспедиционных исследований.

Водные ресурсы целинных и залежных земель Казахстана и Алтая исследовались комплексными экспедициями в течение многих лет. Полученные результаты позволили оценить основные элементы гидрологического режима и водного баланса обширной малоизученной территории (осадки, снег, испарение, норма и изменчивость годового стока, внутригодовое распределение, максимальный и минимальный сток, гидрохимические характеристики вод, режим озер, гидрографические обследования рек, озер и т. д.). Изучение проводилось путем организации густой экспедиционной сети пунктов кратковременных наблюдений за различными элементами гидрологического режима и привязки полученных данных к многолетним пунктам опорной сети. Такое использование материалов дает наилучший эффект и позволяет получить более полные многолетние характеристики по площади.

К подобного типа комплексным исследованиям могут быть отнесены экспедиции ГГИ по оценке изменений речного стока в связи с крупными промышленными водозаборами артезианских вод района Курской магнитной аномалии и Московского артезианского бассейна; экспедиция, проводившая исследования в заболоченных районах Западной Сибири в связи с освоением газовых и нефтяных месторождений; экспедиция по изучению потерь талых вод в бассейнах Дона и Вятки с целью уточнения долгосрочных прогнозов объема стока; экспедиция по изучению водносолевого баланса орошаемых земель для целей расчета оптимальных норм орошения, безвозвратных потерь и возвратных вод; экспедиции по исследованию русловых (водохозяйственных) балансов рек (Амударья, Сырдарья, Чу, Талас и др.) на их участках с наиболее интенсивным водозабором на орошение в целях определения современных антропогенных изменений водности рек и возможных их изменений в будущем; экспедиция БАМ, исследования которой направлены на изучение гидрометеорологического режима территории, прилегающей к трассе этой магистрали.

Много экспедиций проводилось с целью изучения более узких вопросов по оценке точности определения снегозапасов по площади, по исследованию водного, термического и солевого балансов круп-

ных озер и водохранилищ, по исследованию неустановившегося движения воды под влиянием искусственных попусков из водохранилищ на реках Свири, Тверце и других реках, экспедиции по изучению заторов на реках, возникновению селей и т. д.

5.5. Комплексные воднобалансовые и агрометеорологические исследования

Комплексные воднобалансовые и агрометеорологические исследования на сельскохозяйственных полях получили широкое развитие в конце 60-х годов в связи с необходимостью научного обоснования наиболее правильного и эффективного осуществления мелиоративных и агротехнических мероприятий, а также в целях дальнейшего совершенствования методов гидрологических расчетов и прогнозов в условиях интенсивного развития хозяйственной деятельности человека.

Комплексность воднобалансовых и агрометеорологических исследований заключается в одновременном проведении ряда гидрометеорологических наблюдений по единой программе на специально выбранных для этой цели наиболее характерных для окружающей территории сельскохозяйственных полях и постоянных участках с естественным растительным покровом.

Инициатива организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений на сельскохозяйственных полях принадлежит специалистам ГГИ (С. И. Харченко), ГГО (Г. А. Огнева), ИЭМ (Л. А. Разумова), Гидрометцентр СССР (А. И. Субботин). При создании комплексной сети руководствуются следующими основными принципами, изложенными в работах [194, 197—199].

Опорные станции создаются на базе действующих в различных природных условиях специализированных (агрометеорологические, воднобалансовые, болотные) и гидрометеорологических станций. На опорных станциях ведутся стационарные комплексные наблюдения за влажностью почвы и определяющими ее факторами: испарением, режимом грунтовых вод и динамикой влаги в зоне аэрации, стоком, метеорологическими элементами, а также за ростом и состоянием растительности. Располагаясь в основных почвенно-климатических зонах страны, опорные станции отражают природную характеристику районов и их сельскохозяйственную специализацию.

Пункты так называемой «массовой сети» создаются на основных полях севооборота, занятых сельскохозяйственными культурами, и на характерных для каждой физико-географической зоны естественных ландшафтах («постоянных» участках). Они размещены с учетом требований оперативного агрометеорологического и гидрологического обслуживания. В состав сети входят все гидрометеорологические станции, производящие наблюдения за влажностью почвы и привлекаемые к обслуживанию сельского хозяйства по сокращенной программе.

Наблюдения на опорной сети пунктов проводятся на постоянном (реперном) участке с естественным травяным покровом и на всех полях типичного для местоположения опорного пункта производственного севооборота. (На них и на постоянном участке осуществляется весь комплекс воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений). При необходимости организуются дополнительные наблюдения на других объектах в целях учета влияния элементов рельефа, экспозиции, типа почвы и особенностей агротехники. Постоянный (реперный) участок с естественной травяной растительностью служит для изучения водного режима поля и его связи с климатическими условиями.

На массовой сети станций наблюдения проводятся также на типичных для местоположения станции полях производственного севооборота. Наблюдениями охватываются от трех до шести участков, располагающихся преимущественно на полях с основными сельскохозяйственными культурами и паром; они ведутся и на постоянном участке.

Состав наблюдений для опорной и массовой сети пунктов различается в зависимости от природных зон. Основные сведения о видах наблюдений и применяемых для их производства приборах и методах приведены в табл. 18.

При производстве агрометеорологических наблюдений руководствуются наставлением [215]. Метеорологические наблюдения ведутся по программе станций не ниже II разряда с обязательной установкой гелиографа.

Теплобалансовые наблюдения проводятся на отдельных опорных станциях согласно Руководству [264] и дополнительным указаниям ГГО.

Воднобалансовые наблюдения на пунктах опорной сети проводятся согласно Методическим указаниям [199].

При выборе опытных сельскохозяйственных полей руководствуются Наставлением [215]. Сельскохозяйственные поля, на которых организуются комплексные наблюдения, должны быть типичными для всего района по почвогрунтам, строению поверхности, уклонам и экспозиции склонов, по глубине залегания грунтовых вод, характеру питания последних и режиму влажности почвы.

Постоянный участок тоже должен быть типичным для данного района по естественной растительности, почвогрунтам и режиму грунтовых вод. Он не может включаться в сельскохозяйственное производство (распахиваться, засеваться культурами, использоваться для выпаса скота и т. п.). Если под постоянный участок отводится распаханная поверхность, она обязательно залужается.

В районах орошаемого земледелия постоянный участок выбирается среди поливного массива на площади, примыкающей к резервным полям, или на краевых участках сельскохозяйственных угодий. Он должен быть типичным по глубине залегания грунтовых вод и засоленности почвогрунтов; засевается многолетними травами, поливы и покосы проводятся в общепринятые сроки.

Таблица 18

Программа комплексных воднобалансовых наблюдений на сети станций УГКС

Вид наблюдений, прибор или метод измерения	Опорная сеть станций			Массовая сеть	Пояснение
	программа № 1	программа № 2	программа № 3		
Влажность почвы	В степной и лесостепной зонах на постоянном участке, на всех полях типичного севооборота и в лесных полосах. В теплую часть года — ежедекадно до глубины 1,0—1,5 м; в зимний период — на постоянном участке и в поле с озимой культурой один раз в месяц до глубины 1 м. На орошаемых землях проводятся дополнительные определения влажности почвы до и после поливов	В полупустынных и пустынных районах, в лесной зоне и на осушенных землях на постоянном участке, на основных четырех—пяти полях типичного севооборота до глубины 1,0—1,5 м. Сроки определений те же, что и по программе № 1	В районах слабого использования земель (лесотундра, горные неорошаемые районы) на постоянном участке и на одном—трех полях типичного севооборота до глубины 0,5—1,0 м ежедекадно в теплую часть года, 2—3 раза зимой и перед снеготаянием	На постоянном участке; в основном (типичном) севообороте в соответствии с Наставлением [215]	При отсутствии в данном районе системы севооборотов влажность определяется на одних и тех же постоянных полях. Наблюдения за влажностью ведутся в соответствии с Наставлением [215]

Режим грунтовых вод и верховодки. Уровни, температура и химический состав грунтовых вод в соответствии с Методическими указаниями [197]	Одна—две скважины на постоянном участке и по одной скважине на основных полях севооборота. Наблюдения проводятся через день, а в периоды снеготаяния, продолжительных дождей и во время поливов — ежедневно			Одна скважина на постоянном участке	Бурение скважины на опорной сети станций осуществляется территориальными геологическими управлениями в соответствии с указаниями Министерства геологии СССР. На массовой сети оборудование скважин до глубины 5 м производят УГКС; бурение скважин на глубину более 5 м выполняется на договорных началах с территориальными геологическими управлениями
Атмосферные осадки, измеряемые стандартными приборами	Согласно действующим Наставлениям и Руководствам				
Суточные значения суммарного испарения. Гидравлический испаритель	На постоянном участке и одном основном поле севооборота (на орошаемых землях), в степной, лесостепной зонах и на осушенных землях				По мере поступления на сеть гидравлических испарителей в соответствии с Руководством [263]
Суммарное испарение с ведущих сельскохозяйствен-	На орошаемых землях на двух основных полях се-	На одном основном поле севооборота и на по-	В лесной зоне на одном основном поле севооборота и		При глубоком залегании уровня грунтовых вод (ниже 5 м) вместо

Вид наблюдений, прибор или метод измерения	Опорная сеть станций			Массовая сеть	Пояснение
	программа № 1	программа № 2	программа № 3		
ных культур и испарение с почвы. Весовые почвенные испарители	вооборота и постоянном участке	стоянном участке (в степной, лесостепной зоне и на осушенных землях)	на постоянном участке с глубиной залегания грунтовых вод до 5 м по двум лизиметрам на каждом участке		лизиметров используются весовые испарители. В тундре суммарное испарение определяется методом теплового баланса. Наблюдения по лизиметрам организуются по мере поступления их на сеть станций, в соответствии с методическими указаниями ГГИ
	Лизиметрическая установка на глубинах 1,0; 1,5; 2,0 и 2,5 м				
Испарение с водной поверхности	На метеоплощадках по испарителю ГГИ-3000 (или испарительному бассейну)				
Теплобалансовые наблюдения; стандартные приборы	На всех станциях, где эти наблюдения уже осуществляются				Наблюдения производятся в соответствии с Руководством [264]
Промерзание и оттаивание почвы. Мерзлотомеры и визуальные наблюдения	На поле с зимующей культурой и на постоянном участке в соответствии с Наставлением [215].			Визуальные наблюдения	Визуальные наблюдения производятся при отборе проб на влажность, в соответствии с Наставлением [215]

Испарение со снежного покрова, интенсивность снеготаяния и водоотдача из снега. Стандартные приборы	На снегоиспарительных площадках в соответствии с Руководством [263]		
Сток воды	На стоковых площадках действующих стоковых станций и экспериментальных полигонов		Наблюдения осуществляются в соответствии с Руководством [268]. Дождевальные установки на полигонах и экспериментальных базах ГГИ
Просачивание воды в почву			
Определение водно-физических свойств почвы	На постоянном участке и полях севооборота, где определяется влажность почвы. Проводятся согласно Руководству [265]		

Примечание. Метеорологические, агрометеорологические, снегомерные наблюдения проводятся на опорной и массовой сети станций в соответствии с действующими Наставлениями и Руководствами.

Наблюдения по новым приборам организуются по мере поступления их на сеть станций: 1) за измерением влажности почвогрунтов в зоне аэрации — нейтронным влагомером; 2) по измерению суточных значений суммарного испарения — гидравлическими испарителями ГГИ-55 или гидравлическими лизиметрами той же системы; 3) просачивание воды в почву — инфильтрометрами ПВН.

Постоянный участок нельзя назначать вблизи крупных населенных пунктов, заводов, на опушке леса, между лесными полосами при расстоянии до них менее 30-кратной высоты деревьев, ближе чем 150 м от дорог, водохранилищ и малых водоемов. Участок должен примыкать к метеорологической площадке или находиться не далее 2 км от нее. Следует избегать участков с сильным нарушением естественной поверхности, химического режима и структуры почвогрунтов. Минимальный допустимый размер постоянного участка 0,1 га.

Выбранные сельскохозяйственные поля и постоянные участки должны отвечать всем требованиям размещения приборов и условиям проведения отдельных видов наблюдений.

Материалы комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений и наблюдений за испарением с почвы публикуются совместно в виде выпусков за отдельные календарные годы. Каждое УГКС самостоятельно готовит к печати данные наблюдений станций в соответствии с Методическими указаниями [198]. Подготовленные к печати материалы направляются в головные УГКС, которые объединяют их в выпуски и издают по годам начиная с 1974 г. В каждом выпуске помещаются материалы наблюдений всех станций, расположенных на территории, подведомственной головному УГКС. Список УГКС, материалы которых объединяются в одном выпуске, приведен в табл. 17.

Материалы направляются головному УГКС не позднее II квартала следующего года. Тираж отдельных выпусков определяется головным УГКС совместно с институтом-куратором с учетом полного обеспечения заявок потребителей. Общее методическое руководство подготовкой к печати материалов наблюдений осуществляет Валдайский филиал ГГИ.

Результаты наблюдений крупных воднобалансовых и других специализированных станций, издающих свои материалы, продолжают публиковаться в прежнем виде (отдельно от других станций).

При использовании материалов наблюдений для воднобалансовых расчетов руководствуются Методическими указаниями [197].

Первоочередной задачей расчетов и анализа водных балансов сельскохозяйственных полей является оценка исходных материалов, надежности измерений и увязка фактических данных. Расчеты выполняются непосредственно на станциях комплексной воднобалансовой и агрометеорологической сети под руководством соответствующих ГМО. Общее научно-методическое руководство этими работами осуществляет Валдайский филиал ГГИ.

К началу 1980 г. по сведениям УГКС (см. табл. 17) насчитывалось 81 опорная станция и 697 постов массовой сети, проводящих наблюдения в соответствии с представленной в табл. 18 программой.

Практическое значение этой работы трудно переоценить. Убедительным подтверждением того является постоянно возрастающий спрос на комплексную агрогидрометеорологическую информацию

со стороны отраслей водного и сельского хозяйства нашей страны, а также проведение совместных работ Минводхозом и Госкомгидрометом по созданию специальных воднобалансовых станций в районах интенсивного мелиоративного строительства для гидролого-мелиоративного обслуживания мелиорированных земель (см. табл. 16). Основу режимных наблюдений на этих станциях составят комплексные воднобалансовые и агрометеорологические исследования.

Главным недостатком в работе опорных станций и постов массовой сети является то, что на них проводится неполный комплекс предусмотренных стандартной программой наблюдений. Это связано с отсутствием необходимых приборов, подъемных механизмов, специального оборудования, а также с трудностями организации новых для работников агрометстанций воднобалансовых видов наблюдений, таких, как наблюдения за стоком, грунтовыми водами и влагообменом в зоне аэрации. Сказывается также и недостаточная проработка вопросов методики использования уже полученной комплексной информации для обслуживания народного хозяйства.

Несмотря на отмеченные выше недостатки комплексная воднобалансовая и агрометеорологическая информация находит широкое применение при научном обосновании мелиоративных и агротехнических мероприятий, в гидрологических расчетах и прогнозах, а также в научных исследованиях.

Примером практического использования материалов комплексных наблюдений могут служить широко известные работы, выполняемые в ГГИ в области мелиоративной гидрологии аридной зоны [312]. Эта же информация позволяет повысить научный уровень воднобалансовых, гидрофизических и гидрохимических исследований, что подтверждается результатами экспериментальных работ на Валдае [254, 255, 257].

Применительно к задаче гидрологического обоснования мелиоративных работ с использованием материалов комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений применяется следующая методика. На типичных (репрезентативных для данного района) участках сельскохозяйственных угодий детально изучаются структура и количественные соотношения элементов водного баланса корнеобитаемого слоя и зоны аэрации. Выявляются причины избыточного увлажнения почвы и оценивается избыток или недостаток влаги в корнеобитаемом слое на различных фазах развития растений. С помощью лизиметров моделируются различные режимы уровня грунтовых вод и по полученным данным строятся связи для оценки элементов нисходящего и восходящего влагопереноса в зоне аэрации в зависимости от глубины залегания грунтовых вод, влагопроводных свойств и увлажнения почвогрунтов, дефицита осадков, вида и фазы развития растений. На основании фенологических наблюдений устанавливаются оптимальные условия водного и термического режима для произрастания сельскохозяйственных культур.

Исследуются фильтрационные свойства почвогрунтов в диапазоне колебания уровня грунтовых вод и верховодки, сведения о которых затем используются для расчетов горизонтального влагообмена и параметров дренажных систем.

С учетом установленных оптимальных условий для произрастания сельскохозяйственных культур и на основании расчетной обеспеченности избытка и недостатка влаги назначается оптимальный для каждого случая способ мелиорации. Особое внимание уделяется вопросу прогнозирования весеннего пополнения влагозапасов почвогрунтов, знание чего позволяет наиболее эффективно использовать мелиорированные земли.

По мере накопления данных об оптимальном водопотреблении, влаго- и теплообеспеченности растений, их развитии и урожае устанавливаются региональные зависимости прироста и урожая сельскохозяйственных культур от комплекса основных агрометеорологических факторов, которые затем используются для оперативной корректировки режима работы осушительных и осушительно-обводнительных систем и прогнозов урожая.

Расчетные зависимости и методы основываются на физической или физико-статистической основе, что дает возможность использовать их для решения указанных выше задач в пределах прилегающих к опорным станциям регионов, характеризующихся сходными физико-географическими условиями. Примеры практической реализации такого подхода даны в работах [255, 257, 312].

6. МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ И РАСЧЕТА АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

6.1. Общие сведения

Вода в жидком или твердом виде, выпадающая из облаков или оседающая из воздуха на поверхности земли и на предметах, называется атмосферными осадками. Из облаков осадки выпадают в виде дождя, мороси, снега, мокрого снега, снежной и ледяной крупы, града, ледяного дождя. Непосредственно из воздуха выделяется роса, иней, жидкий налет, твердый налет, изморозь. На метеостанциях в настоящее время ведут наблюдения за всеми видами атмосферных осадков. Для осадков, выпадающих из облаков, регистрируется время появления и суммарное количество, а для осадков, выделяющихся из воздуха, в основном регистрируется только время появления. Количество выпавших осадков измеряют толщиной слоя воды, который получился бы на горизонтальной поверхности при отсутствии просачивания в землю, стекания и испарения, и выражают в миллиметрах.

Атмосферные осадки, по-видимому, являются тем метеорологическим элементом, который был ранее других измерен человеком. Имеются свидетельства того, что в Индии в IV в. до н. э. данные о количестве осадков ежегодно собирались и учитывались при назначении налога на урожай. Известно также, что в интересах сельского хозяйства измерения осадков производились в Палестине (II в. до н. э.), Китае (XIII в.), Корее (XV в.) [20, 210, 280].

Для создания простейших дождемеров не потребовалось открытия каких-либо физических законов и сложных теорий. Дождемером мог служить любой открытый сверху сосуд с вертикальными стенками, поэтому уже в XVI в. конструкция дождемеров приблизилась к современной. Кроме общего количества, большой практической интерес представляли измерения интенсивности осадков, т. е. количества осадков, выпавших в единицу времени. Такие данные могли быть получены только путем непрерывной записи хода дождя. Первым самописцем дождя считается омброграф Гука, построенный им во второй половине XVII в. [20, 178].

Потребность в метеорологических сведениях возрастала с развитием экономики общества, с прогрессом науки и техники. Данные наблюдений начали находить применение и для непосредственного удовлетворения запросов различных отраслей практической

деятельности человека — главным образом сельского хозяйства, морского, речного и железнодорожного транспорта — как информация о текущей метеорологической обстановке. Разрозненные эпизодические наблюдения за осадками, которые производились даже крупными учеными (назовем здесь французского естествоиспытателя Пьера Перро и его соотечественника физика Э. Мариотта, заложивших основы количественной гидрологии, а также российских академиков Делиля, Крафта, Рихмана), со временем перестают удовлетворять возрастающие запросы практики. На протяжении последних двух столетий одна из основных забот метеорологов всех стран была направлена на организацию, техническое оснащение и обеспечение бесперебойного функционирования метеостанций. В этот период в обжитых районах общее число станций возрастает столь значительно, что по отношению к ним стал широко применяться термин «сеть метеорологических станций» или просто «метеорологическая сеть» [20, 223].

Земледельческая Россия особо нуждалась в систематических сведениях об осадках и высоте снежного покрова. В 1869 г. Г. И. Вильд предложил Географическому обществу организовать дождемерные наблюдения, и в 1871 г. такая сеть была организована. В 1884 г. был утвержден представленный Вильдом проект устройства при Главной физической обсерватории отделения дождемерных наблюдений. В последующие годы дождемерная сеть значительно расширилась и в 1895 г. насчитывала 934 станции.

Введением на метеорологической сети специальных дождемерных станций было положено начало делению метеостанций России на типы по программе наблюдений. Станции, на которых велись наблюдения только за осадками и атмосферными явлениями, считались станциями III разряда. Одновременно с метеостанциями государственной сети, т. е. сети Главной физической обсерватории, по инициативе Метеорологической комиссии Географического общества возникают местные метеорологические сети. Организуются Прибалтийская дождемерная сеть, сеть Юго-Запада России, Украинская дождемерная сеть, позже вошедшая в состав Приднепровской сельскохозяйственной метеорологической сети, и еще ряд местных сетей в других районах России [223].

Измерение количества осадков на сети дождемерных станций до 1887 г. производилось с помощью дождемера, рекомендованного инструкцией 1869 г. Дождемер представлял собой цилиндрический сосуд с площадью приемной поверхности 500 см². В зимнее время устанавливались два одинаковых сосуда. Размеры, окраска, высота над поверхностью земли этих приборов, а также дождемерных установок были тщательно исследованы Вильдом [48, 49]. Для защиты от выдувания твердых осадков с 1883 г. рекомендовалось помещать внутри дождемера крестовину. В 1887 г. была рекомендована ветровая защита Нифера, массовая установка которой на сети станций проводилась с 1891 по 1894 г. Дождемер с защитой Нифера использовался на сети метеостанций до 1948 г.

В течение 1948—1952 гг. на метеостанциях и постах был введен усовершенствованный осадкомер с планочной защитой Третьякова. Этот осадкомер до настоящего времени является основным сетевым прибором, применяемым для измерения осадков в СССР. Приемная площадь осадкомера 200 см² и располагается на высоте 2 м над подстилающей поверхностью. Для измерения осадков на сети станций в СССР используются и другие типы приборов, но они имеют узкоцелевое назначение и их применение регламентировано специальными наставлениями. Например, дождемер ГГИ-3000 применяется для измерения жидких осадков и используется вместе с водным испарителем ГГИ-3000. Суммарные осадкомеры ОСК-1, ОСК-2 и М-70 устанавливаются, как правило, в труднодоступных районах и предназначены для получения информации об осадках там, где невозможно организовать ежедневные измерения.

Современный этап развития гидрологической науки характеризуется внедрением в практику гидрологических исследований, прогнозов и инженерных расчетов метода водного баланса. В этих условиях от правильного определения количества осадков в значительной мере зависит надежность и других элементов водного баланса, получаемых расчетным путем, поэтому вопросы достоверной оценки осадков как основной составляющей водного баланса любой территории (сельскохозяйственное или лесное угодье, мелиоративная система, речной бассейн, экономический регион и т. п.) приобретают особое значение. Многолетний опыт климатологических обобщений, методологической основой которых служил принцип сохранения временной однородности исходных данных об осадках в пункте наблюдений, оказался малопригодным для решения воднобалансовых задач. Так, например, уже во второй половине прошлого столетия было известно, что показания осадкомерных приборов содержат большие систематические погрешности, однако в климатологии до самого последнего времени методы учета и устранения этих погрешностей не были разработаны.

Принцип воднобалансового подхода требует сведений о действительных суммах осадков, выпавших на поверхность земли, а следовательно, обязательного исключения систематических погрешностей из данных измерений в каждом пункте наблюдений и оценки случайных погрешностей исходных данных как в пунктах наблюдений, так и на расчетной площади.

Трудность корректной оценки действительного количества осадков, поступивших на ту или иную территорию, заключается в том, что довольно сложно найти общее решение, которое удовлетворяло бы с необходимой точностью определение слоя осадков в широком диапазоне размеров территории и времени их суммирования. Известно, что процесс образования и выпадения осадков по времени и пространству носит прерывистый характер, поэтому наибольшие трудности в организации измерений и значительные погрешности связаны обычно с оценкой слоя осадков за короткие промежутки времени.

6.2. Случайные и систематические погрешности определения осадков

Накопленные ранее и современные данные об осадках содержат случайные и систематические погрешности.

6.2.1. Случайные погрешности

Суммарная случайная ошибка метода наблюдений включает в себя случайные погрешности, обусловленные измерительной частью прибора, микроклиматическими особенностями пункта наблюдений и метода корректировки осадков, если учитываются систематические погрешности измерений.

Случайная погрешность исходных данных в пункте наблюдений, обусловленная только измерительной частью прибора, составляет в среднем около 10 % измеренной суммы осадков (табл. 19, 20).

Таблица 19

Эмпирические (выборочные) статистические параметры и средние квадратические погрешности измеренных сумм осадков на открытой площадке

Статистические параметры и погрешности	Полусуточный интервал времени			Месячный интервал времени
	дождь	смешанные осадки	снег	
$\bar{p}$ мм	8,6	3,8	3,2	48,0
σ_p мм	4,44	1,39	1,95	30,0
$\bar{r}(0)$	0,970	0,917	0,945	0,983
$\sigma_{\dot{p}}$ мм	4,38	1,33	1,90	29,8
η	0,18	0,30	0,24	0,132
$\sigma_{\Delta p}$ мм	0,79	0,40	0,46	3,94
$\frac{\sigma_{\Delta p}}{\bar{p}} \cdot 100\,\%$	9	11	14	8

Эта оценка получена по данным специальных исследований на осадкомерном полигоне Валдайского филиала ГГИ. Мера случайной погрешности, согласно Г. А. Алексееву [2], вычислялась по формуле

$$\eta = \frac{\sigma_{\Delta p}}{\sigma_{\dot{p}}} = \sqrt{\frac{1 - \bar{r}(0)}{\bar{r}(0)}}, \qquad (6.1)$$

где $\sigma_{\Delta p}$ — среднее квадратическое значение случайной погрешности измерения осадков; $\sigma_{\dot{p}} = \sigma_p \sqrt{\bar{r}(0)}$ — откорректированная естественная изменчивость осадков при отсутствии случайных погрешностей

Таблица 20

Эмпирические (выборочные) статистические параметры и средние квадратические погрешности измеренных сумм осадков на защищенной площадке

Статистические параметры и погрешности	Полусуточный интервал времени			Месячный интервал времени
	дождь	смешанные осадки	снег	
$\bar{p}$ мм	9,2	5,1	6,0	58,0
σ_p мм	4,58	1,70	3,65	29,8
$r(0)$	0,965	0,959	0,976	0,982
$\sigma_{\bar{p}}$ мм	4,50	1,66	3,61	29,6
η	0,19	0,21	0,16	0,135
$\sigma_{\Delta p}$ мм	0,86	0,35	0,59	4,00
$\frac{\sigma_{\Delta p}}{\bar{p}} \cdot 100\%$	9	7	10	7

измерения; $\sigma_p = \sqrt{\frac{\sum (p_i - \bar{p})^2}{n-1}}$ — среднее квадратическое отклонение измеренных за выбранный интервал времени осадков (p_i) от среднего их значения ($\bar{p}$) за n рассматриваемых периодов (естественная изменчивость осадков); $\bar{r}(0) = \frac{1}{m}\sum r(0)_{j,k}$ — среднее значение коэффициента корреляции между суммами осадков, измеренными парой однотипных приборов (j и k), расположенных на одинаковой высоте, в пределах одной и той же ровной однородной площадки; m — число сочетаний пар однотипных приборов на площадке.

Различия мест установки осадкомерных приборов относительно форм рельефа (близость водоемов, холмов, гряд, лесных массивов, речных долин, населенных пунктов и т. п.) могут привести к тому, что даже для близко расположенных пунктов наблюдений результаты измерения осадков будут существенно различаться. Для каждой отдельной пары пунктов в конкретный момент времени эти различия будут как бы систематическими, однако в среднем для небольшой территории, на которой равномерно размещено некоторое количество осадкомерных приборов, они будут случайными. Суммарная средняя квадратическая ошибка метода наблюдений $\sigma_{исх}$, в соответствии с исследованиями Г. А. Алексеева [2], может быть определена по формуле

$$\sigma_{исх} = \frac{\sigma_{\Delta p}}{\bar{p}} \cdot 100 = \frac{\eta \sigma_p \sqrt{r(0)}}{\bar{p}} \cdot 100 = \frac{100\sigma_p}{\bar{p}} \sqrt{1 - r(0)}, \qquad (6.2)$$

где $\bar{p}$ — средний слой осадков за выбранный интервал времени; σ_p — среднее квадратическое отклонение; $r(0)$ — экстраполированное до нулевого расстояния между пунктами наблюдений значение корреляционной функции.

Сведения о случайных ошибках метода наблюдений за осадками в настоящее время весьма ограничены, так как для таких оценок необходимо располагать исходной информацией по весьма плотной сети пунктов наблюдений. Некоторое представление о случайных ошибках метода наблюдений могут дать оценки, полученные по материалам наблюдений в течение 1951—1960 гг. в районе Валдайской возвышенности для максимальных за месяц (с мая по сентябрь) суточных сумм осадков (табл. 21). Анализ приведенных данных показывает, что на плавных формах рельефа, вдали от больших озер, резких и значительных возвышений и понижений случайная ошибка метода составляет около 20 %. По мере возрастания расчлененности рельефа ошибка заметно увеличивается и превышает 40 % для сильно расчлененных форм.

Таблица 21

Эмпирические (выборочные) статистические параметры полей осадков и случайные погрешности исходных данных в пунктах наблюдений для различной расчлененности рельефа

Статистические параметры и погрешности	Характеристика форм рельефа		
	плавные	умеренно расчлененные	сильно расчлененные
$\bar{p}$ мм	12,4	12,4	12,2
σ_p мм	11,8	11,9	11,6
$r(0)$	0,96	0,90	0,80
l_0 км	60	30	15
$\sigma_{исх}$ %	19	30	42

Анализ результатов, полученных в течение зимы 1967-68 г. в бассейне р. Сороти для суточных сумм осадков [75—77], показывает (табл. 22), что суммарная средняя квадратическая ошибка метода наблюдений, кроме ошибок, связанных с измерительной частью прибора и микроклиматическими особенностями пункта наблюдений, зависит еще и от случайной ошибки, присущей той или иной методике корректировки осадков. Так, для пунктов наблюдений, расположенных в защищенных от ветра местах (заросли кустарника), суммарная случайная погрешность исходных (измеренных) данных составляет 25 %. В пунктах, расположенных на открытых (поле) местах в пределах того же бассейна р. Сороти, для измеренных данных аналогичная погрешность составила уже 32 %. Корректировка осадков в открытых пунктах систематическими по-

Таблица 22

Эмпирические (выборочные) статистические параметры и средние квадратические суммарные погрешности исходных данных в пункте наблюдений для суточных сумм осадков холодного периода года

Статистические параметры и погрешности	По результатам измерений в защищённых пунктах	По результатам измерений в открытых пунктах	Для откорректированных данных в открытых пунктах
$\bar{p}$ мм	2,33	1,76	2,28
σ_p мм	1,86	1,47	1,98
$r(0)$	0,90	0,85	0,78
$\sigma_{\Delta p}$ мм	0,58	0,57	0,93
$\frac{\sigma_{\Delta p}}{\bar{p}} \cdot 100\%$	25	32	41

правками за счет смачивания, испарения и воздействия ветра привела к исключению систематической погрешности, но суммарная случайная погрешность исходных данных увеличилась до 41 %.

Как бы точно ни были произведены измерения в пункте наблюдений, в силу естественной пространственной изменчивости осадков определение их среднего слоя на некоторой площади по данным осадкомерных наблюдений будет всегда содержать некоторую случайную погрешность. Теоретическое решение вопроса об оценке случайных погрешностей определения среднего слоя осадков на площади по показаниям осадкомеров рассмотрено в работах Р. Л. Кагана [122—126]. Результаты эмпирического определения этого вида погрешностей приведены в работе В. С. Голубева [183]. Средняя квадратическая шибка $\sigma_{пл}$ определения среднего слоя осадков на площади зависит от суммарной средней квадратической ошибки исходных данных в пункте наблюдений $\sigma_{исх}$ и средней квадратической ошибки распространения (экстраполяции, интерполяции) полученных данных на окружающую территорию $\sigma_{эк}$:

$$\sigma_{пл} = \sqrt{\sigma_{исх}^2 + \sigma_{эк}^2}\,. \tag{6.3}$$

В случае экспоненциального закона убывания корреляционной функции поля осадков с увеличением расстояния l

$$r(l) = r(0)\exp(-l/l_0) \tag{6.4}$$

полная ошибка распространения данных одного пункта (прибора) на окружающую территорию может быть оценена по формуле

$$\sigma_{пл} = \frac{100\sigma_p}{\bar{p}} \sqrt{1 - r(0) + 0{,}23r(0)\sqrt{a}/l_0}, \tag{6.5}$$

где a — площадь распространения данных одного прибора, расположенного в центре; l_0 — расстояние, на котором корреляционная

функция убывает в e раз; e — основание натурального логарифма; остальные обозначения — прежние.

Относительное значение случайной ошибки увеличивается с расширением площади распространения данных одного пункта наблюдений и сокращением интервала времени суммирования осадков (табл. 23).

Таблица 23

Суммарная случайная погрешность (%) одного осадкомера. Валдай

Данные одного осадкомера распространяются на окружающую площадь, км²	Период суммирования осадков			
	сезон V—IX	месяц	декада	сутки
10	4	10	20	44
50	7	14	24	60
100	8	16	38	69
500	9	20	47	87
1000	11	22	55	92
2000	12	24	58	95

Для однородной территории площадью A, на которой равномерно размещено несколько (n) пунктов наблюдений, суммарная средняя квадратическая ошибка определения среднего слоя осадков может быть оценена по формуле

$$\sigma_{\text{сум. пл}} = \frac{\sigma_{\text{пл}}}{\sqrt{n}} = \frac{100\sigma_p}{\bar{p}\sqrt{n}} \sqrt{1 - r(0) + 0{,}23r(0)\frac{\sqrt{A}}{l_0\sqrt{n}}}. \quad (6.6)$$

Известны решения и для случая неравномерного размещения пунктов наблюдений [126].

Большие значения и статистическая природа случайных погрешностей накладывают специфические требования к организации сети пунктов наблюдений за осадками. При выполнении водобалансовых исследований и расчетов, когда рассматривается средний слой осадков за конкретный интервал времени, а не среднее многолетнее его значение или норма, в качестве одного из критериев, характеризующего надежность определения среднего слоя осадков, может быть принято отношение суммарной погрешности распространения показаний единичного прибора $\sigma_{\text{пл}}$ к среднему квадратическому отклонению $\sigma_{\dot{p}}$, характеризующему естественную временну́ю изменчивость осадков. Суммарная погрешность распространения показаний для любого из пунктов на рассматриваемой территории должна быть в 2—3 раза меньше естественной изменчивости осадков.

6.2.2. Систематические погрешности

Систематические погрешности измерения осадков, в отличие от случайных, сохраняют знак; их значения изменяются по определенному закону и поэтому могут быть учтены в процессе обработки

результатов наблюдений. Физические причины возникновения систематических погрешностей при измерениях осадков осадкомерами весьма разнообразны. Они взаимосвязаны с конструкцией измерительного прибора, способом его установки, спецификой места расположения, видом и интенсивностью осадков, состоянием атмосферы во время и после их выпадения, режимом измерения и т. п.

Можно выделить несколько причин возникновения систематической погрешности, приводящих к тому, что измеренная сумма осадков почти всегда меньше действительных осадков, достигающих поверхности земли. Во-первых, вызываемое осадкомерной установкой местное искажение кинематической структуры воздушного потока приводит к тому, что при ветре осадкомер не полностью улавливает падающие осадки. Во-вторых, уловленное прибором количество осадков не полностью в нем сохраняется, так как некоторая их часть испаряется, а также может выбрызгиваться или выдуваться ветром. В-третьих, некоторое количество уловленных осадков расходуется на смачивание внутренних стенок осадкомера и не учитывается при измерении.

Бывают также случаи, когда измеренные осадки превышают действительные. Зимой, во время интенсивных метелей, когда ветровой снегоперенос достигает высоты расположения приемного отверстия осадкомера, ледяные частицы дефляционного происхождения улавливаются осадкомером вместе с осадками, выпадающими из облаков. Количество дефляционных, или «ложных», осадков, уловленных осадкомером, может оказаться больше, чем количество неуловленных действительных осадков. Аналогичное завышение измеренных осадков может иметь место и летом, когда во время сильных ливней брызги попадают в осадкомер вместе со свободно падающими каплями дождя.

Некоторые компоненты систематической погрешности, например потери осадков на смачивание и испарение, могут быть определены непосредственно. Методика этих измерений достаточно хорошо отработана и многократно испытана на практике. Однако определение основной компоненты систематической погрешности, связанной с оценкой влияния ветра на улавливание осадков осадкомером, выполняется еще с недостаточно обоснованными методическими допущениями. Узловым вопросом всех выполненных до настоящего времени таких оценок является корректное обоснование надежности метода определения действительных осадков, выпавших на поверхность земли в месте установки испытываемого осадкомера.

Не менее сложны и вопросы оценки таких компонентов систематической погрешности, как ложные осадки, выдувание, забрызгивание и выбрызгивание.

История исследований систематических погрешностей измерения осадков насчитывает не одно столетие. Известно, что Мариотт (1686 г.) разделил осадкомер на приемную часть и осадкосборный сосуд для того, чтобы уменьшить потери на испарение. Гарнет

(1794 г.), используя разность показаний двух различных осадкомеров и отношение их смачиваемых поверхностей, предпринял попытку рассчитать потери на смачивание. Флаугергиес (1819 г.), определив массу старого французского осадкомера при смоченных и сухих стенках, экспериментально установил, что потери на смачивание за отдельный дождь равны 0,15 мм, или 2 % измеренных осадков, и ввел эту поправку в суточные данные. Боаз (1822 г.) заметил, что различие осадков, измеренных осадкомерами на разных высотах, по какой-то причине пропорционально скорости ветра. Предположив, что оно вызвано вихрями, Боаз рекомендовал измерять осадки дождемером, приемное отверстие которого расположено на уровне земли.

Спустя почти сорок лет Джевонс (1861 г.) провел наблюдения в аэродинамической трубе за потоками дыма вокруг различных препятствий. На основании полученных данных он блестяще подтвердил предположение Боаза и смог окончательно доказать связь недоучета осадков с ветром, точнее, с возмущением линий тока воздушного потока вблизи такого препятствия, как дождемер.

Г. И. Вильд, исследуя осадкомерные установки в различных условиях, обратил внимание не только на значительно больший недоучет твердых осадков, чем жидких, но и на «вредное влияние метелей». Во избежание систематических погрешностей, вызванных влиянием ветра, Вильд рекомендовал устанавливать приемное отверстие осадкомера на высоте 2 м, а прибор окружать специальными заборными защитами диаметром от 4 до 12 м [48, 49].

В последующие годы совершенствование методики измерения количества осадков продолжалось во многих странах и шло главным образом по линии борьбы с влиянием ветра на улавливание и сохранение твердых осадков. Были исследованы различные варианты защиты осадкомерных приборов. Подробный обзор работ, проведенных в этом направлении в СССР вплоть до 1940-х годов, приведен Г. И. Орловым [228, 229]. Сводка международного опыта измерения осадков и снежного покрова дается в работах Брукса (1938 г.) и Израельсена (1967 г.).

С конца 1950-х годов основное внимание исследователей было сосредоточено на разработке методики испытаний осадкомеров и оценке систематических погрешностей накопленных осадкомерных данных [101, 224, 283, 285, 302]. В цикле этих работ следует особо подчеркнуть три направления, а именно:

1) разработку приемов измерения действительного количества атмосферных осадков, выпавших на поверхность земли в пункте наблюдений;

2) разработку методов расчета действительного количества осадков на основе данных измерений сети метеостанций и постов (корректировка осадков);

3) разработку методов определения среднего по площади слоя осадков.

6.3. Способы измерения действительного количества атмосферных осадков

В настоящее время еще нет общепризнанного прибора или метода, который позволил бы измерить действительное значение осадков в пункте наблюдений. Наиболее сложно обеспечить устранение систематических погрешностей, связанных с влиянием ветра на попадание осадков в осадкомерный прибор.

Рассмотрение результатов многочисленных исследований показывает, что искажающее влияние ветра на измерение жидких осадков может быть устранено путем установки приемной поверхности измерительного прибора вровень с горизонтальной поверхностью окружающей местности. Необходимо предусмотреть специальную систему мер, предотвращающих попадание брызг в прибор, выбрызгивание и испарение из прибора и учесть потери на смачивание поверхности его внутренних стенок. С этой целью разработаны противобрызговые защиты, применяют минерально-масляные депрессоры и весовой способ измерения. Именно такая установка приборов была использована в СССР при проведении исследований по оценке систематических погрешностей измерения жидких осадков осадкомером Третьякова и другими типами осадкомерных приборов. Аналогичные способы установки осадкомеров рекомендованы ВМО для точного измерения жидких осадков.

Хорошие результаты измерения действительных сумм жидких осадков дают гидравлические или другие весовые приборы, снабженные устройством для непрерывной регистрации, например, гидравлический почвенный испаритель большой модели конструкции В. А. Урываева [300]. Приемная площадь этого прибора в сравнении с сетевым осадкомером достаточно велика, а ее поверхность представляет единое целое с окружающей поверхностью земли.

Установка приборов вровень с поверхностью земли не обеспечивает точного измерения твердых осадков по причине переноса и переметания снега ветром.

Многие исследователи для точного измерения твердых осадков устанавливают осадкомеры на лесных полянах или других защищенных от ветра местах. Необходимо подчеркнуть, что к показаниям осадкомера, установленного на лесной поляне, следует относиться с осторожностью. В силу аэродинамического эффекта, связанного с размерами поляны, высотой деревьев, густотой (полнотой) окружающего леса, а также его видовым составом, измеренные осадки, относительно окружающей местности, могут быть как занижены, так и существенно завышены [305, 306].

Исследования на осадкомерном полигоне Валдайского филиала ГГИ показали, что действительная сумма твердых осадков может быть точно определена только на участках с полным отсутствием снегопереноса путем непрерывной или дискретной регистрации веса всех поступающих осадков. Практически ее можно получить по измерениям запаса воды в снежном покрове на внутренних (уда-

ленных от опушек) участках лиственного леса или кустарника за периоды без оттепелей и при мерзлой почве [75].

Очень близкие к действительным суммам жидких, смешанных и твердых осадков можно получить, установив стандартный осадкомер Третьякова в массиве густого лиственного кустарника высотой 2—4 м. В ближайшем окружении прибора (радиусом 20 м) кустарник необходимо систематически подрезать на уровне приемной поверхности осадкомера (2 м). Для условий Валдая минимальные размеры массива составляют 100×100 м. Осадкомер устанавливается в центре массива. Эти рекомендации получены для условий, когда средние суточные значения скорости ветра на высоте 2 м в открытом месте не превышали 10 м/с, минимальная температура воздуха не опускалась ниже —36 °С и наибольшая высота снежного покрова достигала 80 см.

Достаточно надежно (с систематической погрешностью порядка 5—10 %) жидкие, смешанные и твердые осадки можно измерить сетевым стандартным осадкомером Третьякова, установленным в открытом месте, если окружить его специальной защитой из двойного забора [75, 78].

6.4. Расчет действительных значений осадков в пункте наблюдений (корректировка осадков)

Сложности, связанные с непосредственным измерением действительных значений атмосферных осадков в пункте наблюдений, обусловили необходимость разработки способов корректировки уже имеющихся данных об осадках, измеренных с помощью стандартных сетевых осадкомерных приборов.

К настоящему времени различными авторами (А. П. Бочков [23, 25, 57, 184], А. Г. Булавко [34], В. С. Голубев [76], Л. Р. Струзер и др. [27, 284, 287] предложено несколько способов расчета действительных значений осадков. Принципиально предложенные методики различаются в основном лишь исходными значениями действительных осадков, принятых авторами для построения расчетных зависимостей.

Наиболее рациональный прием корректировки осадков изложен в Методических указаниях [201], которыми регламентируются правила определения действительных осадков в пункте наблюдений при выполнении воднобалансовых расчетов. Массовое использование этих Указаний на практике встречает значительные затруднения, так как в них отсутствуют необходимые разъяснения, которые раньше содержались во Временных указаниях [184] и статье А. П. Бочкова [25].

Методика расчета действительных значений осадков в пункте наблюдений опирается на сведения о количестве измеренных осадков, их виде и интенсивности, скорости ветра на высоте установки осадкомера, температуре и дефиците влажности воздуха. В случае отсутствия каких-то из указанных выше сведений в пункте наблюдений используется приближенный способ, основанный на

привлечении данных ближайшего пункта-аналога, в котором проводится полный комплекс метеорологических наблюдений. Например, на осадкомерном посту обычно отсутствуют сведения о скорости ветра, температуре и дефиците влажности воздуха. В этом случае расчет действительного значения осадков выполняется на основании данных ближайшей метеостанции (пункта-аналога). При выполнении расчета по такой схеме кроме метеорологических данных пункта-аналога необходимо располагать сведениями о степени защищенности мест расположения осадкомеров как в пункте измерения осадков (на посту), так и в пункте-аналоге. При выборе пункта-аналога необходимо следить за тем, чтобы степень защищенности осадкомера на метеостанции была меньше, чем на посту. Такой подбор пункта-аналога надежней гарантирует от появления больших случайных погрешностей расчета действительных значений осадков для поста.

Исследования, выполненные Бочковым [25, 57], показали, что невязки годовых водных балансов 50 речных бассейнов за 1965—1969 гг. имеют почти нормальное распределение только в том случае, если осадки, измеренные осадкомером, откорректированы всеми видами систематических погрешностей. При расчете водных балансов тех же 50 бассейнов, но с осадками, откорректированными только поправкой на смачивание, приходная часть уравнения водного баланса в 82 % случаев оказалась меньше его расходной части.

Советскими учеными в качестве вклада в программу МГД была выполнена систематизация и анализ материалов по водному балансу и водным ресурсам всего земного шара [211]. Как показали эти исследования, только после корректировки осадков оказалось возможным взаимное согласование водного и теплового балансов и устранение физической несообразности, заключающейся в превышении в ряде районов слоя речного стока над слоем измеренных осадков. Значения поправок, введенных при корректировке осадков (в процентах от наблюденных средних многолетних годовых сумм), колеблются от 10—20 % на большей части территории Западной Европы до 30—70 % — на Европейской территории СССР и на Скандинавском полуострове.

Необходимость введения поправок в измеренные значения осадков ставит перед гидрологами новые проблемы. Это касается не только выработки единого подхода к расчету действительных осадков по данным измерений, но также и создания более совершенного прибора или метода измерения, не требующего введения столь существенной коррекции.

Так как контрольные приборы, опираясь на показания которых оценены систематические погрешности сетевых осадкомеров, далеки от совершенства и в дальнейшем в процессе исследований они могут быть существенно улучшены, целесообразно наряду с вычисленными значениями действительных осадков публиковать и их измеренное значение, не вводя никаких поправок. Такую двойную публикацию измеренных и вычисленных действительных

осадков необходимо сохранять до тех пор, пока измеряемые в пункте наблюдений осадки не будут равны их действительному значению.

6.5. Радиолокационный метод измерения осадков и перспективы его применения

Известно несколько способов измерения осадков радиолокационными средствами [22]. Наиболее распространенный из них основан на использовании взаимосвязи между мощностью сигналов радиоэхо и интенсивностью осадков. В общем виде эта взаимосвязь описывается уравнением радиолокации атмосферных осадков (в обозначениях работы [22])

$$\bar{p}_r = \frac{p_t G_0^2 \lambda^2 h \theta_0 \varphi_0 \varkappa}{45\pi^2 \ln 2 R^2} \frac{\pi^2}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 z, \tag{6.7}$$

определяющим мощность отраженных осадками сигналов $\bar{p}_r$ в зависимости от излучаемой радиолокатором мощности p_t, длины волны используемых колебаний λ, эффективного коэффициента усиления G_0 и эффективной ширины диаграммы направленности антенны радиолокатора в двух взаимно перпендикулярных плоскостях θ_0 и φ_0, пространственной протяженности зондирующего импульса h, удаления рассеивающего объема R, коэффициента ослабления радиоволн в атмосфере на пути до рассеивающего объема $\varkappa$, комплексного показателя преломления вещества частиц осадков m и радиолокационной отражаемости осадков z.

Переход от значений радиолокационной отражаемости z к интенсивности осадков J обычно осуществляется на основании эмпирического соотношения

$$z = AJ^b, \tag{6.8}$$

где A и b параметры, зависящие от спектральных характеристик частиц осадков, географических и синоптических условий и т. п.

Использование радиолокационных средств в гидрометеорологии имеет уже многолетнюю историю. Несмотря на то что первые опыты по радиолокационному измерению осадков были проведены более 30 лет тому назад и с тех пор в СССР и за рубежом по этой проблеме выполнено большое количество теоретических и экспериментальных работ, надежные данные о точности радиолокационного метода измерения осадков до сих пор весьма ограниченны.

Трудность корректной оценки радиолокационного метода измерения осадков заключается в основном в сложности сравнения результатов пространственных измерений (радиолокационных) интенсивности и количества осадков с точечными данными измерений этих характеристик по контрольным приборам, например, плювиографом или осадкомером. Если предположить, что регист-

рируемые радиолокатором значения осадков являются точными, то и тогда, прежде чем осуществить сравнение радиолокационных и плювиографических (наземных) данных, необходимо выполнить по крайней мере три самостоятельных исследования.

Во-первых, необходимо исключить систематические погрешности измерения осадков, присущие осадкомерам и плювиографам (смачивание, испарение, влияние ветра).

Во-вторых, необходимо выбрать оптимальные размеры совместно контролируемой территории и определить, сколько и каким образом нужно разместить на ней контрольные приборы, чтобы ошибка вычисления среднего слоя осадков по ним была бы на порядок меньше предполагаемой погрешности радиолокационных измерений.

В-третьих, необходимо разработать метод согласования плоскостей (высот поверхностей) измерения осадков радиолокатором и контрольными (наземными) приборами. Понятно, что даже при точном измерении осадков радиолокатором в плоскости кругового обзора в случаях сравнения с наземными данными и тем более при использовании радиолокационных измерений для гидрологических расчетов необходимо учитывать трансформацию поля измеренных осадков относительно фактического их распределения на поверхности земли, которая может произойти под влиянием ветра и рельефа местности.

Опыт эксплуатации автоматизированного комплекса радиолокационного измерения осадков в Валдайском филиале ГГИ показывает [18], что перечисленные выше трудности могут быть успешно преодолены. Радиолокационная информация о пространственном распределении осадков уже сейчас может быть использована для гидрологических исследований, особенно в части расчета ливневых паводков на основе моделей стока с распределенными параметрами.

7. МЕТОДЫ СНЕГОМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Основное назначение снегомерных наблюдений заключается в изучении снега — одного из важнейших элементов климатического и гидрологического режима территории СССР и в обеспечении оперативного обслуживания различных отраслей народного хозяйства, в первую очередь через службу гидрологических и агрометеорологических прогнозов. Водность рек более 70 % территории страны определяется количеством зимнего снегонакопления. От высоты снежного покрова зависят также условия перезимовки озимых культур.

Систематические наблюдения за снежным покровом (измерения высоты снега) на метеостанциях в нашей стране были начаты с 1892 г. С 1903 г. начаты определения плотности снежного покрова. Высота снежного покрова обычно измерялась по постоянным снегомерным рейкам, установленным вблизи метеорологических площадок. В 1928 г. наблюдения за снежным покровом впервые были включены в общую программу метеорологических наблюдений на станциях и стали носить массовый характер. В состав наблюдений за снежным покровом входило определение высоты и плотности снега на открытых и защищенных (лесные поляны, сады, парки) участках, состояния снежного покрова, степени покрытости местности снежным покровом и характера его распределения.

Снегомерные съемки на специально выбранных маршрутах начали производиться на выборочной сети станций с 1924 г. Массовые и регулярные снегомерные наблюдения, включая снегосъемки на постоянных маршрутах и участках, стали производиться с 1936 г.

В 1970-е годы широкое распространение получили дистанционные методы наблюдений за снежным покровом: с метеорологических спутников за степенью покрытости территории снежным покровом и за границей его распространения; авиационные гамма-съемки запасов воды в снежном покрове.

В настоящее время на станциях и постах Госкомгидромета выполняются следующие виды снегомерных наблюдений:

1) ежедневное определение степени покрытия видимой окрестности станции (поста) снегом и характера его залегания;

2) ежедневные наблюдения за изменением высоты снежного покрова по постоянным рейкам;

3) регулярные снегомерные съемки на различных элементах ландшафта;

4) контрольные снегосъемки (при выборе и замене постоянных маршрутов);

5) снегомерные съемки на полях с зимующими культурами, с зябью (стерней) и со снегозадержанием, на пастбищах отгонного животноводства и оленеводства;

6) специальные наблюдения за распространением и толщиной ледяной корки на поверхности почвы;

7) снегомерные съемки на воднобалансовых станциях;

8) ежедневные наблюдения за твердыми осадками по осадкомерам;

9) снегомерные наблюдения в горах по маршрутам со снегопунктами и линейным маршрутам, по маршрутам с суммарными осадкомерами;

10) наблюдения за снежными лавинами и лавинообразующими факторами на специализированных снеголавинных станциях;

11) самолетные гамма-съемки снежного покрова в районах с его устойчивым залеганием;

12) специальные сплошные съемки снежного покрова с целью более тщательного изучения распределения характеристик снега и отработки методов стандартных измерений (выполняются эпизодически).

Остановимся на наиболее важных видах наблюдений за снежным покровом, в частности, на существующих методах снегомерных съемок, позволяющих определять запасы воды в снежном покрове.

7.1. Основные виды снегомерных съемок и методика их производства

7.1.1. Методы снегомерных съемок

В период 1940—1965 гг. методика снегосъемок [216] предусматривала измерение запасов воды в снеге на маршрутах, расположенных в поле и в очень ограниченном числе пунктов — в лесу.

Снегомерный маршрут в поле представлял собой равносторонний треугольник с периметром, равным 1 км. Высота снежного покрова измерялась в 100 точках через каждые 10 м, а плотность — в 10 точках через 100 м. Такие маршруты-треугольники прокладывались на ровных открытых участках и в большинстве случаев не отражали фактического распределения снежного покрова на водосборах, особенно в районах с сильно изрезанным рельефом местности.

Снегосъемки в лесу осуществлялись по нескольким параллельным линиям (от двух до пяти) общей протяженностью от 200 до 500 м. Линии в лесу в основном прокладывались под кронами деревьев и лишь в некоторых случаях — на лесных полянах. Методика выбора лесных участков и разбивки на них маршрутов была

единой для всех географических зон, а следовательно, и для разных типов леса и размеров их массивов. Во многих случаях промерные линии в лесу проходили очень близко друг от друга (на расстоянии 10—50 м) и недалеко от опушки леса. Высота снега в лесу измерялась через 10 м, плотность — через 50 м.

Производство снегосъемок в овражно-балочной сети на территории Центральных и Центрально-Черноземных областей было начато по инициативе Центрального института прогнозов с 1952 г. по маршрутам-поперечникам, пересекающим балку или овраг от бровки до бровки. С этого же времени начали производиться специальные измерения толщины ледяной корки и запасов воды в ней.

Многолетние исследования ГГО и ГГИ в области методики производства снегомерных наблюдений, оценки точности получаемых характеристик снежного покрова позволили разработать и внедрить в 1966 г. единые методы снегомерных наблюдений на территории страны [217, 297]. Основой снегомерных наблюдений на станциях и постах Госкомгидромета являются снегомерные съемки на ландшафтных маршрутах. Снегомерные съемки производятся преимущественно в поле, лесу и оврагах (балки, лога). Снегомерные маршруты выбираются в радиусе 5 км от станции (поста).

Во время снегосъемок определяются высота и плотность снежного покрова, толщина ледяной корки и слоя снега, насыщенного водой (в точках отбора проб на плотность), состояние поверхности почвы под снегом (талая, мерзлая), а также степень покрытия маршрута снегом и ледяной коркой.

Для производства снегомерных съемок служат переносная снегомерная рейка (с сантиметровыми делениями) и весовой снегомер; для определения толщины ледяной корки используется небольшая линейка с миллиметровыми делениями и маленькая пилка для пропиливания ледяных прослоек на поверхности и внутри снежного покрова при определении плотности снежного покрова. При малой высоте снега (менее 5 см) плотность снега не определяется.

Снегомерные съемки в поле и в лесу начинают производить с момента, когда снегом покрыта половина и более площади видимой окрестности, и прекращают после схода снега с 50—70 % площади.

В зимние месяцы снегосъемки на полевых маршрутах производятся через 10 сут (каждого 10, 20 числа и в последний день месяца), а весной — перед началом снеготаяния и в период его прохождения — через каждые 5 сут, т. е. 5, 10, 20, 25 числа и в последний день месяца.

Снегомерные съемки на лесных маршрутах до 20 января производят один раз в месяц (20 числа), после 20 января — один раз в декаду, а во время снеготаяния — один раз в 5 сут.

Снегомерные съемки в балках и оврагах выполняются 20 января и 20 февраля, в последующий период — до начала снеготая-

ния — один раз в 10 сут. В период снеготаяния эти снегосъемки не производятся.

В районах с неустойчивым залеганием снежного покрова снегомерные съемки на полевых маршрутах выполняются один раз в 5 сут в течение всей зимы.

Снегомерные маршруты выбираются таким образом, чтобы они были типичными для окружающей местности. Длина снегомерного маршрута и объем снегомерных работ на нем (число промерных точек) в разных физико-географических зонах определяются с учетом неравномерности залегания снежного покрова. Так, в лесной зоне, где снег залегает равномерно и поля имеют небольшие размеры и в основном расположены среди лесов, протяженность линейного снегомерного маршрута в поле 1 км. Высота снега измеряется через каждые 20 м, т. е. в 50 точках, а плотность через каждые 100 м, т. е. в 10 точках.

В лесостепной и степной зонах, а также на больших полях в лесной зоне, где распределение снега неравномерно, протяженность маршрута в поле 2 км с числом промерных точек высоты снежного покрова равным 100 (через каждые 20 м) и числом измерений плотности снега равным 10, т. е. через каждые 200 м.

Снегомерные маршруты в поле, согласно действующей методике [217], должны пересекать не только ровные участки (как было при выборе маршрута-треугольника до 1965 г.), но и склоны разной экспозиции, ложбины и другие характерные для местности элементы рельефа.

В лесной зоне, где лесными массивами заняты обширные пространства, снегомерный маршрут протяженностью 0,5 км прокладывается в глубине леса на расстоянии не менее 200—300 м от его опушки.

В лесостепных и степных районах, где леса представлены отдельными пятнами-колками, снегомерный маршрут протяженностью 0,5 км должен начинаться в поле за 50—60 м до опушки леса, пересекать опушку и уходить в лес.

На лесных маршрутах высота снега измеряется в 50 точках, т. е. через каждые 10 м, а плотность в 5 точках.

Если станции проводят снегомерные съемки на поле с зимующей культурой и длина полевого маршрута для станции установлена 1000 м, маршрут на поле с зимующей культурой должен являться и постоянным полевым маршрутом.

На станциях, где длина полевого маршрута должна быть 2000 м, снегосъемки проводятся на двух маршрутах по 1000 м; один из маршрутов является постоянным, а второй ежегодно прокладывается на поле с зимующей культурой. На постоянном маршруте измерение высоты снежного покрова производится через 20 м, а определение плотности — через 100 м. Всего должно быть сделано 50 измерений высоты и 10 определений плотности снежного покрова.

На снегомерном маршруте в поле с зимующей культурой высота снежного покрова измеряется через каждые 10 м, а плот-

ность определяется через 100 м. Всего должно быть сделано 100 измерений высоты и 10 определений плотности снежного покрова.

В балках и оврагах снегосъемки производятся по двум—пяти поперечникам общей длиной 200—500 м, с измерениями высоты снега через каждые 5—10 м. Плотность снега не измеряется, а принимается равной средней плотности снега на полевом маршруте.

7.1.2. Производство полевых измерений

Определение высоты снежного покрова. При измерении высоты снежного покрова переносная рейка погружается в снег вертикально. Рейка должна только касаться поверхности почвы, но не входить в землю острым концом.

Во время снегомерных съемок на талых почвах, моховых болотах и в лесу с мощной лесной подстилкой измерение высоты снега следует производить с большой осторожностью, так как рейка должна отмечать только высоту снежного покрова.

При измерении высоты плотного снега необходимо быть уверенным, что рейка достигла поверхности почвы.

Если высота снега превышает длину снегомерной рейки, что может наблюдаться в оврагах и на лесных опушках, измерение следует производить специальным металлическим прутом — штырем диаметром 8—10 мм и с делениями через 10 см.

Отсчет высоты снега по рейке производится с точностью до 1 см.

Определять высоту снежного покрова на маршруте следует всегда с одной и той же стороны при движении по маршруту от нулевой точки.

В точках измерения плотности снега высота снега определяется по шкале цилиндра снегомера.

Определение плотности снега. Перед наблюдением (за полчаса) снегомер выносят из помещения, чтобы он принял температуру наружного воздуха. При несоблюдении этого правила снег будет прилипать к стенкам цилиндра.

Перед производством наблюдений необходимо проверить равновесие весов с подвешенным к ним пустым цилиндром. Если при равновесии весов черта на грузе не совмещается с нулевым делением, то новое положение черты надо принять при взвешивании за нулевое, а после наблюдений установить причину повреждения.

Проверив нуль весов, цилиндр погружают отвесно в снег отточенным краем вниз, слегка вращая и надавливая на него. При высоте снежного покрова менее 60 см снег прорезается до поверхности земли. Затем отсчитывают высоту снежного покрова по шкале цилиндра с точностью до 1 см, отгребают лопаточкой снег с одной стороны цилиндра и подводят ее под нижний его край. Подняв цилиндр вместе с лопаточкой, переворачивают его нижним краем вверх. Очистив наружную поверхность цилиндра от снега, подвешивают его к весам и, став спиной к ветру, приводят их

в равновесие; после этого, держа весы на одном уровне с глазом, отсчитывают то деление шкалы линейки, с которым совпадает черта на скошенном крае прореза передвижного груза весов. Взятую пробу снега выбрасывают рядом с местом измерения (для того чтобы выброшенный снег не мешал взятию проб при дальнейших снегосъемках) и тщательно очищают внутреннюю поверхность цилиндра.

При высоте снежного покрова более 60 см проба на плотность снега берется в несколько приемов.

Пример. Высота снежного покрова 95 см. Первую пробу берут, погружая цилиндр примерно до 50 см, при этом необходимо расчистить снег вокруг погруженного цилиндра со всех сторон, так как снег может осыпаться на то место, на которое в дальнейшем надо поставить цилиндр для погружения в следующий слой. В следующий прием берут пробу от той поверхности, на которой была срезана первая проба, до поверхности земли.

Если на поверхности снежного покрова смерзшийся снег настолько плотен, что не прорезается нижним краем цилиндра снегомера, надо поставить цилиндр на поверхность снега и обрубить или опилить смерзшийся снег вокруг цилиндра. При погружении цилиндра обрубленный или опиленный смерзшийся снег войдет внутрь цилиндра и будет учтен при определении плотности.

Если смерзшийся снег окажется в толще снега, а не на его поверхности, берутся две пробы снега. Первую пробу берут от поверхности снежного покрова до снежной корки. Затем, очистив поверхность снежной корки от вышележащего снега, прорезают смерзшийся снег и берут вторую пробу (включая смерзшийся снег).

При наличии ледяной корки на поверхности почвы пробу снега берут без ледяной корки.

Для определения плотности снега в точках, где нижний его слой насыщен водой, необходимо откапывать шурф и опускать снегомер только до уровня верхней границы насыщенного водой снега. При этом толщина насыщенного водой слоя снега (в сантиметрах) измеряется линейкой или рейкой.

Плотность снега не измеряется в случаях, если снег представляет собой сплошную кашеобразную массу тающего снега или высота снега менее 5 см. Толщина слоя кашеобразной массы снега измеряется линейкой или рейкой.

Измерения плотности снега можно производить, отступая от промерной линии до 10 м.

При определении плотности снега в предвесенний период (начиная со съемки 10 февраля) вырезка снежного монолита обязательно производится с открытой крышкой цилиндра. При этом необходимо следить, чтобы высота снежного монолита в опускаемом цилиндре соответствовала высоте снега с внешней стороны. Уменьшение высоты монолита в цилиндре свидетельствует о выдавливании снега из-под опускаемого цилиндра, что сильно исказит измеряемую плотность снега.

При определении плотности снега наблюдатель должен оценить структуру и состояние снежной толщи и в книжке наблюдений подчеркнуть напечатанные названия соответствующих характеристик. Кроме того, при определении плотности снега необходимо отметить — мерзлая или талая почва под снегом, а если почва талая, в примечании указать, какая: сухая, влажная или очень влажная.

Определение толщины ледяной корки. Измерению подлежит только ледяная корка, притертая к почве. Ледяная корка на поверхности снега и внутри его должна входить в цилиндр снегомера при определении плотности снега, о чем делаются отметки в соответствующих графах книжки для записи наблюдений.

Толщина ледяной корки (в миллиметрах) измеряется в точках определения плотности снега, т. е. в 11—16 точках на полевом маршруте и в 6 точках на лесном. Измерение осуществляется линейкой с точностью до 1 мм.

Наличие и толщина ледяной корки на почве определяются и в тех случаях, когда не производится измерение плотности снега из-за малой его высоты.

20—21 января и 20—21 февраля производится специальная сплошная съемка ледяной корки, когда измерение ее на полевом маршруте ведется через каждые 40 м (через одну точку определения высоты снега), т. е. в 75 точках в лесостепной и степной зоне и в 50 точках — в лесной.

Определение слоя талой воды на почве. В период зимних оттепелей и весеннего снеготаяния под снегом появляется вода. Толщина слоя воды измеряется в точках определения плотности снега линейкой с точностью до 1 мм.

С момента освобождения поверхности почвы от снега и появления луж на полевом маршруте проводятся наблюдения за запасами воды в лужах.

На маршруте производятся промеры всех без исключения луж, ширина которых более 1 м. Измеряется ширина луж (по направлению маршрута) и средняя их глубина. Для получения средней глубины лужи производится пять промеров глубин на равных расстояниях друг от друга по ширине лужи (первое и пятое измерения производятся в самом начале и в конце лужи). Глубина луж измеряется снегомерной рейкой в сантиметрах, а ширина — в метрах.

Кроме этого, необходимо визуально оценить процент покрытия лужами окружающей местности (200 м вправо и 200 м влево от маршрута).

Запись наблюдений. Все результаты снегомерных наблюдений записываются в специальную книжку. При измерениях в поле удобно иметь при себе твердые корочки от книги или картона, в которые вкладывается книжка для записи наблюдений.

Отсчет высоты снежного покрова (в сантиметрах) записывается строго в клетку, относящуюся к данному номеру точки измерения. При отсутствии снежного покрова в отдельных точках

соответствующие номера клеток в книжке оставляются свободными.

При высоте снежного покрова менее половины первого деления по рейке в книжку записывается «0».

При наличии в точке определения высоты снега (в периоды зимних оттепелей и весеннего снеготаяния) свободной воды в виде луж, глубина луж определяется в миллиметрах, а при наличии снега, пропитанного водой (кашеобразной массы тающего снега), толщина этого слоя определяется в сантиметрах, и результат записывается в соответствующую клетку книжки со специальными знаками.

Пример. а) В точке № 52 измерен слой воды 8 мм; запись в книжке будет 8—В.

б) В точке № 39 измерен слой снега, пропитанного водой, 15 см; запись в книжке будет 15—СВ.

В случае невозможности подхода к отдельным точкам измерения (в периоды весенних разливов) в книжке в соответствующих клетках ставится тире (—) на всю клетку.

Записи отсчета высоты снежного покрова в точках измерения его плотности подчеркиваются.

Наблюдения за плотностью снега записываются в книжку на специально отведенной для этого странице. По каждой пробе в отдельности записываются: отсчет по шкале цилиндра h (в сантиметрах) и отсчет по линейке всего m (в граммах).

В тех случаях, когда измерение плотности снега производилось в несколько приемов, следует все отсчеты по шкале цилиндра (сделанные при последовательных погружениях) вписать в одну строку, соединяя их знаком плюс; также вписываются и отсчеты по линейке весов. Вычисление плотности снега производится по суммам этих отсчетов.

Пример. Высота снега 95 см. Запись в книжке: высота по шкале цилиндра 50—45, масса по линейке весов 150—124.

При каждой снегосъемке наблюдатель должен в книжке наблюдений подчеркнуть напечатанные названия соответствующих характеристик состояния поверхности и структуры снежного покрова.

Кроме того, на странице «Замечания» необходимо указывать погодные условия в период снегосъемки.

При производстве специальной съемки ледяной корки толщина ее (в миллиметрах) записывается в «Книжку для записи результатов ландшафтно-маршрутных снегосъемок» на страницу, предназначенную для записи высоты снежного покрова. Над таблицей делается запись «Толщина ледяной корки» в миллиметрах.

В книжках наблюдений при первой снегосъемке должно быть сделано указание о характере рельефа и растительного покрова на отдельных участках маршрута. При правильном производстве снегосъемок распределение высот снежного покрова по маршруту должно соответствовать отмеченному в книжке наблюдений характеру рельефа и подстилающей поверхности, а для лесных маршрутов — и характеру растительности.

Возможные неисправности приборов. а) Снегомерная рейка. В период производства снегосъемки возможна поломка рейки. В этом случае высота снежного покрова должна быть измерена цилиндром снегомера.

Необходимо постоянно следить за соответствием нулевого отсчета концу рейки. При длительном употреблении рейка стачивается (на 1—2 см). В этих случаях при каждом отсчете высоты снежного покрова следует помнить о поправке, значение которой записывается в книжке наблюдений сверху над таблицей «Высота снежного покрова».

б) Весовой снегомер. При производстве снегомерных работ возможны следующие случаи: 1) утеря подвеса или груза (при изломе выступа на линейке весов), 2) утеря крышки цилиндра, 3) утеря линейки весов, 4) поломка указателя равновесия весов. При поломке указателя равновесия весов продолжение работ по определению плотности снега возможно при замене указателя спичкой. Во всех остальных случаях плотность снега измерять нельзя, а снегомер подлежит отправке для ремонта или замены.

При невозможности определения плотности снега из-за поломки снегомера наблюдатель обязан снегосъемку выполнить, измеряя высоту снежного покрова и толщину ледяной корки.

7.1.3. Снегомерные съемки на воднобалансовых станциях

На воднобалансовых станциях наблюдения за снежным покровом производятся, в соответствии с Руководством [268], на водосборах и стоковых площадках с целью:

а) определения к началу весеннего снеготаяния максимальных запасов воды в снежном покрове на изучаемых объектах; степени покрытия водосборов снегом, ледяной коркой и талой водой; запасов воды на различных элементах рельефа и видах угодий;

б) изучения характера и динамики снегонакопления и снеготаяния в зависимости от местных физико-географических условий;

в) получения данных, необходимых для расчета водного баланса и уточнения методики снегомерных наблюдений в зависимости от размеров водосборов, рельефа местности, характера растительности покрова и других особенностей территории.

Снегомерные наблюдения включают систематические сплошные и ландшафтно-маршрутные снегомерные съемки.

Сплошные снегомерные съемки предусматривают освещение измерениями всей площади водосбора или площадки, а ландшафтно-маршрутные производятся по отдельным маршрутам, расположенным в различных частях водосбора. Организация и производство последних осуществляется в полном соответствии с методикой, изложенной в п. 7.2.

Сплошные снегомерные съемки организуются на всех стоковых и воднобалансовых площадках и на небольших водосборах пло-

щадью до 10 км². На водосборах площадью от 10 до 100 км² выполняются как сплошные, так и ландшафтно-маршрутные снегосъемки, а на водосборах площадью более 100 км² — только ландшафтно-маршрутные.

На стоковых и воднобалансовых площадках и на экспериментальных участках назначается от 4 до 10 равноудаленных друг от друга снегомерных линий, ориентированных поперек склона. Количество линий определяется длиной площадок.

При выборе снегомерных линий на водосборах руководствуются следующими основными правилами:

а) линии должны пересекать долину основного водотока под прямым углом и располагаться примерно на равном расстоянии друг от друга;

б) линия не должна проходить вдоль участков, характеризующихся неравномерным залеганием снежного покрова;

в) соотношение суммарных длин отрезков снегомерных линий, занятых основными угодьями, должно соответствовать этому соотношению для всего водосбора;

г) линии должны быть прямыми и пересекать овражно-балочную сеть и населенные пункты.

Расстояние между точками измерений высоты и плотности снега принимается с учетом суммарной длины линий в соответствии с табл. 24.

Таблица 24

Рекомендации к назначению числа промерных точек при измерении снежного покрова на водосборах воднобалансовых станций

Общая длина снегомерных линий на водосборе, м	Расстояние между точками измерений, м	
	высота снежного покрова	плотность снега
До 200	2	20
200—500	2—5	20—50
500—1000	5—10	50—100
1000—5000	10	100
Более 500	20	200
Более 20000	20	400

Положение снегомерных линий наносится на план водосбора и один раз в 5 лет составляется их описание.

Каждый раз с осени все линии на местности закрепляются вехами (в поле) или зарубками на деревьях и специальной маркировкой (в лесу).

На всех стоковых и воднобалансовых площадках (участках) снегомерные съемки проводятся:

а) в зимний период — в конце каждого месяца и после оттепелей;

б) перед началом весеннего снеготаяния для установления максимальных снегозапасов — одна-две съемки;

в) в период снеготаяния — на двух-трех площадках ежедневно, на остальных — по мере убыли снегозапасов (на 15—20 % их максимального значения).

На водосборах снегомерные съемки производятся в те же сроки, что и на площадках. Исключением являются ежедекадные снегосъемки на одном полевом и одном лесном маршрутах, результаты наблюдений по которым используются для оперативной информации.

7.1.4. Снегомерные съемки в горах

Снегомерные наблюдения в горных районах производятся по маршрутам со снегопунктами, по линейным маршрутам и маршрутам с суммарными осадкомерами [262].

Маршруты со снегопунктами прокладывают в основном в долинах больших рек. Снегопункт обычно состоит из двух снегомерных площадок, находящихся одна против другой на обоих склонах. Размеры площадки должны быть не менее 500 м^2, но в отдельных случаях допускается выбор площадки около 100 м^2. Высота снежного покрова на площадках измеряется в 20 точках, расположенных на расстояниях 2—5 м между ними. Плотность снега определяется в пяти точках.

При невозможности выбора достаточно репрезентативных площадок из-за условий рельефа и влияния ветра, а также при необходимости получения детальной картины распределения снежного покрова рекомендуется производить снегосъемки по линейным маршрутам, пересекающим основные формы рельфа (склоны, дно долины, террасы и пр.). Число точек измерений высоты снежного покрова и расстояния между промерными точками зависят от ширины долины в каждой из высотных зон и типа ландшафта. Плотность снежного покрова определяется в каждой пятой точке измерения высоты.

Следует отметить, что для горных районов до настоящего времени нет единой методики производства снегомерных наблюдений. Так, в горных районах Кавказа и Казахстана широкое распространение получил метод съемок по линейным маршрутам различной протяженности. В горных районах Средней Азии основным методом являются снегомерные наблюдения на закрепленных снегомерных пунктах; в Хибинах — метод постоянных реек, установленных по определенным профилям.

7.2. Обработка и анализ результатов снегомерных съемок

Выше указывалось, что при снегомерной съемке определяются высота снежного покрова, его плотность, толщина ледяной корки, слой снега, насыщенного водой.

Средняя высота снежного покрова (см) на маршруте определяется как средняя арифметическая величина

$$\bar{h} = \sum h_i / n, \tag{7.1}$$

где h_i — высота снега в i-той промерной точке; n — общее число промерных точек на маршруте (включая и те точки, где снега нет).

Средняя плотность снежного покрова (г/см^3) вычисляется по данным определений плотности снега в точках ее измерения как средняя арифметическая величина, т. е.

$$\bar{\rho}_{сн} = \sum \rho_{сн} / n, \tag{7.2}$$

где $\rho_{сн}$ — плотность снега в точке ее измерения; n — число фактических точек, где измерялась плотность снега (в это число не включаются точки, где плотность снега должна измеряться, но не измерялась из-за малого его количества ($h<5$ см).

Средний запас воды в снеге (мм) на маршруте вычисляется по формуле

$$S_{сн} = 10\bar{h}\bar{\rho}_{сн}. \tag{7.3}$$

Средняя на маршруте толщина ледяной корки на почве (мм) определяется в двух вариантах:

1) с учетом степени покрытия коркой поверхности почвы

$$\bar{h}_л = \sum h_{лi} / n, \tag{7.4}$$

где n — число промерных точек на маршруте (независимо от наличия корки в отдельных точках);

2) без учета степени покрытия коркой поверхности почвы

$$\bar{h}_л = \sum h_{лi} / n, \tag{7.5}$$

где n — фактическое число измерений ледяной корки.

Запас воды в ледяной корке на почве (мм) определяется с учетом степени покрытия ею почвы по формуле

$$S_л = 0{,}8\bar{h}_л, \tag{7.6}$$

где 0,8 — плотность ледяной корки.

Аналогично определяется запас воды в снеге, насыщенном водой:

$$S_{сн,\,в} = 0{,}8\bar{h}_{сн,\,в}. \tag{7.7}$$

Общий запас воды на поверхности почвы для снегомерного маршрута рассчитывается как сумма составляющих

$$S = S_{сн} + S_л + S_{сн,\,в}. \tag{7.8}$$

Средний запас воды в снеге на площади водосбора определяется как среднее взвешенное значение с учетом площадей, занятых полем, лесом, овражно-балочной сетью:

$$\overline{S} = \frac{1}{A}\left(\overline{S}_{\text{поле}} a_{\text{поле}} + \overline{S}_{\text{лес}} a_{\text{лес}} + \overline{S}_{\text{овр}} a_{\text{овр}}\right), \qquad (7.9)$$

где $\overline{S}_{\text{поле}}$, $\overline{S}_{\text{лес}}$ и $\overline{S}_{\text{овр}}$ — средние значения снегозапасов, вычисленные по ряду маршрутов соответственно для поля, леса и в овражно-балочной сети; $a_{\text{поле}}$, $a_{\text{лес}}$ и $a_{\text{овр}}$ — площади водосбора, занятые указанными ландшафтами; A — площадь водосбора, занятая перечисленными видами ландшафта, равная $A = a_{\text{поле}} + a_{\text{лес}} + a_{\text{овр}}$.

Анализ первичных материалов по снегосъемкам заключается в тщательной проверке результатов измерений по книжке КМ-5, в которой просматриваются записи высоты и плотности снежного покрова, данные о ледяной корке и воды под снегом.

При просмотре результатов измерений высот снежного покрова по цилиндру весового снегомера в период до установления устойчивого снежного покрова, а в районах с неустойчивым снежным покровом — в течение всей зимы могут встретиться случаи, когда плотность определялась в точках при высоте снега менее 5 см. Такие точки следует исключать при подсчете средней плотности по маршруту.

При неравномерном залегании снежного покрова возможно исключение до 50 % всего числа измерений, а при равномерном залегании допустимы исключения до 70 %. Проверяется, полностью ли вырезается столб снега цилиндром плотномера. Если наблюдатель вырезает только верхнюю часть столба снега, то отсчеты по цилиндру систематически будут меньше, чем отсчеты по рейке.

При анализе высоты снежного покрова учитывается, что распределение снежного покрова на полевом маршруте в основном определяется влиянием рельефа и подстилающей поверхности, а в лесу — составом пород и полнотой древостоя. Высота снежного покрова зависит также от экспозиции склонов, на которых расположены снегомерные маршруты. На северных склонах снега больше, чем на южных, так как в периоды с оттепелями и весной таяние на последних происходит более интенсивно.

При просмотре записей плотности снега надо иметь в виду следующее: для районов с устойчивым залеганием снежного покрова обычно наблюдается увеличение плотности от осени к весне, так как снежный покров в течение зимы уплотняется под влиянием собственного веса, метелей, оттепелей. Уменьшение плотности обычно связано с выпадением снега. Плотность свежевыпавшего снега зависит от температуры воздуха и скорости ветра при снегопаде: чем ниже температура и слабее ветер, тем меньше плотность снега. Во второй половине зимы возможны случаи занижения плотности из-за сложной структуры снега (наличие внутренних прослоек льда и смерзшегося снега).

Критический просмотр значений запаса воды производится путем сравнения с аналогичными данными по соседним станциям как абсолютных значений, так и их изменений от съемки к съемке.

7.3. Увязка рядов наблюдений с различными методами производства снегосъемок

В связи с различиями в методиках снегомерных съемок до и после зимнего сезона 1965-66 г. возникла необходимость в увязке рядов наблюдений. Наиболее остро этот вопрос встал при составлении гидрологических прогнозов, поскольку все зависимости стока от обусловливающих факторов были построены по данным снегозапасов, измеренных до 1965 г. Данные параллельных измерений снежного покрова (по обоим методам), проведенных в течение двух-трех зим, позволили ГГИ увязать ряды наблюдений за запасами воды в снежном покрове [41]. В результате выполненных исследований были получены следующие выводы:

1. Для территорий Северо-Западного УГКС (районы, расположенные к югу от Финского залива), Северного, Латвийского, Верхне-Волжского УГКС можно считать, что ряды наблюдений за снегозапасами однородны за весь имеющийся период проведения снегосъемок и не требуют внесения каких-либо поправок.

2. На территориях бывшего УГМС Центральных областей, а также Белорусского Украинского УГКС и УГКС Центрально-Черноземных областей для получения однородных рядов наблюдений в результате снегосъемок, проведенных до зимы 1965-66 г., следует вводить поправки в соответствии с данными табл. 25. Наиболее правомерно вводить эти поправки лишь в средние для площади речных водосборов значения снегозапасов, полученных по нескольким станциям и постам (раздельно для поля и для леса).

Таблица 25

Значения поправок (%), на которые следует увеличивать запасы воды в снежном покрове, измеренные до зимы 1965-66 г.

УГКС	Поле	Лес
Северное	2	2
Северо-Западное	1	3
Латвийское	0	0
Верхне-Волжское	4	5
Центральных областей (бывшее)	7	0
Белорусское	12	10
Центрально-Черноземных областей	13	10
Украинское	5	8

7.4. Существующая сеть и точность определения характеристик снежного покрова при снегосъемках

Для использования результатов снегомерных съемок в гидрологических прогнозах и расчетах и для решения ряда других практических задач необходимо знать погрешность средних значений запасов воды в снеге как на отдельных снегомерных маршрутах, так и в среднем по площади речных водосборов при различной густоте сети пунктов наблюдений. Знание этих погрешностей необходимо также для уточнения оптимальной густоты сети снегомерных маршрутов в разных физико-географических районах нашей страны.

Существующая в СССР густота сети пунктов снегомерных съемок (табл. 26) позволяет определять максимальные запасы

Таблица 26

Средняя плотность сети снегомерных пунктов по управлениям Госкомгидромета

УГКС, НИИ	Площадь, км²	Число станций	Число постов	Общее число станций и постов	Плотность, один пункт/км²
Мурманское	144 900	42	39	81	1/1 800
Северное	1 148 700	136	141	277	1/4 150
Северо-Западное	196 500	—	—	197	1/1 000
Эстонское	45 100	21	67	88	1/513
Латвийское	63 700	31	100	131	1/500
Литовское	65 200	27	85	112	1/6 000
Верхне-Волжское	389 500	95	213	308	1/1 260
ЦЧО	227 300	—	—	224	1/1 000
Белорусское	207 600			218	1/950
Украинское	601 000	207	472	679	1/900
Северо-Кавказское	538 900	130	169	299	1/1 800
Уральское	657 900	159	223	382	1/1 700
Приволжское	426 300	112	237	349	1/1 200
Омское	1 574 900	84	179	263	1/6 000
Казахское	2 756 000	316	344	660	1/2 400
Западно-Сибирское	852 300	137	310	447	1/1 900
Красноярское	2 572 000	129	192	321	1/8 000
Иркутское	767 900	87	104	191	1/4 000
Якутское	3 103 200	109	58	167	1/19 000
Забайкальское	782 800	139	157	296	1/2 650
Дальневосточное	1 188 300	134	139	273	1/4 400
ДВНИИ (бывшее Приморское УГМС)	165 900	50	48	98	1/1 700
Колымское	1 199 100	66	50	116	1/10 000
Камчатское	472 300	43	23	66	1/7 100
Сахалинское	87 100	38	29	67	1/1 300

воды в снеге со средней квадратической ошибкой около 15 % при колебаниях ее от 7 до 22 %. Выполненный анализ [42] показал, что наибольший вклад в значение указанной погрешности вносят

погрешности исходной информации с отдельных снегомерных маршрутов, поскольку ошибки осреднения и интерполяции по площади невелики. Это в основном обусловлено климатическим характером распределения снежного покрова и тем, что снегопады, как правило, носят обложной характер, поэтому сгущение сети пунктов проводить нецелесообразно. Необходимо искать пути для уменьшения погрешностей исходных данных и в первую очередь при определении плотности снежного покрова, особенно при наличии ледяных прослоек внутри снежного покрова, а также слоя снега, насыщенного водой во время оттепелей и весеннего снеготаяния.

Оценка погрешностей обеих методик снегосъемок (существовавшей до 1966 г. и современной) показала, что в районах с наиболее неравномерным залеганием снежного покрова (например, Центрально-Черноземные области) новая методика снегосъемок позволила уменьшить в 1,5—2 раза случайные погрешности определения снегозапасов. В лесных районах обе методики позволяют определять снегозапасы с примерно одинаковыми погрешностями.

7.5. Дистанционные методы изучения снежного покрова

В практике научно-исследовательских работ и отчасти в оперативных целях обслуживания народного хозяйства используют информацию о снежном покрове, получаемую путем проведения:

а) аэрофотосъемок;

б) аэровизуальных съемок;

в) самолетных гамма-съемок;

г) дешифрирования космических снимков, передаваемых со спутников.

Аэрофотосъемки снежного покрова предназначены в основном для оценки степени покрытия территории снежным покровом, характера залегания и отчасти для оценки высоты снежного покрова. Наиболее часто в УГКС аэровизуальные наблюдения [193] (аэроразведки) проводятся для получения данных, характеризующих формирование снежного покрова, его распространение, динамику схода. Материалы оперативных разведок необходимы главным образом для уточнения гидрологических и агрометеорологических прогнозов.

В 1965—1968 гг. в СССР начал внедряться новый метод снегосъемок, основанный на эффекте ослабления снежным покровом гамма-излучения естественных радиоактивных элементов почв и горных пород. Реализация этого принципа осуществлена как с помощью самолетной съемки [92, 230], так и с помощью походного радиоэлектронного снегомера М-100 [91, 200].

В настоящее время метод авиационой гамма-съемки широко используется в районах с устойчивым залеганием снежного покрова. Результаты снегосъемок начали использоваться в оперативной службе гидрологических прогнозов, поэтому ниже кратко излагается принцип и методика этих снегосъемок.

Основными источниками гамма-излучения почвы являются радиоактивные элементы семейств урана-238, тория-232 и изотоп калий-40. Естественные радиоактивные элементы в почвах и горных породах присутствуют повсеместно. Пространственная изменчивость концентраций указанных элементов определяется генетическим типом почв, их механическим составом, климатическими условиями и колебаниями влажности почвы. Наибольший концентрацией отличаются сероземы, серо-бурые и каштановые почвы степной зоны, наименьшей — подзолистые и болотные, характерные для лесной зоны. Черноземные, серые лесные и дерново-подзолистые почвы лесостепной зоны и южной половины лесной обладают средним уровнем концентрации радиоактивных элементов.

Степень концентрации радиоактивных элементов в почвах предопределяет объективную оценку пригодности той или иной территории для гамма-съемки запасов воды в снежном покрове.

Снежный покров вызывает деформацию гамма-поля в приземном слое атмосферы. Степень деформации определяется запасами воды в снежном покрове $S_{сн}$, т. е. распределение гамма-квантов по энергии и углам является функцией $S_{сн}$. Поскольку поглощение и рассеяние гамма-квантов практически не зависит от агрегатного состояния вещества, то $S_{сн}$ представляет собой полный запас воды в виде снега, ледяной корки или талых вод.

Способы определения снегозапасов путем самолетных гамма-съемок условно подразделяются на две группы: на прямые методы и методы приращений [230]. В прямых методах снегозапасы определяются непосредственно при производстве измерений параметров гамма-поля. В способах приращений определяется лишь изменение снегозапасов за время между двумя измерениями. В практике производства авиационных гамма-съемок снежного покрова способ приращений является основным, поэтому излагаемый ниже материал относится исключительно к этому методу.

Интенсивность гамма-излучения в приземном слое атмосферы I на высоте Z над поверхностью почвы однозначно зависит от влажности почвогрунта M_s и запаса воды на поверхности почвы $\Delta S_{сн}$. Эта зависимость описывается выражением

$$I = \frac{I_0}{1 + kM_s} \exp\left[-\alpha\left(\Delta S_{сн} + \frac{Z}{k_1}\right)\right], \qquad (7.10)$$

где $I = I_0$ при $M_s = 0$, $Z = 0$ и $\Delta S_{сн} = 0$, т. е. I — это величина, определяемая концентрацией радиоактивных элементов в абсолютно сухой почве; $\Delta S_{сн}$ выражается в г/см^2; k_1 и k — коэффициенты, отражающие различие поглощающих свойств почвы, воды и воздуха; $\alpha = 0{,}0062$ — коэффициент, зависящий от спектрально-угловых характеристик гамма-излучения.

Для авиационных съемок на высоте 20—100 м коэффициент $k_1 = k = 1{,}11$ [92].

Выражение (7.10) справедливо при условии равномерного и однородного распределения увлажнения верхних (30—40 см) горизонтов почвы и концентраций в ней радиоактивных элементов.

Основной метод авиационной гамма-съемки снежного покрова базируется на двухкратном измерении гамма-излучения: при отсутствии снежного покрова I_1 (при $\Delta S_{сн} = 0$ и M_{s_1}) и при наличии снежного покрова I_2 ($\Delta S_{сн}$ и M_{s_2}).

При условии $M_{s_1} \approx M_{s_2}$ соотношение I_1/I_2 позволяет рассчитать запасы воды в снежном покрове $S_{сн}$.

Гамма-съемка снежного покрова проводится на равнинной территории с самолетов, в горных условиях — с вертолетов.

Гамма-излучение регистрируется двумя сцинтилляционными детекторами с кристаллами иодистого натрия размером каждый 150×100 мм и с фотоэлектронными умножителями ФЭЦ-49 [92]. Оба детектора имеют различные характеристики чувствительности к полезному и мешающему излучениям, что достигается различными диаграммами направленности, создаваемой стальными экранами. Регистрация и анализ импульсов производится декатронными счетчиками, феррит-транзисторными счетчиками с записью на перфоленте.

При гамма-съемке регистрируются следующие величины:

— средняя скорость счета гамма-квантов для всего маршрута и отдельных его составляющих (лес, поле, кустарник);

— средняя скорость счета за трехсекундные интервалы времени;

— средний по маршруту экспериментальный спектр гамма-квантов с целью контроля состава гамма-излучающих изотопов;

—высота полетов, записываемая на ленту по радиовысотомеру.

Одновременно фиксируются основные виды ландшафта и производится визуальная оценка высоты снежного покрова в соответствии с рекомендациями [136].

Высота полета в зависимости от рельефа, растительности, застройки местности может колебаться в пределах 25—100 м. В зависимости от высоты полета ширина съемочной полосы непрерывного измерения снегозапасов составляет 150—300 м (ширина обзора гамма-радиометра).

Современная сеть маршрутов самолетной гамма-съемки представлена отдельными кольцами, каждое из которых охватывает небольшие частные водосборы площадью 15—20 тыс. км^2. Съемка одного кольца, состоящего из 40—50 маршрутов протяженностью 15—30 км каждый, должна выполняться в течение одного лётного дня.

При анализе и оценке сети самолетных маршрутов особое внимание следует обратить на то, чтобы маршруты не проходили в непосредственной близости (ближе 500 м) вдоль опушек леса, оврагов, речных пойм, окраин болот, озер, дорог, а пересекали их под углом, близким к прямому [303]. Это обусловлено тем, что в этих местах имеет место большая пространственная изменчивость уровней гамма-поля и малейшее отклонение от линии полета может приводить к крупным ошибкам.

В работах [93, 303] приводятся сведения об источниках ошибок самолетных измерений влагозапасов в снеге. Суммарная по-

грешность определения запасов воды в снежном покрове на площади водосборов слагается из:

— инструментальной;

— методической, обусловленной погодными условиями или отступлениями от разработанного метода съемки;

— статистической погрешности определения средних значений на маршруте;

— статистической погрешности осреднения по площади водосбора.

Указанные погрешности могут быть случайными и систематическими.

К инструментальным случайным погрешностям самолетного гамма-метода относятся прежде всего аппаратурные погрешности, связанные с регистрацией излучения и нестабильностью работы аппаратуры. При расчете погрешностей определения снегозапасов учитываются погрешности измерения скорости счета на маршруте без снега и со снегом, а также погрешности измерений мешающих излучений. Для измерения общей скорости счета импульсов от сцинтилляционного детектора больших размеров на маршрутах длиной более 15 км эти погрешности малы, а при измерении скоростей счета импульсов на коротких отрезках могут быть значительны.

Чувствительность используемой аппаратуры имеет весьма важное значение в оценках погрешностей, так как одна и та же интенсивность излучения различными детекторами (даже при одинаковых размерах кристаллов) учитывается неодинаково. Следует отметить, что эти погрешности могут быть систематическими и в пересчете на воду достигать 8—15 мм.

Вариации космического излучения и вариации радиоактивности воздуха можно отнести к методическим погрешностям. В настоящее время при авиационной гамма-съемке мешающие излучения контролируются над водными акваториями один—три раза в день полета на рабочей высоте, либо на высоте около 1000 м над дневной поверхностью [133]. Наибольшие погрешности могут возникать из-за неконтролируемых изменений радиоактивности воздуха. Радон поступает в атмосферу из почв и горных пород и за время своего существования (более 3 сут) может переноситься на многие сотни километров. Это может обусловить погрешность в определении снегозапасов до 4—5 мм. Наиболее сильно влияние радиоактивности воздуха проявляется в горных долинах, где резко возрастает уровень гамма-поля в холодные дни с температурной инверсией.

Увеличение радиоактивности воздуха происходит также в период выпадения осадков, особенно сильных снегопадов, поэтому гамма-съемки должны проводиться лишь спустя некоторое время (через 3—4 ч) после прекращения осадков.

К методическим погрешностям авиационной гамма-съемки относятся также погрешности за счет штурманской привязки к марш-

рутам съемки. Наибольшие значения этого рода погрешностей (до 10 мм) могут иметь место в районах с большой неоднородностью механического состава и радиоактивности почв, хотя в среднем погрешности за счет штурманской привязки составляют 3—4 мм.

Проведенные исследования [303] показывают, что наибольшее затруднение в оценках запасов воды на поверхности водосборов по данным основного способа гамма-съемки, т. е. способа приращений, вызывают изменения в увлажнении верхнего (30—40 см) горизонта почвы за период между сроками съемок начального уровня гамма-поля (без снежного покрова) и снегосъемок.

При равномерном распределении радиоактивных элементов относительное приращение интенсивности гамма-излучения ΔI из-за приращения влагозапасов ΔM_h почвы на глубине h приблизительно равно [225]

$$\frac{\Delta T}{I} = \alpha \Delta M_h \exp\left(-\frac{\alpha h}{1{,}11} - \alpha \int_0^h M\, dh\right), \qquad (7.11)$$

где α — коэффициент ослабления скорости счета импульсов.

Согласно оценке М. В. Никифорова, по этой зависимости погрешности, обусловленные недоучетом изменений влажности почвы, не превышают 3—4 мм. Как показали работы ГГИ [39, 43, 303], эти погрешности, как правило, являются систематическими, а не случайными. При этом оказалось, что изменения влажности 30-сантиметрового слоя почвы M_s (в %) на 1 % эквивалентны 2—2,5 мм в значениях расхождений между результатами самолетных и наземных съемок в районах с наличием зимних оттепелей. Оценки, выполненные Ш. Д. Фридманом и А. В. Дмитриевым [93], также указывают на возможность очень больших погрешностей (30 мм и более), в определении снегозапасов вследствие неучета изменений влажности почв.

Большие систематические погрешности могут иметь место при съемках на маршрутах, пересекающих болота и проложенных вдоль речных пойм, лесополос, опушек леса, окраин больших сел, дорог.

Что касается относительных погрешностей определения снегозапасов по данным авиационных гамма-съемок на площади 15—20 тыс. км², то при существующей сети самолетных маршрутов они невелики — 6—8 %.

В районах с неустойчивым снежным покровом, где происходят значительные изменения влажности верхних горизонтов почвы в позднеосенний и зимний периоды, метод гамма-съемки не позволяет пока получать запасы воды (снег, ледяная корка, талые воды) на поверхности водосборов. Погрешности в этих случаях могут достигать 30—60 мм.

В периоды снегонакопления и установления максимальных снегозапасов результаты каждой авиационной съемки передаются в Гидрометцентр СССР, региональные НИИ и УГКС. При этом обобщаются и передаются таблицы, содержащие сведения:

— о среднем значении запасов воды в снеге по каждому маршруту (с указанием водосбора);

— о средних значениях снегозапасов по отдельным видам ландшафтов на маршрутах;

— об условиях залегания снежного покрова (с указанием отдельных ландшафтов и их протяженности).

Кроме того могут быть переданы карты распределения снегозапасов с указанием их значений у каждого маршрута.

В целях использования результатов гамма-съемки в оперативной службе гидрологических прогнозов они должны передаваться телеграфом в дни съемок. Такие съемки производятся по выборочной сети оптимального числа маршрутов. Порядок передачи информации должен быть согласован с каждым УГКС, использующим результаты гамма-съемки.

8. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ СУШИ

8.1. Общие положения и история исследований

В процессе круговорота воды в природе испарение с суши наряду с осадками является одним из основных факторов формирования ресурсов пресных вод на континентах. Именно испарение — единственный общий элемент в уравнениях водного и теплового балансов. Большое разнообразие ландшафтов на континентах, своеобразие процесса испарения с них обусловили различие методологических подходов к его изучению.

Обычно различают испарение непосредственно с поверхности почвы (физическое испарение), испарение с растительного покрова (транспирация) и суммарное испарение, включающее в себя как транспирацию, так и физическое испарение. Различают также испаряемость — испарение с оптимально увлажненного участка суши при условии мгновенной компенсации влаги в почве по мере расходования ее на испарение. Кроме того, в зависимости от поставленной задачи в гидрологии выделяют фоновое испарение (среднее взвешенное по территории) и испарение с конкретных поверхностей — сельскохозяйственных угодий, леса, болот, естественного разнотравья, снега и т. п.

Первые попытки определения испарения с суши относятся к XVII в. Основные физические принципы описания этого процесса были заложены лишь на рубеже XIX—XX вв. Работы, посвященные этому вопросу, можно разделить на семь групп.

В первой группе работ испарение с суши связывается с режимом увлажнения почвы. Заметным шагом в этом направлении было открытие П. С. Коссовичем трех стадий испарения [140]. Он показал, что при высоком увлажнении почвы испарение мало зависит от ее влажности. По мере иссушения почвы скорость испарения начинает резко уменьшаться и далее опять становится мало изменчивой величиной. В более поздних исследованиях С. И. Долгова, А. Ф. Лебедева, С. К. Рыжова, В. З. Богомолова, Ф. Е. Колясева, Б. Е. Дерягина, А. И. Урсулова, А. А. Роде и других были получены зависимости испарения с почвы от испарения с неограниченно увлажненной поверхности и влажности почвы. В настоящее время эти кривые используются в различных схемах расчета испарения. В частности, на их основе построены методика В. Г. Андреянова, комплексный и тепловоднобалансо-

вый методы, некоторые модификации схемы Пенмана [10, 30, 263, 273].

Во второй группе методов испарение рассматривается как остаточный член уравнения водного баланса участка суши, например, речного бассейна. Обзор этого направления исследований, получившего в работах М. А. Великанова название метода водного баланса, дан в пп. 1, 14 и 15.

К третьей группе исследований следует отнести работы, основанные на изучении связи испарения с испаряемостью, осадками и другими элементами водного баланса. В этих работах рассматривается, как правило, фоновое испарение с территории водосборов. К наиболее ранним основным работам этого направления следует отнести исследования Шрайбера и Ольдекопа. Ими на основании анализа данных о водных балансах водосборов были получены уравнения, связывающие испарение с осадками и испаряемостью. В дальнейшем эти исследования получили развитие в работах Л. Тюрка [295], Н. А. Багрова [17], В. С. Мезенцева [186].

В четвертой группе испарение с суши рассматривается как процесс переноса водяного пара от испаряющей поверхности в атмосферу. Это направление исследований было начало работой Джефриса [194], который в соответствии с выводами Тейлора использовал для описания испарения уравнение турбулентной диффузии. В последующем различные варианты решения уравнений турбулентной диффузии были даны О. Сеттоном, М. И. Будыко, А. М. Обуховым, А. С. Мониным и др. [28, 53, 140, 165, 170, 195, 232]. Весьма интересным в исследованиях этого направления является подход, основанный на совместном рассмотрении уравнений турбулентной диффузии и теплового баланса. Этот подход позволил разработать теоретически наиболее строгий метод определения испарения — метод теплового баланса.

К этому направлению исследований можно отнести также работы А. А. Скворцова [251], разработавшего оригинальную теорию ярусного обмена в атмосфере и предложившего на ее основе метод измерения испарения с суши в условиях развитого конвективного обмена.

К пятой группе относятся исследования по транспирации растений. Еще в XIX в. считалось, что расход влаги на транспирацию пропорционален приросту биологической массы растений, поэтому большинство работ было посвящено определению так называемых транспирационных коэффициентов. Однако в 90-х годах XIX в. К. А. Тимирязевым было показано, что транспирация растений в обычных условиях значительно превышает действительную потребность растений в воде и является скорее «физическим злом, чем необходимым физиологическим отправлением растений». На основании ряда опытов Ливингстон пришел к выводу, что механизм транспирации связан с режимом работы устиц и состояния водонасыщения листьев. А. М. Алпатьев [5] убедительно показал, что даже в условиях оптимального увлажнения почв постоянство коэф-

фициентов водопотребления (или транспирации) возможно только в условиях стабильного климата, плодородия почв, сорта культур и т. п. Урожай культур определяется прежде всего условиями питания растений, а транспирация — климатическими условиями, возрастными и сортовыми особенностями культур, степенью увлажнения и аэрации почв. Им было введено понятие «биологической кривой водопотребления» (или биологического коэффициента), характеризующей связь транспирации или суммарного испарения с метеорологическими условиями. Этот подход в настоящее время широко применяется при разработке биоклиматического метода, в работах А. Р. Константинова [135] и др.

Шестая группа методов получила свое развитие на основании использования данных сети аэрологических пунктов наблюдений. В ней испарение определяется как остаточный член уравнения водного баланса атмосферы по разности между выпадающими на территорию осадками, атмосферным стоком влаги (приход минус отток водяного пара) и изменением влагосодержания в массе воздуха над рассматриваемой территорией.

Седьмая группа методов основана на установлении эмпирических связей между испарением и гидрометеорологическими элементами. К ней относятся работы Майера, установившего связь между месячными значениями испарения и температурой воздуха, П. С. Кузина, С. В. Полякова. Из других работ можно выделить работы Рыкачева, Блейни-Кридла, Торнтвейта.

В соответствии с рассмотренными семью группами направлений исследований испарения с суши развивались и экспериментальные методы его определения.

Впервые испарение с суши экспериментально было определено методом водного баланса изолированного объема почвы — методом испарителей-лизиметров. Одной из ранних его конструкций является испаритель Рыкачева, представляющий собой металлический ящик, плотно входящий в футляр, устанавливаемый в грунт. В ящик вставлялся монолит почвы с дерном. Скорость испарения определялась по изменению массы монолита. Недостатком испарителей Рыкачева являлось сплошное дно, а также отсутствие поддона и водосборного сосуда, что при избытке осадков приводило к скоплению влаги в почвенном монолите и искажению результатов. В. П. Попов усовершенствовал этот испаритель путем замены сплошного дна сетчатым. В дальнейшем работами В. А. Урываева, В. Ф. Пушкарева, Л. Р. Струзера в СССР были разработаны конструкции весовых почвенных испарителей ГГИ-500, на базе которых создана обширная сеть почвенно-испарительных станций, насчитывающая более 160 пунктов наблюдений, и гидравлических испарителей малой модели, позволяющих регистрировать суточные значения испарения.

В 1950 г. во ВНИГЛ был создан и установлен для измерения испарения с суши большой гидравлический испаритель с почвенным монолитом площадью испаряющей поверхности 5 м^2 и глубиной 2,5 м. Погрешность регистрации изменения веса составляет

0,01 мм. Конструкция его предусматривает измерение не только испарения, но и поверхностного стока, инфильтрации, влажности почвы, уровня верховодки и т. п.

Лизиметры, в отличие от испарителей, снабжены специальными устройствами для поддержания в них определенного режима уровней грунтовых вод. Наиболее ранние конструкции их представляли собой бак, заполняемый почвой. Внутрь бака помещалась труба, через которую производился долив воды и измерение ее уровня. В дальнейшем для обеспечения автоматического поддержания уровня воды в лизиметрах стали применять различные устройства типа сосудов Мариотта, карбюраторов и т. п.

Современное развитие конструкций испарителей и лизиметров идет по пути увеличения площади испаряющей поверхности, повышения точности определения измерения массы монолита, применения дистанционных методов взвешивания и создания систем автоматического регулирования положения грунтовых вод в соответствии с режимом их на окружающей территории.

С появлением пунктов наблюдений за осадками и стоком стало возможным применение для расчетов испарения с суши уравнений водного баланса речных бассейнов (см. пп. 1, 14 и 15).

В результате развития теории турбулентной диффузии широкое применение получили градиентные методы экспериментального определения испарения с суши. В СССР создана специальная сеть теплобалансовых станций, насчитывающая более 80 пунктов, где ведутся регулярные наблюдения за испарением и другими составляющими теплового баланса. Данные этой сети наряду с почвенно-испарительной сетью служат основным фондовым материалом для оценки режима испарения по территории и разработки новых методов его расчета.

На зависимости транспирации растений от их биологической массы основан метод срезки растений, или быстрого взвешивания. Согласно этому методу вначале определяется расход воды на транспирацию по изменению массы срезанного растения или его части. Далее рассматривается расход воды на единицу биомассы. Этот метод нашел широкое распространение среди физиологов. Однако, как показано в работе Р. Слейчера [274], скорость транспирации после срезки растений существенно меняется, а надежность его становится сомнительной, поэтому в гидрологической практике этот метод практически не используется.

В заключение следует отметить, что до сих пор прямых методов измерения испарения не существует.

Выполненный в ГГИ П. П. Кузьминым и другими анализ существующих методов определения испарения с суши позволил отобрать из огромного разнообразия различных схем наиболее обоснованные, изложение которых дано в Рекомендациях [251]. Эта работа, на наш взгляд, наиболее полно и объективно освещает современное состояние отечественных методов определения испарения с суши.

8.2. Методы экспериментального определения испарения с суши

Под методами экспериментального определения (или измерения) испарения будем понимать методы, основанные на постановке специальных полевых исследований на изучаемом участке территории. К ним отнесены методы водного баланса территории, водного баланса изолированного монолита, турбулентной диффузии, теплового баланса, а также водного баланса атмосферы.

8.2.1. Метод водного баланса участка суши

Расчет среднего многолетнего годового испарения с поверхности речных водосборов методом водного баланса производился с конца прошлого века (см. пп. 1, 2, 14 и 15). По мере повышения гидрометеорологической изученности возрастала надежность карт норм годовых сумм осадков и стока, которые строились на основе все увеличивающегося числа пунктов наблюдений. Качественный скачок в повышении надежности этого метода произошел в конце 1960-х годов в связи с разработкой в СССР методики корректировки осадков, измеренных осадкомером Третьякова, и методики приведения к показаниям этого прибора данных предшествующих длительных измерений с помощью дождемера с защитой Нифера. Как отмечается в пп. 14 и 15, были построены карты норм годовых сумм исправленных осадков и суммарного испарения сначала для территории СССР, а затем и для всего земного шара.

Современная карта среднего годового суммарного испарения территории СССР приведена на рис. 5 (см. вклейку). Для речных бассейнов, расположенных между смежными изолиниями, значение испарения может быть получено с этой карты непосредственно для геометрического центра водосбора (по интерполяции между изолиниями). Для бассейнов рек, пересекаемых одной или несколькими изолиниями, испарение может быть рассчитано как среднее взвешенное значение с учетом долей частных водосборных площадей (между смежными изолиниями), определяемых планиметрированием или палеткой. Для центра частной водосборной площади испарение определяется также интерполяцией.

Погрешность снимаемых с карты значений испарения для большей части равнинной территории СССР составляет 15 %. Для Крайнего Севера погрешность возрастает до 20 %, а для некоторых слабо изученных в гидрометеорологическом отношении частей этих районов она может достигать 40 % и более.

Карты изолиний среднего годового испарения строятся по данным об испарении, определенном по разности годовых норм осадков и стока для замкнутых бассейнов (отсутствие подземного водообмена со смежными бассейнами и глубокими водоносными горизонтами) рек с зональным режимом. Данные об осадках и стоке речных бассейнов с азональными значениями стока (ввиду сильного распространения карста, песков и т. д., наличия выходов

артезианских вод и др.) не могут быть использованы для оценки испарения методом водного баланса и для построения карт норм годового испарения.

В принципе, суммарное испарение может быть определено за любой интервал времени (на практике — не менее декады) в целом для речных бассейнов и отдельных их участков (сельскохозяйственные поля, отдельные склоны и т. п.) как остаточный член детального уравнения водного баланса при наличии специальных экспериментальных данных о всех других его элементах. Однако в большинстве случаев оказывается, что такие элементы уравнения водного баланса, как изменение влагозапасов на поверхности, в зонах аэрации и насыщения, вертикальный влагообмен между зоной аэрации и грунтовыми водами и между грунтовыми водами и нижележащими слоями, а также горизонтальный (боковой) поверхностный и подземный водообмен со смежными территориями и т. п. измерить с необходимой точностью значительно труднее, чем само испарение. Поэтому на практике для определения испарения целесообразно применять метод водного баланса лишь для таких участков и интервалов времени, когда в силу естественных причин эти трудно измеряемые элементы малы и ими можно пренебречь. При этом расчет испарения осуществляется на основании использования упрощенного уравнения водного баланса. Некоторые такие случаи рассматриваются, например, в п. 8.5.2 и ниже.

Оценка испарения с сельскохозяйственных полей и угодий для вегетационного периода (по отдельным месяцам или данным) осуществляется по уравнениям:

$$E = P + (M_{\text{нач}} - M_{\text{кон}}) - Q_{\text{скл. пов}} \tag{8.1}$$

при глубоком залегании грунтовых вод
или

$$E = P + (M_{\text{нач}} - M_{\text{кон}}) - Q + \mu (h_{\text{нач}} - h_{\text{кон}}) \tag{8.2}$$

при близком к поверхности залегании грунтовых вод. Здесь E — суммарное испарение; P — осадки; $M_{\text{нач}}$ и $M_{\text{кон}}$ — запасы влаги в почвогрунтах зоны аэрации в начале и конце расчетного интервала времени; $Q_{\text{скл. пов}}$ — склоновый сток; Q — сток; μ — коэффициент водоотдачи или недостатка насыщения; $h_{\text{нач}}$ и $h_{\text{кон}}$ — глубина залегания уровня грунтовых вод в начале и конце расчетного интервала времени.

Уравнение (8.1) может использоваться только при глубоком (не менее 5 м) залегании грунтовых вод, когда элементами вертикального влагообмена между зонами аэрации и грунтовыми водами можно пренебречь. Для определения склонового стока на рассматриваемом участке оборудуется стоковая площадка.

В случае когда выпадающие осадки не образуют поверхностного (склонового) стока, уравнение (8.1) упрощается и может быть записано в виде

$$E = P + (M_{\text{нач}} - M_{\text{кон}}). \tag{8.3}$$

(В уравнениях (8.1)—(8.3) все элементы водного баланса удобнее всего выражать в миллиметрах.)

Глубина слоя почвогрунта, в котором измеряются влагозапасы, обычно составляет 1—1,5 м в лесостепной и степной и 3 м в полупустынной и пустынной зонах.

Уравнение (8.2) применяется для случаев близкого залегания водоупора, когда на изучаемом участке можно построить воднобалансовую площадку [199], позволяющую измерять склоновый и грунтовый сток, а также изучать режим уровней грунтовых вод. Перед наблюдениями на воднобалансовой площадке определяется коэффициент водоотдачи почвогрунтов. Наблюдения за динамикой влаги в зоне аэрации производятся в этом случае до уровня грунтовых вод.

В качестве расчетного интервала времени при определении испарения по уравнениям (8.1)—(8.3) обычно принимается месяц, хотя иногда расчеты выполняются и по декадам. При достаточно точном определении исправленных осадков в условиях однородных почв и равномерного выпадения осадков погрешность определения влажности почвы, равная 15—20 %, обеспечивается при четырехкратной повторности отбора проб почвогрунтов.

8.2.2. Метод водного баланса изолированного почвенного монолита

В настоящее время этот метод является наиболее простым и доступным способом экспериментального определения испарения с почвы и растительного покрова (за исключением леса). Он включает в себя методы почвенных испарителей и лизиметров.

Метод почвенных испарителей состоит в том, что испарение E с почвы между сроками наблюдений определяется как остаточный член уравнения водного баланса почвенного монолита, помещенного в испаритель, с учетом выпавших P и просочившихся I через монолит осадков по формуле

$$E = P + (M_{\text{нач}} - M_{\text{кон}}) - \frac{10}{A} I, \qquad (8.4)$$

где A — площадь испаряющей поверхности испарителя, см^2; $M_{\text{нач}}$ и $M_{\text{кон}}$ — влагосодержание монолита на начало и конец расчетного интервала времени; величины E, $M_{\text{нач}}$, $M_{\text{кон}}$, P выражаются в мм слоя воды, а объем просочившейся воды I в см^3.

Метод лизиметров отличается от метода почвенных испарителей тем, что в нем источником поступления влаги в монолит являются не только атмосферные осадки, но и подток влаги от поверхности грунтовых вод. Глубина залегания уровня грунтовых вод в монолите лизиметра искусственно создается и поддерживается постоянной или меняющейся в заданном режиме с помощью специальных водорегулирующих устройств. Различают лизиметры с постоянным в течение всего времени наблюдений и переменным уровнем грунтовых вод в их монолитах. Расчет испарения при применении лизиметрического метода осуществляется по формуле (4.14).

На почвенно-испарительной сети станций Госкомгидромета применяются стандартные почвенные испарители ГГИ-500-50 (ГР-25) с площадью испаряющей поверхности 500 см² и высотой почвенного монолита 50 см или ГГИ-500-100 (ГР-26) с высотой монолита 100 см². Эти приборы взвешиваются на платформенных весах.

На сети станций используются гидравлические почвенные испарители малой модели ГПИ (ГР-17) с площадью испаряющей поверхности 2000 см² и высотой монолита 150 см, а при близком залегании уровней грунтовых вод — взвешиваемые лизиметры ГР-80 с площадью испаряющей поверхности 2000 см² и с постоянным уровнем грунтовых вод. Последние выпускаются в различных модификациях для уровней 0,5; 1,0; 1,5; 2,0 и 2,5 м от поверхности монолита.

Кроме этих основных приборов в практике экспериментальных исследований применяются и нестандартные испарители — лизиметры. К ним относятся большой гидравлический испаритель (БГИ); почвенные испарители площадью 0,1; 0,2; 0,3 и 1,0 м² и глубиной грунтовых вод от 0,3 до 2,0 м; невзвешиваемые лизиметры системы ВСЕГИНГЕО площадью 1,0 м², а также насыпные невзвешиваемые лизиметры с большой площадью испаряющей поверхности (до 25 м²) различной глубины. Известен вариант модернизации ГПИ (ГР-17) путем установки в нем подпитывающего устройства от лизиметров ГР-80.

Для определения суммарного испарения и транспирации леса на Валдае применяются испарители, установленные на тележках с монолитом почвогрунта площадью 3 м² и высотой 1,5 м. Испарители взвешиваются на специальных гидравлических весах, доставка их к весам осуществляется по рельсовому пути.

Основными причинами некоторого несоответствия показаний испарителей и лизиметров испарению с окружающей территории являются:

1) неучет поверхностного стока;

2) различие значений прихода радиационного тепла и осадков на единицу поверхности испарителя и окружающего прибор поля за счет неодинаковых густоты стояния и развития растений в монолите прибора и на окружающей территории, а также за счет нарушения агрофона вокруг приборов;

3) дополнительный приток (или отток) тепла в почвенный монолит за счет передачи тепла по стенкам корпуса испарителя и теплообмена с окружающим монолит грунтом, приводящий к искажению температурного режима почвогрунта в приборе. В частности, в засушливой зоне СССР в дневные часы перегрев поверхности почвы в испарителе может достигать 10 °С;

4) ограниченность размеров монолита по вертикали, приводящая в условиях иссушения почв к пересушке монолита, а при обильных осадках к его переувлажнению.

Влияние отдельных причин на показания приборов исследовано до сих пор недостаточно полно. Согласно оценкам различных ав-

торов, в среднем испарители ГГИ-500-50 на разнотравье занижают испарение на 5—7 % в подзоне хвойных лесов, на 10 % — в подзоне лиственных лесов и зоне лесостепей, на 15—20 % — в степной зоне. Экстраполируя эти данные, можно ожидать, что в полупустынной и пустынной зонах занижение испарения составит 30 % и более. Случайная ошибка определения испарения этим методом составляет 16—23 %.

Результаты специальных исследований показали, что испарители ГГИ-500-50 и ГГИ-500-100 позволяют с достаточной точностью определять испарение с поверхностей, занятых травами и зерновыми. Использование их для измерения испарения с подсолнечника, хлопка, сахарной свеклы и капусты недопустимо.

На применении метода испарителей или лизиметров основан один из наиболее распространенных и точных способов определения транспирации с помощью двух испарителей. В одном из них произрастают растения, в другом они срезаны. Оба прибора устанавливаются рядом на поле. Разница в их показаниях соответствует транспирации.

8.2.3. Методы, основанные на определении потоков пара в атмосфере

Общие положения теории атмосферной турбулентности. В основу группы методов, основанных на определении потоков пара в атмосфере, положены следующие уравнения:

1) теплового баланса деятельной поверхности, согласно которому радиационный баланс $R_{бал}$ (поглощенная поверхностью солнечная радиация за вычетом длинноволнового эффективного излучения) расходуется на испарение (LE), турбулентный теплообмен с атмосферой H_a и на поток тепла в почву B:

$$R_{бал} = LE + H_a + B, \tag{8.5}$$

где L — скрытая теплота парообразования, кДж/кг; в единицах СИ элементы теплового и радиационного балансов выражаются в кДж/(м²·с); для месячных и годовых сумм — в МДж/м²;

2) турбулентного переноса тепла H_a и влаги E в атмосфере:

$$H_a = -\rho_{возд} C_{возд} K_T \frac{\partial T}{\partial z}; \tag{8.6}$$

$$E = -\rho_{возд} K_E \frac{\partial q}{\partial z}, \tag{8.7}$$

где соответственно $\rho_{возд}$, $C_{возд}$ — плотность (кг/м³) и удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении (кДж/кг·°С);* T, q — температура (°С) и удельная влажность воздуха (кг/кг); K_T, K_E —

* При нормальных атмосферных условиях, т. е. при давлении воздуха 1000 мбар и температуре 0 °С, $\rho_{возд} = 1276$ кг/м³, $C_{возд} = 1{,}005$ кДж/(кг·°С).

коэффициенты турбулентности для переноса тепла и влаги, м²/с; z — вертикальная координата, м.

Уравнения (8.6) и (8.7) справедливы, во-первых, при отсутствии вертикальных конвективных потоков воздуха, которые возникают в условиях значительного перегрева поверхности (сильно неустойчивая стратификация атмосферы); во-вторых, при условии отсутствия горизонтального тепло- и влагообмена (адвекции), т. е.

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial x} = 0, \tag{8.8}$$

где x — направление вдоль профиля ветра; в-третьих, отсутствия изменения температуры и влажности воздуха (режим квазистационарности), т. е.:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\partial q}{\partial \tau} \approx 0, \tag{8.9}$$

где τ — время; в-четвертых, при условии, что потоки тепла и влаги постоянны по высоте, т. е. в слое интегрирования уравнений (8.6) и (8.7) от z_1 до z_2

$$\frac{\partial H_a}{\partial z} = \frac{\partial E}{\partial z} = 0. \tag{8.10}$$

При отсутствии адвекции условие (8.10) равносильно тому, что изменение тепло- и влагосодержания в слое интегрирования равно нулю, а при совместном рассмотрении (8.8) и (8.9) — уже во всем слое от уровня деятельной поверхности до верхней границы слоя интегрирования.

Для определения коэффициентов турбулентности обычно используется уравнение вертикального переноса количества движения (или кинетической энергии потока, отнесенной к единице объема) τ_{xz}:

$$\tau_{xz} = -\rho_{\text{возд}} K_u \frac{\partial u}{\partial z}, \tag{8.11}$$

где K_u — коэффициент турбулентности для потока количества движения, u — скорость ветра, м/с.

Согласно полуэмпирической теории турбулентности, развитой Прандтлем — Карманом для равновесной стратификации атмосферы, должно выполняться равенство

$$\sqrt{\frac{\tau_{xz}}{\rho}} = -\varkappa z \frac{\partial u}{\partial z}, \tag{8.12}$$

где $\varkappa$ — постоянная Кармана, обычно принимаемая равной 0,38; z — высота.

Решая совместно уравнения (8.11) и (8.12), получаем

$$K_{\text{иравн}} = \varkappa^2 \frac{u_2 - u_1}{\ln \frac{z_2}{z_1}}. \tag{8.13}$$

В формуле (8.13) $K_{\text{иравн}}$ — коэффициент турбулентности при равновесных условиях в атмосфере; u_2 и u_1 — скорость ветра, измеренная соответственно на высотах z_2 и z_1.

Если наблюдения проводятся на одной высоте, то $K_{\text{иравн}}$ можно представить в виде

$$K_{\text{иравн}} = \varkappa^2 \frac{u_z}{\ln \frac{z}{z_0}} z, \tag{8.14}$$

где u_z — скорость ветра на высоте z; z_0 — параметр шероховатости, определяемый как высота от подстилающей поверхности, на которой скорость ветра обращается в нуль.

В случае развитой растительности, когда высота измерения соизмерима с высотой препятствий движущемуся потоку воздуха, соотношение (8.12) не выполняется. Тогда вместо соотношения (8.14) рассматривается выражение

$$\sqrt{\frac{\tau_{xz}}{\rho}} = -\varkappa(z - z_{\text{выт}}) \frac{\partial u}{\partial z}, \tag{8.15}$$

где $z_{\text{выт}}$ — слой вытеснения, под которым понимается некоторая высота над уровнем земной поверхности, начиная с которой выполняется соотношение (8.14).

В этом случае выражения (8.13) и (8.14) соответственно принимают вид

$$K_{\text{иравн}} = \varkappa^2 \frac{u_2 - u_1}{\ln \frac{z_2 - z_{\text{выт}}}{z_1 - z_{\text{выт}}}} (z - z_{\text{выт}}) \tag{8.16}$$

и

$$K_{\text{иравн}} = \varkappa^2 \frac{u_z}{\ln \frac{z - z_{\text{выт}}}{z_0}} (z - z_{\text{выт}}). \tag{8.17}$$

Многими авторами, в том числе и в работе [272], рекомендуется считать слой $z_{\text{выт}}$ равным примерно $^2/_3$ высоты препятствий, например растений. Фактически слой вытеснения зависит не только от высоты препятствий, но и от их плотности, условий стратификации атмосферы и скорости ветра.

При стратификации атмосферы, отличной от равновесной, коэффициенты турбулентности для потока количества движения

оказываются зависимыми от устойчивости атмосферы и определяются формулой

$$K_u = K_{u\,\text{прав}} \cdot f(\mathrm{Ri}), \tag{8.18}$$

где Ri — число Ричардсона, вычисляемое по формуле

$$\mathrm{Ri} = \frac{g}{T_{\text{абс}}} \frac{\dfrac{\partial T}{\partial z}}{\left(\dfrac{\partial u}{\partial z}\right)^2}, \tag{8.19}$$

или приближенно, для логарифмических профилей метеоэлементов, по формуле

$$\mathrm{Ri} = \frac{g}{T_{\text{абс}}} \ln \frac{z_2}{z_1} \frac{T_2 - T_1}{(u_2 - u_1)^2}, \tag{8.20}$$

где $T_{\text{абс}}$ — температура воздуха, К.

Физический смысл числа Ричардсона заключается в том, что оно характеризует отношение работы сил плавучести к работе, совершаемой за счет динамического перемешивания.

Для определения $f(\mathrm{Ri})$ на основании ряда допущений предложено много различных схем. В частности, такие схемы дали С. Д. Россби и Р. Б. Монтгомери, М. И. Будыко, О. Г. Сеттон, Л. Т. Матвеев, А. С. Монин и А. М. Обухов, А. Р. Константинов и др. Описание их выходит за пределы данного курса. С ними можно ознакомиться в монографиях [29, 135, 179]. Здесь лишь отметим, что для средних условий наиболее точной и простой схемой учета влияния стратификации на коэффициент турбулентности считается схема М. И. Будыко, усовершенствованная Л. В. Дубровиным. Она принята в настоящее время в качестве основной сетевой методики при расчетах составляющих теплового баланса в Руководстве [272]. Согласно этой методике при неустойчивой стратификации атмосферы ($\mathrm{Ri} < 0$)

$$f(\mathrm{Ri}) = 1 + 26\,|\,\mathrm{Ri}\,| + \sqrt{(1 + 2{,}6\,|\,\mathrm{Ri}\,|)^2 - 1}, \tag{8.21}$$

а при устойчивой ($\mathrm{Ri} > 0$)

$$f(\mathrm{Ri}) = 1 + 10{,}3\,|\,\mathrm{Ri}\,| - \sqrt{(1 + 10{,}3\,|\,\mathrm{Ri}\,|)^2 - 1}. \tag{8.22}$$

Значительные трудности в теории турбулентной диффузии вызывает вопрос о степени соответствия значений коэффициентов турбулентности для потоков тепла, влаги и количества движения. В ряде работ [29, 30, 179] предполагается их равенство

$$K_u = K_T = K_E. \tag{8.23}$$

Однако данные многочисленных экспериментов, выполненных как в нашей стране, так и за рубежом свидетельствуют о том, что

соотношения коэффициентов турбулентности значительно меняются в зависимости от устойчивости атмосферы. Так, Л. Р. Орленко [172] на основании обобщения различных экспериментальных данных приводит зависимость отношения $\alpha_T = K_T/K_u$ от числа Ричардсона (по Бушу). В работе предлагается считать, что $K_T = K_E$. Константиновым [135] на основании теории выборочного обмена и экспериментальных данных для расчета $\alpha_E = K_E/K_u$ приводит зависимость, аналогичную по внешнему виду представленной на рис. 6. С. И. Леготина и Л. Р. Орленко [172] считают, что водяной пар в атмосфере можно рассматривать как пассивную примесь и принимают, что $K_E = K_u$. В подтверждение своего мнения эти авторы приводят результаты довольно тщательных экспериментальных исследований, выполненных Диконом, Суинбеком, Райдером и комплексной метеорологической экспедицией КЭМ-ЭКС-71.

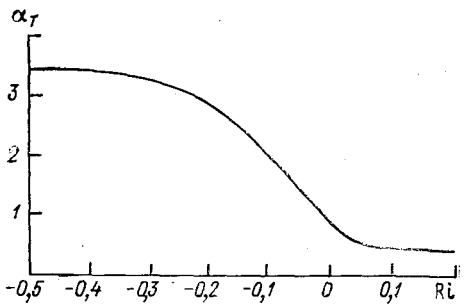


Рис. 6. Зависимость α_T от Ri.

Таким образом, из приведенного краткого обзора состояния исследований в области теории турбулентности следует, что разработанные на ее основе методы определения испарения далеко не универсальны. Ряд используемых при этом положений требует дальнейшей разработки.

С уверенностью можно говорить, что применение этой теории для расчетов испарения дает удовлетворительные (без значительных систематических ошибок) результаты только при стратификации атмосферы, близкой к равновесной. Такие условия, как правило, наблюдаются в дневное время над обширными, достаточно увлажненными территориями, т. е. в условиях лесной и лесостепной зон, а при достаточном увлажнении и в степной зоне.

Метод турбулентной диффузии. Для получения расчетной формулы определения испарения методом турбулентной диффузии используется совместное решение уравнения (8.7) и уравнения (8.13) или (8.14). В результате такого решения получаем

$$E = -\rho \varkappa^2 \alpha_E \frac{u_2 - u_1}{\ln^2 \frac{z_2}{z_1}} \cdot f(\mathrm{Ri})(q_1 - q_2). \qquad (8.24)$$

Для расчета $f(\mathrm{Ri})$ используется выражение (8.21) или (8.22). При производстве наблюдений обычно принимают $z_2 = 2{,}0$ м и $z_1 = 0{,}5$ м над $^2/_3$ высоты растений, тем самым как бы смещая начало координат на высоту $z_{\text{выт}}$ и приводя выражения (8.16) и (8.17) к виду (8.13) и (8.14). Вместо удельной влажности q удобнее

пользоваться упругостью водяного пара e, связанных зависимостью

$$q \simeq 0{,}622e/p_a, \tag{8.25}$$

где p_a — давление воздуха.

Подставляя в выражение (8.24) вместо q_1 и q_2 их значения согласно зависимости (8.25) и выражения u в м/с, q в мбар и E в мм/мин, получаем

$$E = 0{,}035K_1(e_1 - e_2), \tag{8.26}$$

где

$$K_1 = 0{,}104\,(u_2 - u_1) \cdot f(\mathrm{Ri}). \tag{8.27}$$

Если скорость ветра измеряется на высоте 1 м, то K_1 можно рассчитать по менее точной формуле:

$$K_1 = 0{,}16u_1D \cdot f(\mathrm{Ri}). \tag{8.28}$$

где $D_{\text{лог}} = \frac{1}{\ln 1/z_0}$ — параметр турбулентного обмена [1].

Расчет $f(\mathrm{Ri})$ для условий слабо неустойчивой стратификации атмосферы рекомендуется производить не по формуле (8.21), а по выражению:

$$f(\mathrm{Ri}) = 1 + 7{,}5\frac{T_1 - T_2}{u_1^2}. \tag{8.29}$$

В настоящее время формулы (8.26)—(8.29) используются в качестве расчетных при определении испарения по данным наблюдений теплобалансовых станций, а также аналогичных экспедиционных измерений при условии выполнения следующих ограничений:

1) состояние атмосферы должно быть близко к изотермии;

2) разность $(u_2 - u_1)$ должна быть больше или равна 0,3 м/с;

3) сочетание величин $(T_1 - T_2)$ и $(u_2 - u_1)$ не должно давать отрицательных значений $f(\mathrm{Ri})$ и K_1 в формулах (8.28) и (8.29).

В случае, если условия 1—3 не выполняются, использование формул (8.28) и (8.29) недопустимо. Как вынужденная мера при $(u_2 - u_1) < 0{,}3$ м/с принимается $K = 0$.

Метод теплового баланса, основанный на отношении Боуэна. Этот метод является основным сетевым методом определения составляющих теплового баланса и испарения. Он основан на совместном решении уравнений (8.5)—(8.7). Рабочая формула для рас-

---

[1] Выражение $D_{\text{лог}}$ является частным случаем коэффициента внешнего обмена D при логарифмическом профиле ветра.

чета испарения получается путем деления уравнения (8.6) на уравнение (8.7) и на скрытую теплоту парообразования:

$$\frac{H_a}{LE} = \frac{C_{\text{возд}}}{L} \frac{\alpha_T}{\alpha_{E_l}} \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \frac{p_a}{0{,}622}. \qquad (8.30)$$

Формула (8.30) по существу и является отношением Боуэна.

Подставляя в уравнение теплового баланса (8.5) величину p определяемую из уравнения (8.30), и решая это уравнение относительно LE, получаем

$$LE = \frac{(R_{\text{бал}} - B)}{1 + 0{,}64\zeta \frac{\Delta T}{\Delta e}}, \qquad (8.31)$$

где LE — затраты тела на испарение, кДж/(м^2·с); $\Delta T = T_1 - T_2$; $\Delta e = e_1 - e_2$; $\zeta = \alpha_T/\alpha_E$. Обычно принимается $\zeta = 1$.

Числовой коэффициент 0,64 получен при условии нормального атмосферного давления p_a, равного 1000 мбар (гПа). При $p_a \neq 1000$ мбар коэффициент 0,64 следует умножить на отношение $p_a/1000$.

Радиационный баланс $R_{\text{бал}}$, входящий в уравнение (8.31), определяется по данным актинометрических наблюдений.

Поток тепла в почву B либо рассчитывается по материалам наблюдений за температурой почвы на разных глубинах с учетом влажности почвы, либо определяется по данным непосредственных его измерений с помощью тепломеров. Для расчета B рекомендуется использовать формулу

$$B = \frac{C_{\text{почв. об}}}{\tau} \Theta, \qquad (8.32)$$

где $C_{\text{почв. об}}$ — объемная теплоемкость почвы, кДж/(м^3·°С); Θ — величина, характеризующая изменение температуры в верхнем слое почвогрунта за расчетный интервал времени τ.

Объемная теплоемкость рассчитывается по формуле

$$C_{\text{почв. об}} = \rho_{\text{почв. об}} (C_{\text{почв. уд}} + C_{\text{в. уд}} M_{s\,(0-20)}), \qquad (8.33)$$

где $C_{\text{почв. уд}}$ — удельная теплоемкость частиц сухой почвы, Дж/(кг·°С); $\rho_{\text{почв. об}}$ — объемная плотность[1] сухой почвы, кг/м^3; $C_{\text{в. уд}}$ — удельная теплоемкость воды, кДж/(кг·°С); $M_{s(0-20)}$ — средняя влажность почвогрунта (в долях единицы, выражаемая как отношение массы воды к массе сухого почвогрунта) в слое 0—20 см.

$$\Theta = \Theta_0 + \Theta_5 + \Theta_{10} + \Theta_{15} + \Theta_{20}, \qquad (8.34)$$

[1] Под объемной плотностью понимается употреблявшееся ранее понятие объемного веса. В некоторых изданиях оно называется объемной массой или плотностью.

в которой компоненты Θ_0, Θ_5, Θ_{10}, Θ_{15} и Θ_{20}, характеризующие изменение количества теплоты на разных глубинах (по слоям), вычисляются следующим образом:

$$\Theta_0 = 20 \cdot 0{,}82\,\Delta T; \quad \Theta_5 = 20 \cdot 0{,}333\,\Delta T_5; \quad \Theta_{10} = 20 \cdot 0{,}175\,\Delta T_{10};$$
$$\Theta_{15} = 20 \cdot 0{,}156\,\Delta T_{15}; \quad \Theta_{20} = 20 \cdot 0{,}004\,\Delta T_{20}.$$

Здесь ΔT_0, ΔT_5, ΔT_{10}, ΔT_{15} и ΔT_{20} — разность температуры почвы, измеренной соответственно на глубинах 0; 5; 10; 15 и 20 см в последующий и предыдущий сроки наблюдений, т. е. $\Delta T_0 = T_{0\text{кон}} - T_{0\text{нач}}$; $\Delta T_5 = T_{5\text{кон}} - T_{5\text{нач}}$ и т. д.

Основным ограничением к использованию уравнения (8.31) для расчетов испарения, кроме ограничений, накладываемых на применение уравнений (8.6) и (8.7), является следующее. При использовании отношения Боуэна (8.30), позволяющего выразить H_a через LE, решение системы уравнений (8.5)—(8.7) теряет смысл в двух случаях: при $LE = -H_a$ или при $R_{бал} - B = 0$. В первом из этих случаев $\Delta T/\Delta e = -1{,}56$ и решение формулы (8.31) при $\xi = 1$ дает бесконечность, а во втором случае решение (8.31) дает нуль. Очевидно, что при приближении значения LE к $(-H_a)$, т. е. $\Delta T/\Delta e$ к $-1{,}56$ или величины $(R_{бал} - B)$ к нулю расчет испарения по уравнению (8.31) дает нереальные результаты, иными словами, не обеспечивается необходимая точность определения испарения.

Метод теплового баланса, основанный на определении испарения как остаточного члена уравнения теплового баланса. Основной расчетной формулой в этом методе является

$$E = \frac{1}{L}(R_{бал} - B - H_a). \tag{8.35}$$

Радиационный баланс $R_{бал}$ определяется по данным актинометрических наблюдений; поток тепла в почву B — по методике, изложенной выше или подобной ей; турбулентный теплообмен рассчитывается по формулам (8.6) и (8.16) с учетом формулы (8.21) и $f(\mathrm{Ri})$, определяемой по рис.6.

Преимущество такого подхода, в сравнении с уравнением (8.31), состоит в том, что отпадает необходимость в дополнительных ограничительных условиях (в частности, зависимости α_E от степени устойчивости атмосферы). Иначе говоря, применение уравнения (8.35) возможно при любых сочетаниях ΔT и Δe.

Пульсационный метод. Этот метод в настоящее время считается единственным прямым методом определения испарения. Согласно этому методу средняя скорость переноса взвешенной в воздухе инертной субстанции (например, водяного пара) в каком-либо направлении равна сумме произведений мгновенных скоростей потока в этом направлении на концентрацию субстанции. В этом случае вертикальный поток пара при условии постоянства его по высоте соответствует испарению и может быть выражен формулой

$$E_\tau = \rho_{возд} \cdot \sum_\tau uq. \tag{8.36}$$

Выражая мгновенные значения вертикальной составляющей скорости ветри u и удельной влажности q через средние их характеристики $(\bar{u}, \bar{q})$ и пульсационные добавки (u', q')

$$u = \bar{u} + u'; \tag{8.37}$$

$$q = \bar{q} + q', \tag{8.38}$$

получаем формулу для определения скорости испарения

$$E = \rho_{\text{возд}}\overline{uq} + \rho_{\text{возд}}\overline{u'q'}. \tag{8.39}$$

Поскольку в обычных условиях значения $\bar{u}\,\bar{q}$ весьма малы, первым слагаемым правой части уравнения (8.38) можно пренебречь, тогда

$$E = \rho_{\text{возд}}\overline{u'q'}. \tag{8.39а}$$

или, выражая произведение пульсаций через коэффициент корреляции r_{uq}, получаем

$$E = \rho_{\text{возд}} r_{uq}\sigma_u\sigma_q, \tag{8.40}$$

где σ_u и σ_q — средние квадратические отклонения вертикальной скорости ветра и удельной влажности воздуха.

Широкое применение этого метода, несмотря на четкое физическое обоснование, сдерживается отсутствием простой и надежной аппаратуры для определения пульсаций рассматриваемых метеоэлементов. Особую сложность вызывает измерение пульсаций влажности воздуха, поэтому в специальных исследованиях при использовании пульсационного метода чаще определяют турбулентный поток тепла

$$H_a = C_{\text{возд}}\rho_{\text{возд}}\overline{u'T'} = C_{\text{возд}}\rho_{\text{возд}} r_{uT}\sigma_u\sigma_T, \tag{8.41}$$

где T' — пульсация температуры.

Тогда зная H_a, а также $R_{\text{бал}}$ и B, испарение вычисляют как остаточный член уравнения теплового баланса (8.35).

Метод А. А. Скворцова. Этот метод существенно отличается от схем расчета испарения, основанных на использовании уравнений турбулентной диффузии. В нем используется закон «ярусного обмена», открытый в 50-х годах А. А. Скворцовым [273].

Сущность закона состоит в том, что в условиях сверхравновесной стратификации атмосферы процесс конвективного теплообмена состоит из последовательного накопления тепла в различных слоях воздуха. Вначале накопление тепла происходит вследствие молекулярной диффузии в тонком слое у испаряющей поверхности — в первом ярусе. Повышение энергии неустойчивости этого слоя приводит к его разрушению (прорыву).

Накопившееся тепло поступает в следующий ярус, вызывая в нем в свою очередь возрастание энергии неустойчивости и

последующий прорыв. Так осуществляется конвективный теплообмен поверхности с атмосферой.

Поскольку процесс накопления тепла и влаги осуществляется одновременно, то вместе с конвективным теплообменом осуществляется и влагообмен. Тогда определяя с помощью секундомера продолжительность периодов и амплитуду колебаний температуры сухого и смоченного термометров аспирационного (малоинерционного) психрометров в приземном и припочвенном ярусах, оказывается возможным рассчитать испарение по формуле

$$E = 0{,}06n\left(\Delta\overline{W}_{(0-z_2)}z_2 + \Delta\overline{W}_{(0-z_1)}z_1\right), \tag{8.42}$$

где E в мм/ч; n — число смен в нижнем ярусе, мин; $\Delta\overline{W}_{(0-z_2)}$ и $\Delta\overline{W}_{(0-z_1)}$ — среднее накопление водяного пара в приземном и припочвенном ярусах; z_2 и z_1 — высоты приземного и припочвенного ярусов, принимаемые равными 2,0 и 0,03 м.

Этот метод не нашел широкого применения в практике из-за ограниченности условий его использования. Он может надежно применяться только в условиях ярко выраженного конвективного тепло- и влагообмена. При средних и сильных ветрах, при пасмурной погоде, когда нагрев поверхности ослаблен, метод дает ненадежные результаты.

Метод определения испарения по уравнению водного баланса атмосферы. В последние десятилетия в СССР и за рубежом интенсивно развиваются исследования влагооборота в атмосфере, основанные на изучении динамики полей влажности и ветра над изучаемой территорией (на разных высотах). Результаты этих исследований, в частности, опубликованы в работах О. А. Дроздова, А. С. Григорьевой, О. Г. Сорочан, Л. П. Кузнецовой, Н. П. Черновой и др. Одним из прикладных аспектов этих исследований является количественная оценка испарения (или разности величин испарения E и осадков P) за расчетный интервал времени в среднем над изучаемой территорией. Уравнение водного баланса атмосферы над деятельным слоем территории площадью A, ограниченной кривой C, может быть записано в виде [209]:

$$E = P + \Delta W - \Delta Q_W \pm \eta', \tag{8.43}$$

где

$$\Delta W = \frac{1}{g}\int_{p_{a2}}^{p_{a1}} q\, dp_a; \tag{8.44}$$

$$\Delta Q = Q_{W_п} - Q_{W_о} = \frac{\tau}{gA}\int_{p_{a2}}^{p_{a1}}\left(\oint_C \overline{qu}_{нор}\, dC\right) dp_a; \tag{8.45}$$

ΔW — разность осредненных по площади значений содержания пара в исследуемом слое атмосферы в начале и в конце расчет-

ного периода τ; q — удельная влажность; p_{a1} и p_{a2} — атмосферное давление соответственно у поверхности земли и на верхнем уровне атмосферы; g — ускорение свободного падения; ΔQ_W — результирующий поток водяного пара в атмосфере, определяемого как разность притока водяного пара извне $Q_{W\text{п}}$ и оттока $Q_{W\text{о}}$ за пределы рассматриваемого объема столба воздуха; $u_{\text{нор}}$ — компонент скорости ветра, нормальный к контуру C и направленный наружу; черта над буквой указывает на осреднение за расчетный период τ, а знак $\oint_C$ — интеграл по контуру C; $\overline{qu}_{\text{нор}} = \bar{q}\bar{u}_{\text{нор}} + \overline{q'u'}_{\text{нор}}$ — где $\bar{q}\bar{u}_{\text{нор}}$ — средняя, а $\overline{q'u'}_{\text{нор}}$ — турбулентная составляющая потока атмосферного пара ($\overline{qu}_{\text{нор}}$) над площадью A.

Составляющие ΔW и ΔQ_W уравнения (8.43) рассчитываются обычно по данным стандартных аэрологических наблюдений, производящихся только на уровнях 1000, 850, 700, 500 и 400 мбар, которые, как правило, не дают достаточно надежных вертикальных профилей q и $u_{\text{нор}}$, необходимых для расчетов баланса водяного пара. В большинстве случаев граница естественного гидрологического объекта, например водораздельная линия речного бассейна, не совпадает с размещением аэрологической сети, что вносит дополнительные погрешности в результаты расчетов испарения этим методом. Ниже стандартного уровня наблюдений 500 и 400 мбар в атмосфере сосредоточено не все 100 % водяного пара атмосферы, что также обусловливает неизбежные погрешности расчетов по уравнению (8.43). В связи с этим исследования и расчеты испарения указанным методом могут быть выполнены в большинстве случаев с приемлемой точностью лишь для больших территорий и достаточно длительных интервалов времени.

8.3. Расчетные методы определения испарения

К расчетным методам определения испарения можно отнести методы, основанные на использовании сетевой гидрометеорологической информации, т. е. данных наблюдений на метеорологических, агрометеорологических и гидрологических станциях. В настоящее время имеется много способов расчета испарения. Ограничимся здесь изложением лишь основных из них, наиболее распространенных в практике расчетов испарения и теоретически наиболее обоснованных.

8.3.1. Методы, основанные на уравнениях связи

В основу построения уравнений положена связь годовых сумм испарения E от количества выпадающих осадков P. В общем виде она представлена на рис. 7. При значительных осадках испарение ограничивается возможным притоком тепла к поверхности, а при малых осадках — наличием влаги в почве. Отсюда следует, что при $P \to 0$ $E \to P$, а при $P \to \infty$ $E \to E_0$, где P — годовая сумма осадков, E_0 — испаряемость.

Впервые уравнение связи было получено Шрайбером в начале XX в. в виде

$$E = P\,[1 - \exp(-E_0/P)], \tag{8.46}$$

где E, P, E_0 — годовая норма соответственно испарения; осадков, испаряемости.

Независимо от Шрайбера аналогичное уравнение было получено Э. М. Ольдекопом [226]:

$$E = E_0 \cdot \operatorname{th} \frac{P}{E_0}. \tag{8.47}$$

Он дал и теоретическое обоснование вида и граничных условий этой зависимости. Под испаряемостью, или максимально возможным испарением при тех же метеорологических условиях, Ольдекоп

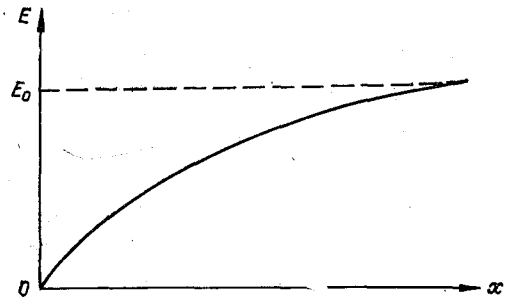


Рис. 7. Зависимость годовых норм испарения от осадков.

понимал испарение с водной поверхности, определяемое по данным наземных водных испарителей.

Анализируя эти уравнения, М. И. Будыко [29] нашел, что в наилучшем согласии с действительным испарением находится величина, рассчитываемая как среднее геометрическое из уравнений (8.46) и (8.47):

$$E = \sqrt{E_0 \cdot \operatorname{th} \frac{P}{E_0} P\,[1 - \exp(-E_0/P)]}. \tag{8.48}$$

Он также показал, что принимать в качестве испаряемости испарение с водной поверхности не совсем корректно, так как вследствие более высокой шероховатости поверхности суши испарение с нее может быть больше испарения с воды. Для оценки испаряемости он предложил использовать в уравнении (8.48) водный эквивалент радиационного баланса увлажненной поверхности

$$E_0 = R_0/L, \tag{8.49}$$

где R_0 — радиационный баланс увлажненной поверхности; L — скрытая теплота испарения.

Н. А. Багров [17] принял отношение приращений стока к осадкам пропорциональным отношению испарения к испаряемости

$$\frac{dQ}{dP}=\left(\frac{E}{E_0}\right)^n. \tag{8.50}$$

Выражая на основании уравнения водного баланса сток Q через разность осадков и испарения ($Q=P-E$) и подставляя это значение Q в уравнение (8.50) и интегрируя его, Багров получил

$$P=\int_0^E \frac{dE}{1-\left(\frac{E}{E_0}\right)^n}, \tag{8.51}$$

где n — некоторый параметр, изменяющийся от 0,1 до 3,0 в разных географических зонах. При n, равном 1, из выражения (8.51) получается уравнение типа уравнения Шрайбера

$$E=E_0\left[1-\exp\left(-P/E_0\right)\right]. \tag{8.52}$$

При $n=2$ можно получить уравнение типа уравнения Ольдекопа

$$E=P\cdot \operatorname{th}\left(E_0/P\right). \tag{8.53}$$

Значительное внимание развитию метода уравнений связи в нашей стране уделено в работах В. С. Мезенцева. Предлагаемые расчетные схемы им названы методом гидролого-климатических расчетов (ГКР). Одна из основных его расчетных формул имеет вид [186]

$$E=E_0\left[1+\left(\frac{k_P P+\left(M_{\text{нач}}-M_{\text{кон}}\right)+Q^{-n}_{\text{ор. гр. восх}}}{E_0}\right)\right]^{-1/n}. \tag{8.54}$$

В этой формуле k_P — коэффициент недоучета осадков, измеряемых с помощью осадкомера (P); $M_{\text{нач}}$ и $M_{\text{кон}}$ — начальные и конечные влагозапасы; $Q_{\text{ор, гр. восх}}$ — дополнительное поступление воды за счет поливов, расхода грунтовых вод в зону аэрации и т. п.; $n=\frac{0{,}301}{\lg\left(E/E_0\right)}$ — некоторый параметр в ранних работах Мезенцева, принимавшийся постоянным и равным для равнинной территории трем, а для расчлененного рельефа двум.

Величина E_0 у Мезенцева существенно отличается от общепринятого определения испаряемости. Под E_0 (мм) он понимает «теплоэнергетические ресурсы испарения», которые представляют собой сумму положительных (направленных к поверхности почвы) частей радиационного баланса $R^+_{\text{бал}}$, турбулентного теплообмена $H^+_{\text{а}}$ и потока тепла в почву B^+ (или изменения теплозапасов деятельного слоя почвогрунта):

$$E_0=\frac{10}{L}\left(R^+_{\text{бал}}+H^+_{\text{а}}+B^+\right). \tag{8.55}$$

Трудности определения величин $R^{+}_{\text{бал}}$, $H^{+}_{\text{а}}$ и $B+$ привели к попытке определения E_0 (мм/год) с помощью простых эмпирических зависимостей типа

$$E_0 = 0{,}2 \sum T_{>10^\circ} + 306 \tag{8.56}$$

или

$$E_0 = 450 d^{0{,}465}, \tag{8.57}$$

где $\sum t_{>10^\circ}$ — сумма средних суточных температур воздуха выше 10 °С; d — средний годовой дефицит влажности воздуха в миллиметрах ртутного столба.

Достоинство формулы (8.54) состоит в том, что ее можно использовать для расчетов испарения за короткие интервалы времени (месяц, декада) конкретных лет. Величину E_0 за эти интервалы времени Мезенцев предлагает определять как долю от годовой суммы, пропорциональную дефициту влажности воздуха [186].

Для годовых интервалов времени (в среднем для многолетнего периода) выражение (8.54) упрощается

$$E = E_0 \left[1 + \left(\frac{k_P P}{E_0}\right)^{-n}\right]^{-1/n}. \tag{8.58}$$

Формула, аналогичная (8.54), предложена Л. Тюрком [274]

$$E = (P + M_{\text{нач}} - M_{\text{кон}} + \Delta E)\left[1 + \left(\frac{P + M_{\text{нач}} - M_{\text{кон}} + \frac{\Delta E}{2}}{E_0}\right)^{n}\right]^{-1/n}, \tag{8.59}$$

где ΔE — дополнительное водопотребление, обусловленное вегетирующей растительностью; параметр n Тюрк рекомендует принимать равным двум, а расчет E_0 осуществлять по формуле

$$E_0 = \frac{T + l}{16}\sqrt{R}, \tag{8.60}$$

где T — средняя годовая температура воздуха; l — количество декад от двадцатого дня после посева; R — суммарная радиация.

Значение ΔE определяется из выражения

$$\Delta E = 25\sqrt{\frac{k_э m_c}{l}}, \tag{8.61}$$

где $k_э$ — эмпирический коэффициент, представляющий собой отношение коэффициентов транспирации данного вида растительности к коэффициенту транспирации зерновых культур. Его величина для кукурузы и свеклы равна 0,67; картофеля — 0,84; гороха, кле-

вера и других бобовых — 1,17; люцерны и луговых злаков — 1,33; m_c — конечная масса сухого вещества.

Для годовых интервалов времени формула (8.59) упрощается и приобретает вид

$$E = P\left[A_з + \left(\frac{P}{E_0}\right)^n\right]^{-1/n}, \tag{8.62}$$

где $n=2$, $A_з$ — параметр «аридности», изменяющийся, по данным Тюрка, от 0,77 до 1,22 и принимаемый в среднем равным 0,9.

Для расчетов годовых значений E_0 (мм) Тюрк рекомендует формулу

$$E_0 = 300 + 25T_2^2 + 0{,}05T_2^3, \tag{8.63}$$

где T_2 — средняя годовая температура воздуха.

Формулы, предложенные Тюрком, получены на основе обработки и анализа большого экспериментального материала по водосборам рек Азии, Африки, Европы и Северной Америки. Этот метод нашел широкое применение в зарубежной практике водобалансовых и мелиоративных расчетов.

В. С. Мезенцев получил свою формулу априори, независимо от Тюрка, основываясь на логическом анализе процесса испарения, и проверил ее на данных наблюдений гидрометеорологических станций СССР, расположенных в различных климатических зонах.

Несмотря на различное толкование эмпирических параметров в методах Тюрка и Мезенцева, можно путем несложных преобразований показать их идентичность. Например, вынося в правой части уравнения (8.54) из квадратных скобок выражение $\left(\frac{P}{E_0}\right)^{-n}$, получим

$$E = P\left[k_P^{-n} + \left(\frac{P}{E_0}\right)^n\right]^{-1/n}. \tag{8.64}$$

Из сопоставления выражений (8.64) и (8.62) видно, что $A_з = k_P^{-n}$.

Широкое распространение этих двух методов, видимо, обусловлено тем, что структура лежащих в их основе расчетных формул является достаточно гибкой для описания зависимости $E/E_0 = f(P/E_0)$ путем подбора численного значения параметра n наилучшим образом соответствующего эмпирическим данным.

Для территории СССР расчет испаряемости по Тюрку дает заниженные результаты.

В последние годы В. И. Бабкин [16 и др.] для определения испарения за месяцы конкретных лет предложил уравнение связи типа уравнения Ольдекопа [1], в котором в качестве аргументов ис-

---

[1] Уравнение Бабкина имеет вид $E = (1 - Q_{пов}/P')E_* \times \text{th}\, P'/E_*$.

пользуются «общее влагонакопление в бассейне» P' (алгебраическая сумма осадков P и изменений запасов воды в почве ΔM, водоносных слоях ΔG, снеге $\Delta S_{сн}$, русловой сети $\Delta S_{русл}$, озерах и водохранилищах $\Delta S_{оз,\ вдхр}$, болотах $\Delta S_{бол}$ и невязки баланса η); параметр E_*, для определения которого рекомендуется либо формула типа формулы В. В. Шулейкина в зависимости от абсолютной температуры поверхности воды и ряда констант, либо отношение суммарной солнечной радиации к скрытой теплоте испарения, а также параметр $\alpha = (1 - Q_{пов}/P')$, где $Q_{пов}$ — поверхностная составляющая общего речного стока Q, величина которого полагается известной. Таким образом, испарение по этому уравнению связи определяется практически в зависимости от всех других элементов детального уравнения водного баланса, а также параметра E_*. Основным недостатком этой методики является сложность определения параметра P'. Вводимое в расчетную формулу понятие E_* расходится с существующим определением испаряемости. Поэтому указанная методика не может служить эталонной, как это предлагается в статье [277], а ее практическое применение затруднено даже в бóльшей степени, чем определение испарения как остаточного члена детального уравнения водного баланса.

8.3.2. Методы, основанные на использовании зависимости испарения от влажности почвы

Эта группа методов в связи с более строгим теоретическим обоснованием в последние два десятилетия находит все большее применение. В основу ее положены зависимости вида

$$E/E_0 = f(M). \tag{8.65}$$

Значения E_0 находят путем совместного решения уравнений (8.5)—(8.7). Для замыкания этой системы уравнений используется формула Магнуса, связывающая упругость водяного пара e_0 вблизи увлажненной испаряющей поверхности (предполагается, что упругость равна насыщенной) с температурой этой поверхности T_0:

$$e_0 = \varepsilon_0 \cdot 10^{\frac{7{,}45T_0}{235+T_0}}, \tag{8.66}$$

где $\varepsilon = 6{,}1$ (мбар или гПа)

Кроме того, привлекается уравнение радиационного баланса

$$R_{бал} = R_{сум}(N,\ c)(1 - r) - R_{эф}(N,\ T_0,\ T), \tag{8.67}$$

где $R_{сум}$ — суммарная радиация; $R_{эф}$ — эффективное излучение; N — облачность, c — прозрачность атмосферы; T — температура воздуха; r — альбедо.

В зависимости от способов решения системы уравнений (8.5)—(8.7) и (8.65)—(8.67) и принимаемых упрощений различают комплексный метод, предложенный М. И. Будыко и доведенный до

практического использования Л. И. Зубенок [29, 30, 114 и др.], методы В. Г. Андреянова [201]; Х. Л. Пенмана [232], А. И. Будаговского [28] и С. И. Харченко («тепловоднобалансовый метод» [312]).

Наиболее простым, доведенным до практического использования является комплексный метод. Он применим для расчета месячных сумм фонового испарения, т. е. среднего с территорий без разделения по отдельным видам поверхностей. В основу этого метода положено предположение, что в пределах от влажности завядания до некоторого значения критических влагозапасов $M_{кр}$ испарение линейно зависит от средних влагозапасов $\overline{M}$ в верхнем метровом слое почвогрунта:

$$\frac{E}{E_0}=\frac{\overline{M}}{M_{кр}}=\frac{M_{нач}+M_{кон}}{2M_{кр}}, \tag{8.68}$$

где $M_{нач}$ и $M_{кон}$ — соответственно влагозапасы в верхнем метровом слое почвогрунта в начале и конце расчетного интервала времени.

Очевидно, что при $\overline{W}=W_{кр}$

$$E=E_0. \tag{8.69}$$

Для нахождения испаряемости, определяемой через тепловой баланс увлажненной поверхности, авторами метода построены удобные графические зависимости, связывающие испаряемость с условным дефицитом влажности воздуха $d_{усл}$. Под последним понимается дефицит влажности, рассчитываемый по средним месячным значениям температуры и влажности воздуха:

$$d_{усл}=e_{макс\,z}-e_z, \tag{8.70}$$

где $e_{макс\,z}$ упругость насыщения воздуха водяным паром при T_z; T_z и e_z — температура и упругость пара на высоте z (обычно $z=2$ м).

Графические зависимости $E_0=f(d_{усл})$ построены для разных геоботанических зон равнинной территории СССР для каждого месяца в отдельности.

Поскольку значения влагозапасов на конец расчетного интервала времени, как правило, не известны, они могут быть рассчитаны по следующему уравнению водного баланса:

$$M_{кон}=M_{нач}+P-E-Q. \tag{8.71}$$

Подставляя в уравнение (8.67) испарение, определяемое по формуле (8.64), получаем

$$M_{кон}=\frac{M_{нач}(1-E_0/2M_{кр})+P-Q}{1+E_0/2M_{кр}}. \tag{8.72}$$

Выражение (8.72) применяется при $(M_{нач}+M_{кон})/2<M_{кр}$. В случаях когда $(M_{нач}+M_{кон})/2\geqslant M_{кр}$ величина $M_{кон}$ может быть определена по уравнению:

$$M_{кон}=M_{нач}+P-E_0-Q. \tag{8.73}$$

Для расчетов испарения с конкретных испаряющих поверхностей (ландшафтов), в частности с различных сельскохозяйственных полей, используется аналогичный комплексному тепловодно-балансовый метод С. И. Харченко [307].

В основу его, в отличие от комплексного метода, положена зависимость

$$E/E_0=\beta\overline{M}/M_{н.\,в}, \tag{8.74}$$

где β — биологический параметр, зависящий от вида и состояния той или иной сельскохозяйственной культуры; $M_{н.\,в}$ — продуктивные влагозапасы метрового слоя почвы при наименьшей влагоемкости.

Кроме того, в этом методе используется уравнение водного баланса с учетом расхода грунтовых вод в зону аэрации $Q_{восх.\,гр}$ и инфильтрационного питания грунтовых вод $I_{гр}$.

Испаряемость E_0 определяется так же, как и в комплексном методе.

Расчетные формулы для определения испарения этим методом при $(M_{нач}+M_{кон})/2<M_{н.\,в}$ имеют вид:

$$E=\beta E_0(M_{нач}+M_{кон})/2M_{н.\,в}; \tag{8.75}$$

$$M_{кон}=\frac{M_{нач}(1-\beta E_0/2M_{н.\,в})+P-Q+Q_{восх.\,гр}-I_{гр}}{1+\beta E_0/2M_{н.\,в}}, \tag{8.76}$$

а при условии $(M_{нач}+M_{кон})/2\geqslant M_{н.\,в}$ величина $M_{кон}$ определяется по уравнению водного баланса

$$M_{кон}=M_{нач}+P-Q+Q_{восх.\,гр}-I_{гр}-E_{опт}, \tag{8.77}$$

где

$$Q_{восх.\,гр}=E_0e^{-\alpha h}; \tag{8.78}$$

$$E_{опт}=\beta E_0; \tag{8.79}$$

h — глубина залегания грунтовых вод, м; α — эмпирический параметр; $E_{опт}$ — оптимальное испарение.

В зарубежной практике для расчетов испарения широкое применение находит метод Х. Л. Пенмана. В нем для расчета испаряемости вместо точной зависимости упругости насыщающего пара от температуры (формула Магнуса) Пенманом используется зависимость

$$e_0-e_{макс\,z}\approx f'(T_z)(T_0-T_z), \tag{8.80}$$

где $f'(T_z)$ — производная от формулы Магнуса (8.66) по температуре при $T=T_z$; $e_{\text{макс. }z}$ — упругость насыщения при T_z.

Поток тепла в почву B принимается равным нулю.

Запишем отношение Боуэна в виде

$$\frac{LE}{P}=\frac{L}{C_{\text{возд}}}\frac{0{,}622}{p_{\text{а}}}\frac{e_0-e_z}{T_0-T_z}, \tag{8.81}$$

где $p_{\text{а}}$ — атмосферное давление.

Представим e_z как разность

$$e_z=e_{\text{макс }z}-d_z, \tag{8.82}$$

где d_z — дефицит влажности воздуха на высоте z.

Тогда с учетом выражения (8.80) и допущения, что $B=0$,

$$\frac{LE}{R_{\text{бал}}-LE}=\frac{0{,}622L}{p_{\text{а}}C_{\text{возд}}}\left[f'(T_z)+\frac{d_z}{T_0-T_z}\right]. \tag{8.83}$$

Из уравнения турбулентного переноса тепла (8.6) имеем

$$T_0-T_z=\frac{R_{\text{бал}}-LE}{C_{\text{возд}}\,\rho_{\text{возд}}D}, \tag{8.84}$$

где $D=\dfrac{1}{\int_0^z\frac{dz}{k}}$ — коэффициент внешнего (или турбулентного) обмена.

Подставляя уравнение (8.84) в уравнение (8.83) и решая его относительно E, получаем формулу Пенмана

$$E_0=\frac{f'(T_z)\,R_{\text{бал}}/L+\gamma E_{\text{исс}}}{f'(T_z)+\gamma}, \tag{8.85}$$

где $\gamma=\dfrac{P_{\text{а}}C_{\text{возд}}}{0{,}622L}$ — психрометрическая постоянная; $E_{\text{исс}}=\dfrac{0{,}622}{P_{\text{а}}}\times$ $\times\rho_{\text{возд}}D\ d_z$ — иссушающая способность атмосферы.

При выводе (8.85), следуя Пенману, предполагалось, что коэффициенты турбулентности для тепла и водяного пара одинаковы.

Определив параметр D по данным испарения с водного бассейна, Пенман получил следующую формулу для расчета $E_{\text{исс}}$ (в мм/сут):

$$E_{\text{исс}}=0{,}35d_z\left(1+\frac{u}{100}\right), \tag{8.86}$$

где u — скорость ветра, м/с.

Для перехода от испаряемости к испарению Пенман предложил формулу

$$E=\beta E_0, \tag{8.87}$$

где β — параметр, принимаемый для экваториальной зоны равным 0,7; для Западной Европы в летние месяцы 0,8, осенью и весной 0,7, а зимой 0,6.

Для расчета E_0 Пенман предложил использовать радиационный баланс водной поверхности, рассчитываемый по полуэмпирической формуле с $r_{\text{почв}}=5\ \%$. Позднее он предложил считать радиационный баланс растительного покрова при $r_{\text{почв}}=25\%$.

Для учета влияния увлажнения почвы на испарение при наличии растительности Пенман предлагает пользоваться следующим упрощенным приемом. При дефиците влажности почвы, меньшем некоторой величины, названной «корневой константой» и зависящей от вида и фазы развития растений, испарение принимается равным испаряемости. При дальнейшем иссушении почвы на каждые 25 мм испарение уменьшается на 0,1 E_0. Такой прием является недостаточно корректным, тем не менее он нашел широкое применение при картировании влагозапасов для обслуживания фермеров в Англии.

Очень близкий подход к расчету испаряемости использовал Л. И. Будаговский [28]. Он предлагает учитывать влияние потока тепла в почву и не ограничиваться учетом только первой производной от формулы Магнуса. Влияние влагозапасов, входящих в формулу (8.65), учитывается с помощью степенной зависимости. Этот метод еще не доведен до практического использования и поэтому не нашел широкого применения.

Расчет испарения воднотеплобалансовым методом В. Г. Андреянова, сходным с комплексным методом, предлагается производить, учитывая отдельно осадки, испаряющиеся непосредственно с поверхности водосбора (с поверхности растений и почвы), и осадки, просочившиеся в почву [10]. При этом он полагает, что испарение осадков, задержанных на поверхности растений и почвы, соответствует испаряемости, а просочившихся — пропорционально увлажнению почвы. Тогда вместо выражения (8.68) он принимает испарение равным

$$E = K_0 P + (E_0 - K_0 P)\,\overline{M}/M_{\text{н. в}}, \tag{8.88}$$

где K_0 — доля осадков, испаряющихся непосредственно с поверхности водосбора (с поверхности суши и растительности); остальные обозначения — прежние. Для определения этой доли (коэффициента K_0) В. Г. Андреяновым [44, 53, 102 и др.] предложены генетическая формула

$$K_0 = \frac{\sum\limits_{i=1}^{N-n} P_i\,(< E_{0i}) + \sum\limits_{i=1}^{n} E_{0i}\,(P_i)}{\sum\limits_{i=1}^{N} P_i} \leqslant 1 \tag{8.89}$$

и приближенная формула

$$K_0 = \frac{\sum_{i=1}^{N-n_1} P_i\ (< \overline{E}_0) + \overline{E}_0 n_1}{\sum_{i=1}^{N} P_i} \leqslant 1. \qquad (8.89а)$$

В этих формулах P_i и E_{0i} — суточные значения осадков и испаряемости; $\overline{E}_0 = \frac{\sum E_{0i}}{N}$ — средняя суточная за расчетный период (месяц, декаду и т. д.) испаряемость; N — общее число суток в расчетном периоде; n — число суток с осадками P_i, превышающими соответственно суточные значения испаряемости E_{0i}; $(N-n)$ — число суток с осадками P_i, меньшими испаряемости E_{0i}; n_1 — число суток с осадками, большими $\overline{E}_0$; $(N-n_1)$ — число суток с осадками, меньшими $\overline{E}_0$. Значения K_0 находятся в пределах $0 \leqslant K_0 \leqslant 1$.

Согласно работе [10], формула (8.89) выражает «очевидную физическую закономерность», заключающуюся в том, что испарение атмосферных осадков непосредственно с поверхности почвы и растительности равно сумме осадков $\sum_{i=1}^{N-n} P_i$ за $(N-n)$ суток, когда осадки меньше испаряемости (испарение лимитируется осадками), и сумме суточных значений испаряемости $\sum_{i=1}^{n} E_{0i}$ за n суток, когда испаряемость E_{0i} меньше осадков P_i (испарение с поверхности лимитируется испаряемостью). Другая часть испарения за расчетный период происходит за счет остальной части испаряемости (за вычетом затраченной на испарение с поверхности) и за счет влаги, просочившейся в почву в данный и предшествующие периоды.

Практическая схема расчета испаряемости применительно к месячному интервалу времени (E_0) приводится в приложении 6 к Методическим указаниям [201], а применительно к суточным интервалам времени (E_{0i}) — в приложении 1 статьи В. Г. Андреянова [10]. В настоящее время имеются различные способы корректировки месячных и декадных сумм осадков (см. пп. 2 и 6), однако отсутствуют надежные методы корректировки суточных осадков, что затрудняет практическое использование формулы (8.89).

Андреянов отмечает [10], что существенным недостатком формулы (8.89) является необходимость для ее использования довольно сложных и трудоемких вычислений по определению испаряемости E_{0i} за каждые сутки с осадками. Для практического использования при расчетах текущих водных балансов речных бассейнов в работе [201] была рекомендована приближенная формула (8.89а). В работе [10] приведены интересные результаты

исследования возможности практического использования и совершенствования этой приближенной формулы. Установлено, что формула (8.89а) содержит систематическую ошибку в сторону ее преувеличения по сравнению с генетической формулой (8.89). Для устранения этой систематической погрешности предложено ввести в опытном порядке в формулу (8.89а) уточняющий коэффициент 0,80 (при расчетах месячных значений испарения), а также не пользоваться графиком $K_0 \sum_{i=1}^{n} P_i = f\left(\sum_{i=1}^{n_1} P_i\right)$, помещенным в работе [201]. Для декадных интервалов времени Андреянов предложил вводить в формулу (8.89а) в первом приближении уточняющий коэффициент, равный 0,9. Он отмечает, что поправочные коэффициенты 0,8 и 0,9 выведены по данным лишь одной метеостанции ВНИГЛ, поэтому в дальнейшем необходимо проверить применимость этих коэффициентов для других физико-географических районов СССР.

Определив коэффициент K_0 по формуле (8.89) или по (8.89а) с учетом уточняющего коэффициента 0,8 или 0,9 по формуле (8.88) рассчитывается значение месячного или декадного испарения. Далее, подставляя формулу (8.88) в уравнение водного баланса и пользуясь схемой расчета, принимаемой Андреяновым аналогичной схеме расчета комплексного метода Будыко—Зубенок, можно рассчитать испарение и динамику влагозапасов за все месяцы рассматриваемого периода.

При отсутствии данных наблюдений за влажностью в метровом слое почвы или их ненадежности составителями Методических указаний [201] рекомендуются следующие формулы Андреянова:

— при известном значении продуктивных влагозапасов верхнего метрового слоя почвогрунтов на начало расчетного периода $M_{нач}$ и неизвестном его значении на конец этого интервала времени $M_{кон}$ (в работе [201] $M_{нач}$ и $M_{кон}$ в рассматриваемых формулах неточно названы «продуктивной влажностью»)

$$M_{кон} = \frac{1}{1+c}[M_{нач}(1-c) + (1-K_0)P - Q - \Delta S_{пов} - \Delta G]; \tag{8.90}$$

— при известном $M_{кон}$ и неизвестном $M_{нач}$

$$M_{нач} = \frac{1}{1-c}[M_{кон}(1+c) - (1-K_0)P + Q - \Delta S_{пов} + \Delta G], \tag{8.91}$$

которые рекомендуется использовать при условии $(M_{нач} + M_{кон}) < 2M_{н.в}$, а при условии $(M_{нач} + M_{кон}) \geqslant 2M_{н.в}$ — соответственно уравнения водного баланса

$$M_{кон} = M_{нач} + P - E_0 - Q - \Delta S_{пов} - \Delta G \tag{8.92}$$

или

$$M_{нач} = M_{кон} - P + E_0 + Q + \Delta S_{пов} + \Delta G. \qquad (8.93)$$

В приведенных выше формулах $c = (E_0 - kP)/2M_{н.в}$ — параметр, определяемый для всего бассейна; $\Delta S_{пов}$ — сумма изменений запасов воды на поверхности водосбора (в озерах, водохранилищах, русловой сети, болотах); остальные обозначения — прежние.

Определение $M_{нач}$ или $M_{кон}$ по уравнениям (8.90)—(8.93) как разности других элементов водного баланса, входящих в правые части этих уравнений, порой существенно превышающих по значениям искомые значения $M_{нач}$ или $M_{кон}$, может сопровождаться значительными погрешностями.

Метод Андреянова привлекателен тем, что в нем учитывается структура осадков, однако следует признать, что вопрос расчета параметра K_0 и суточных сумм E_0 до сих пор разработан недостаточно полно. Тем не менее этот метод без должной предварительной проверки рекомендован в работе [219] для расчетов текущих водных балансов речных бассейнов.

8.3.3. Полуэмпирические методы расчета испарения

Эта большая группа методов включает методы, основанные на установлении связей между испарением и отдельными метеорологическими элементами: температурой и влажностью воздуха, ско-

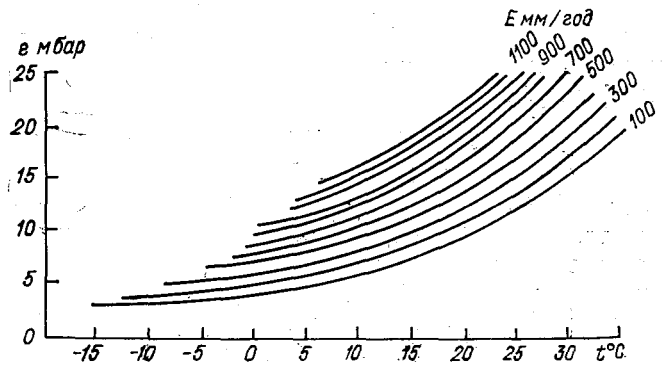


Рис. 8. График для расчета годовых значений испарения (мм/год) с почвы по средним годовым значениям температуры и влажности воздуха, измеренным на высоте 2,0 м.

ростью ветра, осадками и т. п. Из этой группы можно отметить методы Б. И. Полякова, П. С. Кузина, Р. Майера и др.

В настоящее время из методов этой группы широкое распространение в СССР получил метод А. Р. Константинова. В его основе лежит выявленная им зависимость вертикальных градиентов

температуры и влажности воздуха от смещенных во времени значений этих элементов. Используя уравнения турбулентной диффузии и обширный экспериментальный материал, Константинов получил графические зависимости испарения от исправленных значений температуры и влажности воздуха, а также разработал расчетные таблицы поправок к последним [135]. Эти поправки вводятся для месячных, декадных и суточных значений температуры. При расчетах испарения за год такие поправки не вводятся. В качестве примера на рис. 8 представлен график зависимости E от средних годовых значений температуры и влажности воздуха, используемой для расчета годовых сумм испарения E. Кроме графиков для расчета испарения, Константиновым составлены аналогичные графики для расчета испаряемости, под которой он понимает испарение с оптимально увлажненного луга.

8.3.4. Методы расчета испарения с достаточно увлажненной поверхности

Эта группа методов получила развитие в связи с оценкой условий произрастания растений и обоснованием режима водных мелиораций. Помимо отмеченных выше методов расчета испаряемости Будыко, Пенмана, Мезенцева, Тюрка, Будаговского, Константинова в практике используется еще ряд способов. К ним относятся широко распространенные методы А. Н. Костякова, Торнтвейта, Блейни и Кридла, А. М. и С. М. Алпатьевых, Н. Н. Иванова и др.

Метод А. Н. Костякова основан на использовании так называемых транспирационных коэффициентов $K_{тр}$, представляющих собой отношение испарения к урожаю. Испарение в этом методе рассчитывается по формуле

$$E_{опт} = K_{тр} У, \tag{8.94}$$

где $У$ — урожай; $E_{опт}$ — испарение с достаточно увлажненной поверхности поля.

Недостаток этого метода очевиден: в нем не учитывается влияние погодных условий на испарение.

Теоретически более обоснованным является метод Алпатьевых [5, 251]

$$E_{опт} = K_{биол} \cdot \sum d_z, \tag{8.95}$$

где $K_{биол}$ — биологический коэффициент испарения, зависящий от вида растений и суммы температур воздуха, приведенных к 12-часовой продолжительности дня; $\sum d_z$ — сумма средних суточных дефицитов влажности воздуха.

В среднем $K_{биол}$ равняется 0,64. Этот метод принят Минсельхозом СССР в качестве основного при расчетах режимов орошения в СССР.

Формула Торнтвейта [114] для расчета испарения с увлажненной поверхности (потенциальной эвапотранспирации), получившая широкое применение за рубежом, имеет вид

$$E_{опт} = 1{,}6\left(10\frac{T}{I_T}\right)^{a_T}\left(\frac{n_{дн}}{30}\frac{\tau_{дн}}{12}\right); \qquad (8.96)$$

здесь T — средняя месячная температура воздуха; I_T — тепловой индекс

$$I_T = \sum_{1}^{12} i_T, \qquad (8.97)$$

где $i_T = \left(\frac{T}{5}\right)^{1{,}514}$;

$$a_T = 6{,}75 \cdot 10^{-7} I_T^3 - 7{,}71 \cdot 10^{-5} I_T^2 + 1{,}79 \cdot 10^{-2} I_T + 0{,}49; \qquad (8.98)$$

$n_{дн}$ — число суток в расчетном периоде; $\tau_{дн}$ — продолжительность дня для этого периода.

Интересный метод расчета оптимального испарения $E_{опт}$ предложили Блейни и Кридл [131]. Расчетная формула имеет вид

$$E_{опт} = 25{,}4 K T K_{св}, \qquad (8.99)$$

где T — средняя месячная температура воздуха; $K_{св}$ — процентное отношение светлого времени суток за месяц к светлому времени суток за год; K — эмпирический коэффициент, зависящий от вида культур, климатических условий и времени года.

Обстоятельное сравнение различных методов расчета испаряемости сделала Л. И. Зубенок, показавшая, что испаряемость, рассчитываемая комплексным методом, достаточно хорошо учитывает особенности метеорологических условий территорий и ближе всего соответствует реальным условиям теплообеспеченности, определяемым радиационным балансом.

8.3.5. Влияние адвективного переноса тепла и влаги на испарение

Все приведенные выше методы применимы для расчета испарения в условиях больших однородных пространств. Если размеры рассматриваемой территории ограничены, то вследствие трансформации воздушных масс при их движении испарение может существенно отличаться от испарения с однородных территорий. Практическое значение этого явления особенно велико в условиях орошаемых земель и пустынных оазисов, так как за счет адвекции тепла из пустынь на увлажненные территории фактическое испарение может в 2 раза превышать испарение с больших территорий. Это явление в аридных условиях получило название «оазисного эффекта». Учетом его занимались многие исследователи:

Н. И. Яковлева, А. Р. Константинов, К. И. Харченко, И. Г. Горбунова, С. И. Харченко, А. П. Вершинин, О. Г. Сеттон и др. Ими разработан ряд формул и построены обобщенные кривые зависимости испарения от размеров увлажненной поверхности (рис. 9).

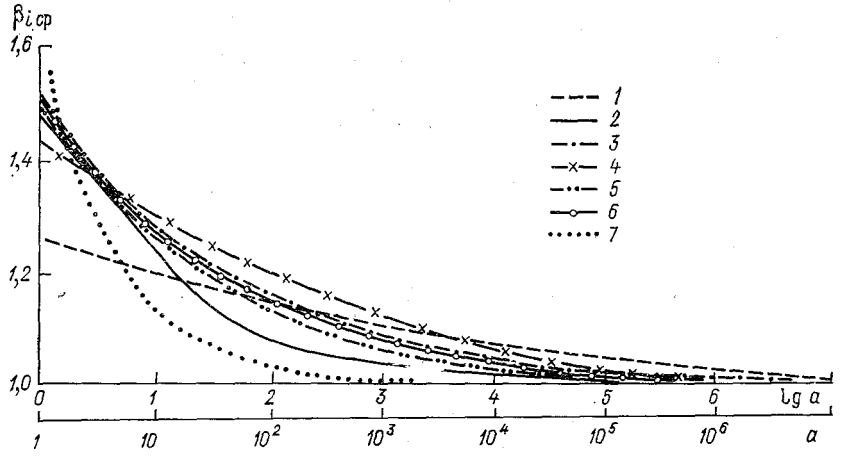


Рис. 9. Кривые зависимости параметра $\beta_{i\,ср}$ от площади орошаемого поля a.

1 — кривая, построенная А. Р. Константиновым и К. И. Харченко; *2* — по формуле (13) при n=0,08; *3* — по формуле (13) при n=0,006; *4* — кривая, построенная И. Г. Горбуновой; *5* — кривая, построенная Е. Эймерн; *6* — по данным наблюдений испарителей на рисовых полях; *7* — кривая, построенная для лесных массивов Ю. Л. Раунером.

Одна из наиболее простых формул для оценки влияния оазисного эффекта получена А. П. Вершининым [44]:

$$\beta_{i\text{ср}} = \frac{E_a}{E} = 1 + \left(\frac{\alpha_0}{\alpha_\infty} - 1\right)\left[1 - \exp\left(-100n\sqrt{a}\right)\right]\frac{1}{100 \cdot nz_0\sqrt{a}}, \tag{8.100}$$

где E_a и E — испарение соответственно с ограниченного и бесконечно большого участка суши; $\alpha_0 = LE_{\text{нав}}/(R_{\text{бал}} - B)$; $\alpha_\infty = LE/(R_{\text{бал}} - B)$; $E_{\text{нав}}$ — испарение на наветренном крае участка; $n_{z_0} = \frac{\varkappa^2}{10\ln\frac{1}{z_0}}$; $\varkappa$ — постоянная Кармана; z_0 — шероховатость поверхности, м; a — площадь поля, га; остальные обозначения — прежние.

Значения α_0 линейно зависят от отношения температуры T (°С) к дефициту влажности воздуха d (мбар):

$$\alpha_0 = 1{,}9T/d. \tag{8.101}$$

Соответствующие расчетные значения $\beta_{i\text{ср}}$ для поверхности с разной шероховатостью z_0 приведены на рис. 9.

8.4. Сравнительная оценка основных методов определения испарения, используемых в СССР

Как показывает анализ данных, выполненный в разное время многими авторами, из всех существующих методов измерения испарения наиболее обоснованными и точными являются методы водного баланса изолированного монолита (лизиметры, испарители) и теплового баланса с использованием отношения Боуэна. Если в первом методе инструментальная погрешность определения испарения с монолита относительно мала, то во втором она может достигать 100 % и более (при некоторых сочетаниях градиентов температуры ΔT, влажности воздуха Δe и разности $(R_{бал} - B)$ радиационного баланса $R_{бал}$ и теплопотока в почву B). Однако ошибки метода изолированного монолита, возникающие за счет несоответствия условий испарения в монолите условиям поля (случайность выбора образца монолита, несоответствие окружающего фона, теплового и водного режима, минерального питания растений и т. д.), значительно больше, чем у метода теплового баланса, дающего осредненные по площади значения градиентов метеоэлементов и не вносящего существенных искажений в состояние деятельной поверхности. Согласно существующим оценкам, ошибки обоих методов примерно одинаковы и составляют для декадных сумм испарения примерно 15—25 %. Наблюдения на орошаемых полях Северного Кавказа и Южного Казахстана показали, что среднее квадратическое расхождение между этими методами составляет около 20 мм в декаду, относительное — 30 %.

Сопоставление случайной погрешности измерения испарения как методами испарителей, так и теплового баланса с естественной вариацией испарения (табл. 27) показывает, что в настоящее время они соизмеримы. Это указывает на недостаточно удовлетворительную точность измерений.

Специально выполненные исследования [46] свидетельствуют о том, что эти методы в существующем на сети гидрометстанций

Таблица 27

Сравнение средних квадратических ошибок σ_Σ основных методов экспериментального определения месячных сумм испарения (по данным П. П. Кузьмина и Рекомендациям [251])

Зона	Естественная изменчивость C_v %	σ_Σ %	
		метод испарителей	метод теплового баланса
Лесная	15—28	16—23	15
Лесостепная	16—50	16—23	16
Степная	27—50	16—23	16
Полупустынная и пустыни	25—74	16—23	25—50

варианте не лишены и систематических погрешностей. Так, испарители ГГИ-500-50 в подзоне хвойных лесов занижают испарение на 5—7 %, в подзоне лиственных лесов и в лесостепной зоне на 10 %, в степной — на 15—20 %, а в пустынной — до 50 % измеренного значения. Метод теплового баланса, наоборот, примерно на столько же завышает значения испарения. В зоне пустынь рассчитанные этим методом значения испарения могут превышать годовые суммы осадков.

Занижение значений испарения, определенных методом испарителей, обусловлено в основном пересыханием почвенного монолита, а завышение при расчете методом теплового баланса, очевидно,— неучетом различий в коэффициентах турбулентности для потоков тепла, влаги и количества движения.

При оценке способов расчета испарения важно установить их точность. Основным способом оценки надежности метода является сравнение рассчитанных и измеренных значений. Мерой их несоответствия служит средняя квадратическая ошибка σ_{Σ}, определяемая по формуле

$$\sigma_{\Sigma} = \sqrt{\frac{\sum (E_{\text{расч}} - E_{\text{изм}})^2}{n}}, \qquad (8.102)$$

где $E_{\text{расч}}$ и $E_{\text{изм}}$ — соответственно рассчитанное и измеренное испарение; n — число случаев сравнения.

Измеренные значения испарения содержат некоторую погрешность $\Delta = E_{\text{изм}} - E_{\text{ф}}$, где $E_{\text{ф}}$ — фактическое (истинное) испарение.

Если величину $E_{\text{изм}}$ представить в виде $(E_{\text{ф}} + \Delta)$ и подставить в формулу (8.102), то получим

$$\sigma_{\Sigma} = \sqrt{\frac{\sum [(E_{\text{расч}} - E_{\text{ф}})^2 + (E_{\text{изм}} - E_{\text{ф}})^2]}{n}}, \qquad (8.103)$$

или

$$\sigma_{\Sigma} = \sqrt{\sigma^2_{\text{расч}} + \sigma^2_{\text{изм}}}, \qquad (8.104)$$

где $\sigma_{\text{расч}}$ и $\sigma_{\text{изм}}$ — средние квадратические расхождения соответственно между рассчитанным и фактическим (истинным) и между измеренным и фактическим значениями испарения.

Выражение (8.104) показывает, что нельзя произвести оценку надежности метода расчета с ошибкой, меньшей, чем погрешность измерения данной величины. В том случае, если расчетный метод основан на строгих физических законах, а исходные параметры измеряются с высокой точностью, т. е. когда $\sigma_{\text{расч}}$ может быть много меньше $\sigma_{\text{изм}}$, то и σ_{Σ} будет близко к $\sigma_{\text{изм}}$, так как практически во все существующие методы расчета испарения входят эмпирические параметры, определяемые по данным измеренных

значений испарения. Это означает, что $\sigma_{расч}$ таких методов включает в себя $\sigma_{изм}$ и в лучшем случае равняется ему. Тогда

$$\sigma_{\Sigma} = \sqrt{2\sigma_{изм}}. \qquad (8.105)$$

Следовательно, если при сравнении рассчитанных и измеренных значений окажется, что $\sigma_{\Sigma} = \sqrt{2\sigma_{изм}}$, такой способ расчета следует признать совершенным для заданной точности измерения и искать каких-либо путей его усовершенствования с помощью эмпирических построений не имеет смысла.

Суточные суммы испарения любым способом (кроме гидравлических испарителей) измеряются с погрешностью, близкой к значению самого испарения. Поэтому, как следует из выражения (8.105), создание методов расчета суточных значений испарения в настоящее время необходимо признать нецелесообразным, так как погрешности расчета будут больше самого значения испарения.

Минимальным интервалом времени, для которого создание расчетного способа целесообразно, является пентада (при строго теоретическом способе $\sigma_{\Sigma} \approx 30$ %, а при полуэмпирическом $\sigma_{\Sigma} \approx 45$ % измеренного значения испарения).

Для расчета суммарного испарения с сельскохозяйственных полей одним из наиболее обоснованных является тепловоднобалансовый метод, предложенный С. И. Харченко. Этот метод основан на совместном решении уравнений теплового и водного балансов и учитывает не только биологические особенности растений и глубину залегания грунтовых вод [307], но и влияние оазисного эффекта [44].

Проверка тепловоднобалансового метода была произведена Л. В. Шевченко [312] по данным наблюдений 27 станций, расположенных в различных климатических зонах СССР и ведущих теплобалансовые наблюдения. Для сравнения рассчитанных и измеренных значений испарения было использовано всего 651 месяце-пункт.

Статистическая оценка надежности расчета месячных и декадных значений испарения показала: 1) средняя квадратическая ошибка $\sigma_{\Sigma} = \pm 28$ % измеренных значений испарения; 2) отклонения рассчитанных значений от измеренных не более чем на 30 % обеспечены по всем станциям в среднем на 65 %. Отсюда видно, что погрешности тепловоднобалансового метода близки к минимально возможным, а сам метод может быть широко использован в практических расчетах.

Примерно такие же случайные ошибки имеют комплексный метод, методы В. С. Мезенцева и А. Р. Константинова.

Значительный интерес представляет оценка систематических погрешностей этих методов. Частные оценки, выполненные разными авторами, показывают, что в отдельных случаях эти методы различаются между собой до 100 % и более. Более обстоятельные оценки, основанные на сравнительном анализе значений

испарения, определенных разными методами в различных климатических зонах [46], привели к следующим результатам.

Систематические погрешности комплексного метода для большей части территории СССР находятся в пределах 30 %. Для зоны тундры и подзоны хвойных лесов испарение, рассчитанное этим методом, получается заниженным на 5—20 %; в подзонах лиственных лесов и лесостепей погрешности расчета испарения малы; далее к югу расчет по этому методу вновь дает заниженные значения испарения: в степях — до 10 %, полупустынях — до 30 %, а в пустынях — до 50 % и более.

Испарение, вычисленное по методу А. Р. Константинова, в зоне избыточного увлажнения (тундра, хвойные и лиственные леса) может быть занижено на 5—30 %, а в зонах переменного и недостаточного увлажнения (лесостепь, степь), наоборот, завышено до 15 %. В аридных зонах (полупустыни и пустыни) завышение становится еще больше и колеблется от 30 до 60 %.

Метод В. С. Мезенцева дает неоправданно завышенные значения испарения в зоне тундры. В подзоне хвойных лесов завышение составляет около 15—20 %, а лиственных лесов — 5—10 %; в лесостепной и степной зонах он дает результаты, близкие к действительности, а южнее в подзоне южных степей, зонах полупустынь и пустынь занижение испарения составляет соответственно 10—15, 20—30 и 30—50 %.

Таким образом, применение современных методов определения испарения с суши требует большой осторожности. Во всех случаях практических расчетов необходим обязательный анализ возможных погрешностей и сопоставление получаемых результатов с данными о радиационном балансе, испаряемости и, конечно, с измеренными значениями испарения (с учетом их возможных погрешностей) и данными водного баланса.

Перечисленные выше методы в основном предназначены для определения испарения с сельскохозяйственных полей, разнотравья или фонового (среднего по территории) испарения. Кроме них существует еще ряд специфических методов для определения испарения с поверхности леса, болот и т. п. Краткое изложение их приводится ниже.

8.5. Методы определения испарения с леса

Леса занимают обширные пространства нашей страны и в значительной степени определяют характер ее ландшафтных зон. Изучение суммарного испарения с леса как одной из составляющих водного и теплового балансов в нашей стране тесно связано с идеями выдающихся ученых А. И. Воейкова, В. В. Докучаева, Г. Н. Высоцкого, Л. А. Иванова, В. Н. Сукачева и др. На протяжении нескольких последних десятилетий изучению испарения в условиях леса были посвящены многочисленые исследования как в нашей стране, так и за рубежом [307].

Суммарное испарение с леса (эвапотранспирация) определяется в целях исследования водного баланса территорий и водосборов, покрытых лесом, для выяснения гидроклиматической роли леса, оценки влияния лесомелиоративных и лесохозяйственных мероприятий на водный режим и водные ресурсы, а также при проведении биогеоценологических исследований.

Изучение испарения в условиях леса организуется в первую очередь на воднобалансовых станциях и специальных лесогидрологических стационарах, расположенных в различных районах лесной зоны, в том числе и в горных условиях. Оно базируется на постановке комплексных воднобалансовых, теплобалансовых и фенологических наблюдений, а также связано с необходимостью определения продуктивности древесной растительности.

8.5.1. Специфика определения испарения с леса

Для определения суммарного испарения в условиях леса могут применяться методы водного баланса, теплового баланса и турбулентной диффузии, а также косвенный метод, основанный на результатах определения отдельных его составляющих. Они изложены в работах [135, 209, 213, 232, 307]. Здесь дается краткое описание некоторых из них, получивших наибольшее распространение. Отметим, что использование любого из указанных методов для определения суммарного испарения связано с известными трудностями, вытекающими из особенностей лесной растительности. Последняя имеет более глубокую корневую систему и характеризуется более высокими значениями динамической шероховатости по сравнению с растительным покровом в условиях поля.

Методом водного баланса суммарное испарение с лесного водосбора E определяется по разности осадков P, стока Q и изменений суммарных запасов воды в бассейне ΔS. Использовать такой метод определения суммарного испарения с леса практически не всегда возможно, так как ряд аккумуляционных элементов баланса не измеряется [195]. Целесообразно применять его для хорошо изученных в гидрометеорологическом и гидрогеологическом отношениях замкнутых речных водосборов.

Другой случай удовлетворительного использования метода водного баланса для расчета суммарного испарения возможен применительно к воднобалансовым площадкам, в пределах которых происходит формирование и разгрузка грунтовых вод. В этом случае наблюдается только отток грунтовых вод с участка и просачивание влаги из верхнего водоносного пласта в нижние горизонты. Из-за отсутствия притока грунтовых вод в пределы этих площадок извне они наиболее просты для организации изучения водного баланса, при этом, естественно, воднобалансовые площадки по лесорастительным условиям должны быть типичными (индикаторными) для изучаемого лесного массива. В зависимости от степени разнообразия лесорастительных условий в пределах водосбора таких площадок может быть несколько. Выбор их осуществляется на

основании анализа геоботанической карты района исследований. Описание организации и устройства воднобалансовых площадок подробно рассмотрено в Руководстве воднобалансовым станциям [268], а также в работах [53, 252 и др.].

Для участков водосбора, где грунтовые воды залегают сравнительно глубоко (более 10 м) и не участвуют во влагообороте верхней зоны аэрации, для определения испарения применяется следующее уравнение:

$$E = P - Q_{пов} - \Delta S_{сн} - \Delta S_{пон} - \Delta M - Q_{инф}, \qquad (8.106)$$

где P — осадки; $Q_{пов}$ — поверхностный сток; $\Delta S_{сн}$ — изменение запасов воды в снежном покрове (включая ледяную корку) на поверхности почвы; $\Delta S_{пон}$ — изменение запасов воды в понижениях поверхности водосбора (временные скопления воды в бессточных понижениях); ΔM — изменение влагозапасов в верхнем слое почвогрунтов; $Q_{инф}$ — количество просочившейся воды из верхней активной зоны аэрации в нижележащие слои грунта (или до уровня грунтовых вод).

В теплые периоды года, когда осадки, кроме задержанных пологом леса, расходуются только на испарение, пополнение запасов влаги в верхнем слое почвогрунтов и на поверхностный сток, формула для вычисления суммарного испарения с леса имеет вид

$$E = P - Q_{пов} - \Delta M. \qquad (8.107)$$

При отсутствии поверхностного стока указанная формула еще более упрощается:

$$E = P - \Delta M. \qquad (8.108)$$

Косвенный метод определения суммарного испарения с леса основан на количественной оценке отдельных его составляющих: суммарного испарения под пологом леса E_1, испарения части осадков, задержанных пологом леса E_2, и транспирации древесной растительности E_3. Тогда

$$E = E_1 + E_2 + E_3. \qquad (8.109)$$

В зависимости от таксационных характеристик насаждения (состав, возраст, полнота и тип леса) количественное соотношение между перечисленными составляющими суммарного испарения будет различно. Числовые значения этих соотношений различаются во времени, особенно существенно в теплый и холодный периоды года. Так, например, испарение под пологом леса в теплое время года представляет собой в основном испарение с надпочвенного покрова, а в холодное — испарение со снежного покрова.

Ниже кратко осветим основные приемы и методы количественной оценки отдельных составляющих суммарного испарения с леса.

Суммарное испарение под пологом леса E_1 измеряется весовыми испарителями ГГИ-500-50 и ГГИ-Б-1000. Наблюдения организуются и проводятся на преобладающих видах растительного покрова в местах, выбираемых с использованием геоботанической карты.

Испарение E_2 осадков, задержанных пологом леса P_2, определяется по разности между количеством осадков, выпадающих на полог леса P, и количеством осадков, измеренных под пологом леса P_1 и стекающих по стволам деревьев P_3:

$$E_2 = P - P_1 - P_3 = P_2. \tag{8.110}$$

Осадки, выпадающие на полог леса P, измеряются по осадкомерным приборам. Приборы устанавливаются на небольшой поляне или вырубке с углом закрытости горизонта 45—60°; поперечник вырубки должен быть не меньше одинарной — двойной высоты деревьев. Для учета осадков под пологом леса устанавливается от 15 до 20 осадкомеров. Размещены они могут быть либо по принципу случайного их распределения, либо на основании выбора «модельных» деревьев [268].

Транспирация E_3 древесной растительности определяется различными методами. Наиболее распространенными из них являются методы водного баланса и весовой.

Определение транспирации методом водного баланса производится по формуле

$$E_3 = P_1 + P_3 - Q_{\text{пов}} - E_1 \pm \Delta G \pm \Delta M, \tag{8.111}$$

где ΔG — изменение запасов подземных вод; остальные обозначения — прежние.

Количественная оценка транспирации весовым методом заключается в определении ее по изменению массы веток с листьями или хвоей, взвешиваемых на весах немедленно после срезания их с дерева. В литературе этот метод, связанный с работами Л. А. Иванова, получил название метода быстрого взвешивания. Подробное его описание имеется, в частности, в работах [5, 170] и др.

Особенности использования метода теплового баланса в условиях леса связаны с необходимостью проводить измерения радиационного баланса и градиентные измерения на метеорологических мачтах так, чтобы первичные преобразователи (датчики) измерительной аппаратуры были расположены над лесом. Методы расчета отдельных составляющих теплового баланса (турбулентного потока тепла и потока тепла в деятельном слое) принципиально не отличаются от методов расчета для полевых условий, но имеют некоторые особенности, учитывающие специфику лесной растительности.

При использовании метода теплового баланса важным является выбор оптимальных высот наблюдений над пологом леса, на которых потоки тепла и влаги были бы стационарными. Согласно

рекомендации работы [102], высоты установки нижнего и верхнего психрометров должны быть больше средней высоты древостоя соответственно в $^4/_3$ и $^3/_2$ раза. Для правильного определения потоков тепла и влаги, помимо шероховатости z_0, важно установить высоту слоя вытеснения. При расчете потока тепла в почву необходимо также определить изменение количества теплоты фитомассы. Подробнее методика расчета изложена в работах [5, 245].

Помимо методов водного и теплового балансов для определения суммарного испарения с поверхности леса может использоваться пульсационный метод (см. п. 8.3).

8.5.2. Особенности расчета испарения с леса

В связи с большими трудностями организации непосредственных наблюдений для определения суммарного испарения с леса приходится пользоваться косвенными методами его расчета как для многолетнего периода, так и для отдельных лет.

Среднее годовое (многолетнее) испарение с территорий, покрытых лесом, определяется по карте Ю. Л. Раунера (рис. 10), обоснование методики построения которой приведено в его работе [245].

Среднее многолетнее месячное испарение с леса (в мм) рассчитывается с помощью таблицы относительного (в процентах от годовой суммы) распределения суммарного испарения по месяцам (табл. 28) и средней годовой суммы испарения, снимаемой с карты (см. рис. 10).

Таблица 28

Распределение испарения с леса по месяцам (в процентах от годовой суммы) в различных пунктах лесной зоны ЕТС

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Валдай	1	1	3	7	15	21	20	16	10	4	1	1
Кострома	0	0,5	2	8	15	23	20	16	11	4	0,5	0
Высокая Дубрава	0	0,5	2	8	17	23	19	14	12	4	0,5	0
им. С. И. Небольсина	0,5	1	3	9	16	20	17	17	10	4	2	0,5
Торопец	0	0,5	2	9	15	22	21	14	11	4	1	0,5

Суммарное испарение с леса за отдельные месяцы конкретных лет рассчитывается различно для месяцев теплого и холодного периодов года. За месяцы теплого периода — с мая по сентябрь включительно — испарение с леса вычисляется по формуле

$$\sum E = K_{\text{лес}} \sum E_0, \qquad (8.112)$$

где $K_{\text{лес}}$ — коэффициент испарения с леса, значение которого определяется по схеме (см. [5, 251]) в зависимости от радиационного

индекса сухости $\sum R_{бал}/K_{лес} \cdot \sum P$ и продолжительности расчетного периода. Суммы $\sum E_0, \sum R_{бал} \sum P$ вычисляются нарастающим итогом за следующие расчетные интервалы, начиная с первого месяца теплового периода года: отдельно за май, за два месяца — май и июнь, за три месяца — май—июль и т. д. до конца сентября. Индексами E, E_0, $R_{бал}$ и P здесь обозначены месячные

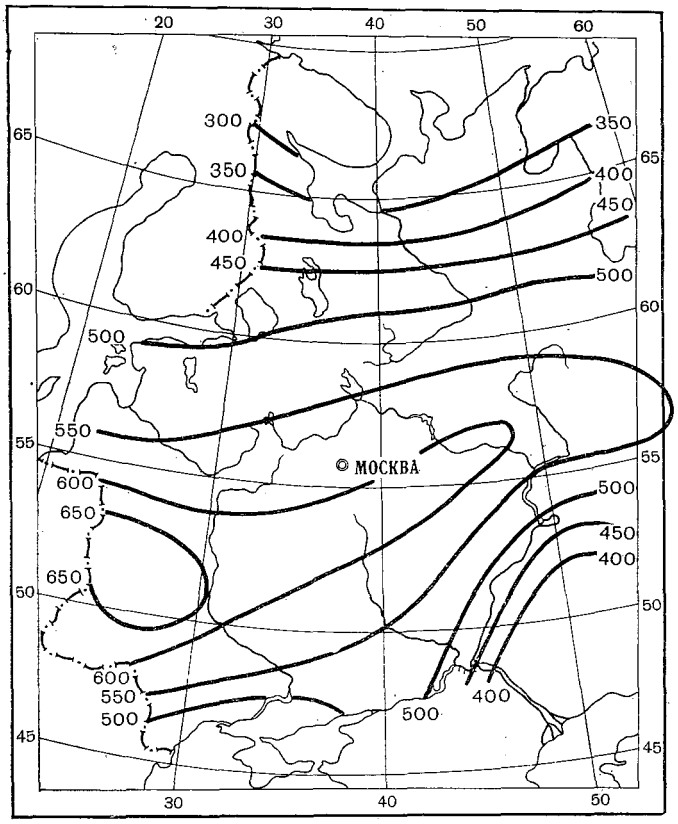


Рис. 10. Среднее многолетнее годовое испарение с территорий, покрытых лесом, мм.

суммы испарения с леса E, испаряемости E_0, радиационного баланса $R_{бал}$ для поверхности, занятой разнотравьем (суходольный луг, залежь, целина), определяемого по измерениям на актинометрических станциях, и осадков P, исправленных всеми видами поправок.

Исходными данными расчета являются месячные суммы $R_{бал}$ и P, а также средние месячные значения температуры T и влажности e воздуха. При отсутствии измерений радиационного баланса в пределах изучаемой территории данные о нем могут быть полу-

чены по ближайшему актинометрическому пункту. Однако удаленность его не должна превышать 200 км. При вычислении $\sum P$ для всех месяцев, кроме сентября, используются их месячные суммы осадков (за весь месяц). Для сентября месячная сумма осадков берется лишь в случае, если их значение не превышает испаряемости за этот же месяц ($P<E_0$). При $P>E_0$ осадки за сентябрь принимаются равными испаряемости ($P=E_0$).

Радиационный индекс сухости находится для всех периодов из отношения нарастающих сумм $\sum R_{бал}$ и $K_{лес} \sum P$, но для мая значение его вычисляется из выражения

$$\frac{\left(\sum R_{бал}/K_{лес} \sum P\right)_V + 1}{2}, \qquad (8.113)$$

т. е. к найденному обычным способом значению индекса за май прибавляется единица и полученная таким путем сумма делится на два. Испаряемость E_0 определяется по методике, разработанной М. И. Будыко и Л. И. Зубенок [251].

Поскольку при вычислении испарения по формуле (8.112) получаются нарастающие суммы испарения (за май, за два месяца — май и июнь, за три месяца — май, июнь, июль и т. д.), месячные значения испарения (кроме мая) рассчитываются по разности двух смежных нарастающих сумм. Вычисленные таким способом месячные значения испарения умножаются на коэффициенты, учитывающие некоторые различия в испарении с различных пород леса. Эти коэффициенты имеют следующие значения: 0,9 — для соснового леса, 1,00 — для елового и 1,10 — для лиственного. Кроме того, при определении испарения с небольших по размерам лесных массивов, расположенных в подзоне лиственных лесов и лесостепной зоне, следует еще учитывать влияние на испарение краевого эффекта. В этом случае месячные суммы испарения (после исправления на коэффициент, учитывающий породу леса) умножаются на коэффициенты, значения которых при площади лесного массива 10, 100, 1000 и 10 000 км² составляют соответственно 1,16; 1,07; 1,02 и 1,00. Случайные ошибки вычисления месячных значений испарения по этой формуле составляют 30 %.

Месячные суммы испарения с леса в холодный период года определяются следующим образом. Сначала по формуле П. П. Кузьмина [165] рассчитывается месячная сумма испарения с поверхности снежного покрова для условий открытой местности (поле). Затем, умножая эту сумму на коэффициент 1,25, получают общее испарение (с задержанного кронами деревьев снега и снега под пологом леса) за месяц для площади, занятой хвойным лесом.

Испарение за апрель, октябрь и ноябрь во всех природных зонах, где произрастают леса, а в северной половине подзоны таежных лесов также и за сентябрь принимается равным испаряемости.

При наличии данных метеорологических измерений, необходимых для расчета испаряемости с леса $E_{0\,лес}$, и данных по влагоза-

пасам в почвогрунтах испарение с леса может быть вычислено комплексным методом М. И. Будыко и Л. И. Зубенок. При отсутствии необходимых данных по испаряемости с леса последняя может быть определена по величине испаряемости с луга $E_{0\,луг}$ вычисленной по данным метеостанции, путем введения поправочного коэффициента $K_{луг}$, т. е.

$$E_{0\,лес} = K_{луг} E_{0\,луг}. \tag{8.114}$$

Тогда расчетные формулы для определения испарения с леса комплексным методом примут вид:

$$E = K_{луг} E_{0\,луг} (M_{нач} + M_{кон})/2M_{н.\,в} \text{ при } (M_{нач} + M_{кон})/2 < M_{н.\,в}; \tag{8.115}$$

$$E = K_{луг} E_{0\,луг} \text{ при } (M_{нач} + M_{кон})/2 \geqslant M_{н.\,в}, \tag{8.116}$$

где $(M_{нач}+M_{кон})/2$ — среднее за месяц количество продуктивных запасов влаги в метровом слое почвы, мм; $M_{н.\,в}$ — влагозапасы при наименьшей влагоемкости почвы, мм.

Поправочный коэффициент $K_{луг}$ характеризует соотношение испаряемости с леса $E_{0\,лес}$ и луга $E_{0\,луг}$.

$$K_{луг} = E_{0\,лес}/E_{0\,луг}. \tag{8.114а}$$

Более подробно эти вопросы освещены в работе [5].

Кроме рассмотренных методов расчета испарения с леса возможно применение и ряда других, например, метода Пенмана, изложение которого дается в п. 8.3.2.

8.6. Методы определения испарения с болот

8.6.1. Определение испарения методами весовых испарителей и теплового баланса

Наибольшее распространение при исследованиях испарения с болот получил метод весовых испарителей. Он состоит в том, что испарение между сроками наблюдений определяется по изменению массы монолита торфа с естественной болотной растительностью, помещенного в испаритель, с учетом выпавших за этот же период осадков.

Для измерения испарения с неосушенных верховых болот применяются испарители типа ГГИ-Б-1000 или ГГИ-Б-1000М. Последние устанавливаются на сильно обводненных участках и в мочажинах. Испаритель ГГИ-Б-1000М (ГР-93), в отличие от испарителя ГГИ-Б-1000, имеет специальное устройство, позволяющее, опуская или поднимая монолит, покрывать его поверхность слоем воды, тем самым максимально приближая условия испарения с испарителя к условиям испарения с сильно обводненных болотных микроландшафтов. Испарение с болотных озер (озерков) измеряется с помощью водного испарителя ГГИ-3000. На осушенных

болотах, используемых под сельскохозяйственные поля, применяются, кроме того, лизиметры ГР-80 [219].

Испарительные установки оборудуются на всех основных болотных микроландшафтах, за исключением лесных или сильно облесенных (с сомкнутостью крон более 0,5). Растительность и микрорельеф участка, выбранного для организации наблюдений, должны быть типичными для всего микроландшафта. В комплексных микроландшафтах (грядово-мочажинных, грядово-озерковых и др.) испарители устанавливаются обязательно как на гряде, так и в мочажине (озерке).

Вопросы определения необходимого количества испарителей, методики выбора монолитов и типа приборов, производства наблюдений по ним и обработки результатов наблюдений освещены в Наставлении [219].

Метод теплового баланса применяется в первую очередь на болотных станциях, ведущих актинометрические и градиентные наблюдения по стандартной программе, а также при специальных (экспедиционных) исследованиях, когда в течение короткого времени требуется установить закономерности процесса испарения в тех или иных условиях.

В настоящее время на болотных станциях из четырех элементов теплового баланса — радиационного баланса $R_{бал}$, потока тепла в торфяную залежь B, турбулентного потока тепла в приземном слое атмосферы H_a и затрат тепла на испарение LE — непосредственно измеряются только первые два ($R_{бал}$ и B); другие два (H_a и LE) определяются расчетным путем по данным градиентных наблюдений за температурой и влажностью воздуха. При отсутствии непосредственных измерений теплопотока в торфяную залежь он вычисляется по данным наблюдений за температурой и влажностью почвы на разных глубинах.

Для измерения радиационного баланса применяется балансомер (на высоте 1,5 м), теплопотока в торфяную залежь — тепломер АФИ (на глубине 2,5 см), температуры и влажности воздуха — электропсихрометры конструкции АФИ, расположенные на высотах 0,5 и 2 м над поверхностью болота [219].

Расчет испарения осуществляется по формуле, аналогичной (8.31).

Турбулентный отток тепла в атмосферу вычисляется как остаточный член уравнения теплового баланса ($H_a = R_{бал} - B - LE$), где L — скрытая теплота парообразования, равная примерно 600 кал/г, или 2,52 Дж/кг.

8.6.2. Расчетные способы определения испарения с болот

Нормы испарения за месяцы теплого периода года E (мм/мес) с низинных болот и с поверхности сфагново-кустарничкового микроландшафта верховых болот рассчитываются по формуле

$$E = \alpha R_{бал}, \qquad (8.117)$$

где α — коэффициент пропорциональности в (мм·см^2)/ккал[1], определяемый для каждого месяца в зависимости от типа болота по специальной таблице, приведенной в работе [251]; $R_{бал}$ — средняя многолетняя месячная сумма радиационного баланса поверхности болота, в ккал/(см^2·мес), которая при отсутствии многолетних наблюдений рассчитывается в зависимости от суммарной солнечной радиации, альбедо поверхности болота и эффективного излучения по методике, изложенной в Рекомендациях [251].

Расчеты для месяцев холодного периода года, учитывая при этом наличие снега на поверхности болота, производятся по методике П. П. Кузьмина (см. п. 10).

Ошибки вычисления среднего многолетнего месячного испарения по формуле (8.117) составляют около 14 %.

При наличии данных наблюдений за радиационным балансом деятельного слоя болота формулу (8.117) и таблицу значений коэффициента α [251] можно применять для вычисления испарения за отдельные месяцы конкретных лет. В этом случае ошибка вычисления составляет 25 %.

Среднее многолетнее испарение за период вегетации, обычно принимаемый между датами весеннего и осеннего перехода температуры воздуха через 5 °С, с осушенных верховых болотных массивов, используемых под фрезерную торфодобычу, практически мало отличается от такового для верховых неосушенных болот. Оно определяется для болот ЕТС и Западной Сибири по карте [251], на которой приведены не только изолинии равных значений испарения с верховых болот (от 325 мм в северной до 475 мм в южной части района их распространения), но и границы районов одинаковой продолжительности вегетационного периода.

Среднее многолетнее испарение за период вегетации с осушенных низинных болот ЕТС, используемых под сельскохозяйственные угодья, определяется по карте [251], на которой изображены изолинии испарения (от 400 мм в северных до 525 мм в южной части района их распространения) и границы районов одинаковой продолжительности вегетационного периода. Это испарение зависит от вида угодий и урожая сельскохозяйственных культур, что учитывается путем введения в снятые с карты значения поправочных коэффициентов, равных при условии достаточного увлажнения и высоких урожаев 1,08 для многолетних трав и 1,12 — для яровых зерновых.

Распределение суммы испарения за вегетационный период, полученного с помощью указанных двух карт, по месяцам этого периода производится по таблице относительных месячных значений (в долях от суммы за период) испарения, приведенной также в работе [251].

От месячного или сезонного (за вегетационный период) значения испарения с поверхности сфагново-кустарничкового микро-

[1] При выражении радиационного баланса $R_{бал}$ в кДж/м^2 коэффициент α, взятый из работы [241], должен быть умножен на $0{,}24 \cdot 10^{-4}$. Размерность α будет (мм·м^2)/Дж.

ландшафта верхового болота можно перейти к испарению с поверхности грядово-мочажинных микроландшафтов. Это делается с помощью поправочного коэффициента (его значения, согласно Рекомендациям [251], находятся в пределах 1,01—1,63), учитывающего влияние мочажин, испаряющих больше, чем гряды (в зависимости от доли площади микроландшафта, занятой грядами, и среднего превышения гряд над мочажинами).

Во всех случаях, когда верховое болото частично или полностью занято лишайниками, уменьшающими испарение по сравнению с испарением со сфагново-кустарничковой растительности, значение испарения умножается на коэффициент, изменяющийся от 1,00 (при отсутствии лишайников) до 0,46 (при 100 %-ной площади покрытия болота лишайниками).

При наличии лишайника на грядово-мочажинном микроландшафте вычисленные по формуле (8.117) или снятые с карты значения испарения умножаются на оба поправочных коэффициента.

9. МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ И РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Испарение с водной поверхности является одним из основных элементов гидрологического цикла. Процесс испарения состоит в том, что часть молекул, обладающая достаточными для преодоления сил молекулярного притяжения (сцепления) скоростями, отрывается от поверхности воды и поступает в атмосферу. Одновременно молекулы водяного пара, находящиеся над испаряющей поверхностью, частично возвращаются в жидкую фазу. Таким образом, наблюдаемое (измеряемое) испарение представляет собой разность отрывающихся от водной поверхности и возвращающихся к ней потоков молекул. Если количество молекул, перешедших из воздуха в жидкость, оказывается больше количества молекул, вылетевших из жидкости, происходит конденсация, т. е. процесс, обратный процессу собственно испарения. Скорость испарения (конденсации) обычно характеризуется толщиной слоя воды, испаряющейся за единицу времени с единицы поверхности.

История исследований испарения с открытой водной поверхности насчитывает не одно столетие. Известно, что простейшие опыты, проведенные английским астрономом Галлеем (1687, 1691, 1694 и 1715 гг.), позволили ему впервые рассчитать и доказать, что испаряющаяся с поверхности океанов вода возвращается обратно на землю в виде дождя в таком количестве, которого достаточно для поддержания стока рек [20, 253, 292].

Большое значение для развития теплофизики и познания процессов испарения имели труды Г. В. Рихмана. В 1749 г. он выступил на торжественном собрании Петербургской академии наук с речью на тему «О законах испарения воды», текст которой получил полное одобрение М. В. Ломоносова [253]. На основании многочисленных опытов Рихман установил, что испарение воды зависит от разности упругостей холодного и теплого воздуха, от влажности и скорости его движения, от размера испаряющей поверхности, от массы и глубины воды в сосуде. Он также показал, что испарение всегда сопровождается понижением температуры.

После установления Д. Дальтоном (1802 г.) обобщенной теории упругости водяного пара появилась надежная основа для определения испарения с поверхности воды в природных условиях. Дальтон экспериментальным путем установил, что скорость испарения пропорциональна разности упругости насыщенного водяного пара

и фактической упругости водяных паров в воздухе. В математической форме закон испарения, установленный Дальтоном, имел такое написание:

$$E = C(e_0 - e), \tag{9.1}$$

где E — скорость испарения; C — эмпирический коэффициент, зависящий от неучтенных факторов, которые влияют на скорость испарения; e_0 — упругость насыщенного водяного пара; e — фактическая упругость пара в воздухе.

Фундаментальные положения одного из важнейших явлений гидрологического цикла — испарения воды,— установленные Рихманом и Дальтоном, и до настоящего времени сохраняют свое значение.

Данные по испарению с водной поверхности имеют важное значение для различных аспектов научной и производственной деятельности человека. Если испарение с океанов и окраинных морей представляет наибольший интерес с точки зрения познания общего круговорота воды в природе и глобальных тепловых взаимодействий, то сведения об испарении с поверхности внутренних водоемов необходимы в первую очередь для решения практических (хозяйственных) задач, связанных с планированием, проектированием и эксплуатацией электрических станций, систем водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий, транспортных артерий, мелиоративных систем и т. п.

Непосредственное измерение испарения с больших площадей водной поверхности в природных условиях пока что осуществить невозможно. В настоящее время для оценки испарения используются косвенные методы, основанные на применении уравнений водного и теплового балансов или турбулентной диффузии водяного пара в атмосфере. Наиболее широкое применение на практике нашли методы расчета испарения по эмпирическим и полуэмпирическим формулам, основанным на использовании доступных гидрометеорологических данных.

9.1. Метод водного баланса

Сущность метода водного баланса применительно к водоему состоит в том, что приход воды в озеро или водохранилище за какой-либо период времени должен быть равен ее расходу с учетом изменения общих запасов воды в нем. В соответствии с этим методом испарение с поверхности водоема E определяется как остаточный член уравнения, которое представляет собой алгебраическую сумму компонентов приходной и расходной частей водного баланса

$$E = P + Q_{\text{п}} + Q_{\text{п. подз}} - Q_{\text{о}} - Q_{\text{о. подз}} \pm \Delta S_{\text{оз}}, \tag{9.2}$$

где P — осадки, выпадающие на поверхность водоема; $Q_{\text{п}}$ — поверхностный приток; $Q_{\text{п. подз}}$ — подземный приток; $Q_{\text{о}}$ — поверх-

ностный сток из водоема; $Q_{о.подз}$ — фильтрация или подземный отток из водоема; $\Delta S_{оз}$ — изменение запасов воды в водоеме за расчетный промежуток времени.

Как отмечалось ранее, E является результирующей собственно испарения и конденсации на поверхности водоема.

Уравнением (9.2) учитываются основные составляющие водного баланса озера или водохранилища. В зависимости от конкретных условий и периода, за который рассчитывается испарение, количество членов в правой части уравнения может изменяться. В частности, для бессточных озер отсутствует составляющая поверхностного стока. В ряде случаев при незначительном подземном оттоке или фильтрации соответствующие статьи расхода тоже не учитываются. Для некоторых водоемов могут иметь существенное значение другие составляющие водного баланса, например, водозаборы на орошение и водоснабжение, потери воды при шлюзовании судов, временные потери на насыщение пород, слагающих дно и берега водохранилищ и др. При расчетах водного баланса за многолетний период изменение запасов воды в водоеме обычно принимается равным нулю. В действительности, это положение не всегда имеет место и является справедливым в том случае, если при средних многолетних значениях элементов водного баланса среднее значение уровня воды в водоеме соответствует уровню равновесия. Подробный анализ соотношений элементов водного баланса водоемов приводится в «Очерках по озероведению» Б. Д. Зайкова.

Практическое применение метода водного баланса для расчетов испарения с водоемов, несмотря на его универсальность, весьма ограничено сложностью организации прямых измерений многих составляющих уравнения водного баланса. В общем случае для любого водоема и произвольного интервала времени эта возможность почти никогда не осуществляется. Поэтому расчеты испарения рассматриваемым методом производятся, как правило, за продолжительные периоды времени (месяц, сезон, год, многолетний период), а также при наличии определенных условий, когда значениями отдельных, трудно поддающихся измерениям составляющих водного баланса можно пренебречь или они заведомо близки к нулю.

Точность расчета слоя испарения по уравнению водного баланса полностью зависит от погрешностей определения остальных элементов баланса и средней за расчетный период площади водоема. Наименее надежными чаще всего являются данные о подземном притоке и оттоке, а также об объемах воды, забираемой из водоема на хозяйственные нужды, особенно при большом числе мелких потребителей.

Применение метода водного баланса становится вообще нецелесообразным, когда абсолютное значение испарения мало по сравнению с другими элементами баланса, в частности, с притоком и стоком, ошибки определения которых оказываются в этом случае

соизмеримыми с испарением. Это часто имеет место для озер и водохранилищ с большой проточностью.

Метод водного баланса не может быть применен также для расчета испарения проектируемых водохранилищ.

В значение испарения с водной поверхности, рассчитанное по уравнению водного баланса, автоматически входит испарение с береговой полосы водохранилищ. По данным В. П. Баранова и Л. Н. Попова, эта величина в отдельных случаях может быть значительной и составлять около 20 % суммарного испарения.

Несмотря на указанные ограничения в применении, данный метод расчета испарения довольно широко используется в научных исследованиях и практических целях. Для примера укажем на несколько вариантов расчета испарения этим методом, выполненных для оз. Севан в связи с решением проблемы использования вековых запасов воды в озере для нужд народного хозяйства. Первые расчеты за период 1927—1934 гг. были сделаны В. К. Давыдовым, затем Б. Д. Зайковым и наконец А. М. Мхитаряном [214]. В работе З. А. Викулиной [47] дана оценка водных ресурсов внутренних водоемов СССР.

Изучение структуры водного баланса озер и водохранилищ также является важной задачей, так как наличие таких данных для водоемов позволяет наиболее обоснованно и рационально использовать их водные ресурсы. С этой целью на многих крупных озерах и водохранилищах нашей страны организованы специальные гидрометеорологические обсерватории, осуществляющие комплексные гидрометеорологические наблюдения и воднобалансовые исследования. В настоящее время организованы оперативные определения элементов водного баланса многих озер и водохранилищ. Результаты этих определений систематически публикуются в специальных выпусках «Материалов наблюдений на озерах и водохранилищах».

9.2. Метод водных испарителей

Непосредственные измерения испарения, осуществляются в основном с поверхности небольших искусственных резервуаров-испарителей и испарительных бассейнов. Для пространственной характеристики испарения с водной поверхности на территории СССР создана сеть водноиспарительных площадок, оборудованная стандартными сетевыми испарителями ГГИ-3000 и эталонными водноиспарительными бассейнами площадью 20 м^2.

Наблюдения за испарением с водной поверхности сопровождаются наблюдениями за осадками, температурой поверхности воды в испарителе (бассейне), скоростью ветра, температурой и влажностью воздуха.

Испарение между сроками наблюдений вычисляется из уравнения водного баланса испарителя или испарительного бассейна

$$E = P + \Delta h, \qquad (9.3)$$

где E — слой испарения, мм; $\Delta h = h_{нач} - h_{кон}$ — разность высот стояния уровня воды в предыдущий $h_{нач}$ и текущий $h_{кон}$ сроки наблюдений; P — слой осадков, выпавший между сроками измерения уровня.

Высота стояния уровня воды измеряется специальной бюреткой, которая устанавливается на реперную трубку в испарителе или бассейне. Слой осадков измеряется по наземному дождемеру. Комплект испарителя и дождемера носит название испаромера ГГИ-3000.

Сеть водноиспарительных площадок на территории СССР на уровень 1977 г. насчитывала 540 пунктов наблюдений. В соответствии с решаемыми задачами, водноиспарительные площадки подразделяются на три типа.

Для массовых наблюдений и характеристики испарения с водной поверхности по территории страны служат водноиспарительные площадки III типа. Они оборудуются испарителями ГГИ-3000 и размещаются обычно на метеорологических площадках или в непосредственной близости от них.

Площадки II типа предназначаются как для характеристики величины и режима испарения с водной поверхности в типичных физико-географических районах страны, так и для определения переходных коэффициентов от показаний испарителей ГГИ-3000 к испарению с поверхности эталонного бассейна площадью 20 м². Основным оборудованием этого типа площадок служит эталонный бассейн и стандартный сетевой испаритель ГГИ-3000. Таких водноиспарительных площадок на территории СССР около 50.

Площадки I типа предназначаются для изучения процесса испарения, разработки методики наблюдений и постановки специальных тематических исследований. Они оснащаются испарительными бассейнами площадью 100 и 20 м², испарителями ГГИ-3000, а также испарителями других размеров и конструкций.

В дополнение к водноиспарительным площадкам, расположенным на суше, на акватории отдельных водоемов организуются наблюдения за испарением по испарителям и бассейнам, установленным на специальных плотах — плавучие установки. На 1977 г. в СССР действовало 13 плавучих установок.

Среди исследователей, занимающихся вопросами оценки испарения с водной поверхности, имеется большое число как приверженцев метода испарителей, так и его противников.

Идея определения испарения с поверхности водоемов по данным наблюдений наземной сети водноиспарительных площадок заманчива по крайней мере в трех отношениях. Во-первых, она основана на надежно измеренных фактических значениях испарения в природе со сравнимых (стандартных) водоемов (испарителей). Такие сравнимые и вместе с тем комплексные характеристики климата наряду с оценками испарения с поверхности водоемов могут быть полезны при различных географических обобщениях. Во-вторых, использование испарителей позволяет осветить наблюдениями всю территорию страны и объективно подойти

к размещению водноиспарительных площадок, что составляет основу оперативной территориальной оценки испарения. В-третьих, данные такой постоянно действующей сети могут служить основой для «привязки» результатов детальных исследований испарения, эпизодически выполняемых на отдельных озерах и водохранилищах.

Исходя из изложенного, одной из важных сторон использования материалов наблюдений сети водноиспарительных площадок является вопрос достоверности интерполяции измеряемых данных. Исследования поля испарения с водной поверхности, выполненные В. И. Кузнецовым, В. С. Голубевым [157] и Ю. А. Мауткиным, показали, что основным фактором, нарушающим однородность поля испарения относительно корреляционной функции, является неодинаковая защищенность водноиспарительных площадок. В то же время для открытых площадок, где препятствия расположены далее 100 м от испарителей, поле испарения относительно корреляционной функции является однородным и изотропным до 600 км практически на всей равнинной территории Советского Союза. В горных условиях, где разность отметок поверхности открытых водноиспарительных площадок не превышает 600 м, поле испарения с водной поверхности также является однородным и изотропным и описывается тем же уравнением, что и для равнинной территории:

$$r(l) = 0{,}92 \exp\left(-\frac{l}{1300}\right), \qquad (9.4)$$

где l — расстояние между двумя водноиспарительными площадками, км.

Для водных испарителей ГГИ-3000, установленных на открытых площадках, где грунтовые воды или многолетняя мерзлота находится ниже 1 м под поверхностью земли, суммарная ошибка оптимальной интерполяции испарения на середину расстояния между двумя площадками составляет меньше половины естественной временной изменчивости испарения и, как правило, не превышает 10 % его месячного значения на расстояниях между площадками до 350 км.

Материалы наблюдений на защищенных площадках (препятствия расположены не дальше 50 м от испарителей) содержат большую случайную погрешность исходных данных. Мера случайной погрешности исходных данных для таких площадок больше 0,5 и поэтому показания защищенного испарителя не могут быть использованы для интерполяции.

Другой важной стороной использования материалов сети водноиспарительных площадок является выбор методики перехода от показаний сетевого испарителя ГГИ-3000 к испарению с поверхности испарительного бассейна площадью 20 м². Испарительный бассейн площадью 20 м² рекомендован ВМО в качестве международного эталонного прибора, характеризующего испарение с прудов, небольших озер и водохранилищ. Принципиальные

основы такой методики были разработаны В. И. Кузнецовым [155, 182]. Для территории СССР он построил карту средних многолетних значений переходных коэффициентов от показаний испарителей ГГИ-3000 к испарению с бассейна площадью 20 м². Детализировав принятую ранее схему, Кузнецов разработал метод расчета переходных коэффициентов испарителя ГГИ-3000 для месячного интервала времени [156]. При расчете переходного коэффициента по этой схеме требуются сведения о средней месячной температуре поверхности воды и максимальной упругости водяного пара для испарителя ГГИ-3000, а также данные о скорости ветра, температуре и влажности воздуха на высоте 2 м над водноиспарительной площадкой.

А. Р. Константинов [135] разработал способ определения переходных коэффициентов для испарителя ГГИ-3000 при конкретных погодных условиях теплого сезона, месяцев и декад, характеризуемых соответствующими средними значениями температуры и влажности воздуха, исправленными поправкой на сезонный ход.

Исследования, проведенные П. П. Кузьминым [166], показали, что переходный коэффициент испарителя ГГИ-3000 слабо зависит от метеорологических условий. Предложенная им формула позволяет рассчитать среднее для сезона значение переходного коэффициента, опираясь только на показания испарителя ГГИ-3000:

$$\bar{\alpha} = 0{,}98 - 7 \cdot 10^{-4}\bar{E}_{0,3}, \qquad (9.5)$$

где $\bar{\alpha}$ — средний за период наблюдений в данном пункте коэффициент испарителя ГГИ-3000; $\bar{E}_{0,3}$ — среднее за тот же период наблюдений испарение из этого испарителя, мм/мес.

В. С. Голубев [77] получил эмпирическую формулу, позволяющую рассчитать значение переходного коэффициента для испарителя ГГИ-3000 по средней скорости испарения за конкретный месяц:

$$\alpha = 1 - 0{,}063E_{0,3}^{0,6}, \qquad (9.6)$$

где $E_{0,3}$ — средняя месячная скорость испарения, мм/сут.

Проверка указанных методов определения переходных коэффициентов испарителя ГГИ-3000, выполненная Голубевым и другими, показала, что для метода Кузнецова характерны значительные систематические ошибки. Метод Константинова и формулы Кузьмина и Голубева имеют одинаковые случайные средние квадратические ошибки, равные 11 %, и в зависимости от состава исходной информации с одинаковым успехом могут быть использованы для расчетов испарения с поверхности эталонного бассейна площадью 20 м².

Несмотря на то что случайная средняя квадратическая ошибка расчета испарения по указанным методам составляет 11 %, анализ показывает, что в отдельных пунктах ошибки могут носить

систематический характер и даже в многолетнем периоде достигать (—13÷15 %). Основным фактором, вызывающим систематические ошибки, является теплообмен между водной массой испарителя и окружающим грунтом. Специфика теплообмена водной массы испарителя с окружающим грунтом на конкретной водноиспарительной площадке ни одной из рассмотренных схем расчета переходного коэффициента не учитывается.

Экспериментальные оценки влияния теплообмена с грунтом на показания испарителя ГГИ-3000, выполненные в Салехарде,

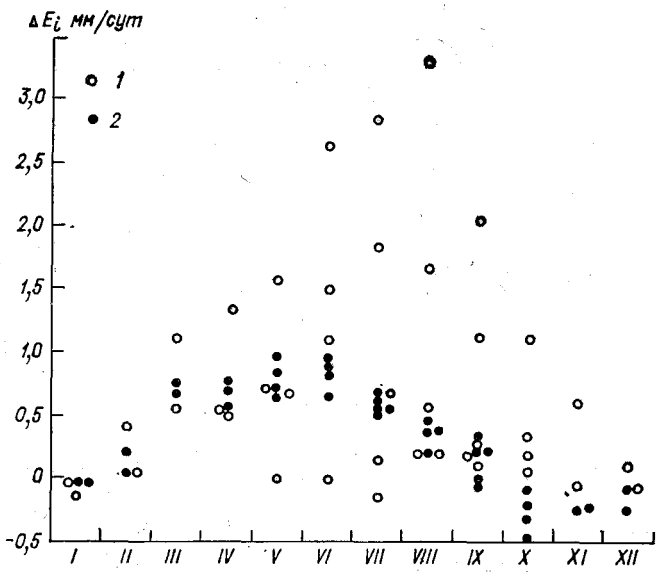


Рис. 11. Внутригодовой ход разности средних суточных за месяц значений испарения ΔE_i по испарителям ГГИ-3000 (*1*) и ГГИ-3000ТМ (*2*) и эталонному бассейну площадью 20 м².

Валдае, Дубовке, Ясхане и Ашхабаде [45, 79], позволили установить, что в северных районах тепловой поток в основном направлен от водной массы испарителя в окружающий грунт. Вызванное этим явлением занижение испарения может достигать 39 % месячной суммы испарения, измеренной в испарителе ГГИ-3000. В южных районах тепловой поток направлен от окружающего грунта к водной массе испарителя. Завышение испарения за счет дополнительного притока тепла достигает 27 %. Эффект теплообмена между водной массой и окружающим грунтом наибольшее влияние оказывает на показания испарителя ГГИ-3000 (рис. 11).

В испарительном бассейне площадью 20 м² и глубиной 2 м на единицу смоченной поверхности приходится объем воды почти

в 6 раз больший, чем в испарителе ГГИ-3000. Следовательно, при одинаковой интенсивности теплообмена между водой и грунтом результирующий эффект в бассейне будет в 6 раз меньше, чем в испарителе. Еще меньшее влияние эффект теплообмена с грунтом окажет на испарение с водной поверхности копаней, прудов, озер и водохранилищ. Следовательно, для более точных оценок испарения со свободной водной поверхности необходимо либо учитывать влияние теплообмена с грунтом на показания испарителя, либо применять на массовой сети водноиспарительных площадок так называемый теплоизолированный испаритель.

Наличие методик расчета переходных коэффициентов для сетевых испарителей позволяет представить материалы наблюдений в виде карт средних многолетних сумм испарения с поверхности эталонного бассейна площадью 20 м^2 за теплый сезон в целом и за отдельные месяцы. Чтобы осуществить переход от показаний эталонного бассейна к испарению с отдельного водоема необходимо разработать соответствующую методику перехода.

Исследованяи, проведенные на оз. Валдайском и Краснооскольском водохранилище, показали, что наиболее точно испарение с поверхности водоема характеризуют показания испарительного бассейна площадью 20 м^2, установленного на плоту непосредственно в центральной части акватории. В этих случаях различия испарения с поверхности бассейна и водоема за месяц не выходят за пределы ± 10 %, а за сезон без ледостава — за пределы ± 3 %.

Переход от показаний ($E_{0,3}$) плавучего испарителя ГГИ-3000 к испарению с водоема $E_{оз}$ (мм/мес) осуществляется по формуле

$$E_{оз} = 0{,}8 \frac{\beta}{\alpha} \frac{e_0 - e_2}{e_0' - e_2} E_{0,3}, \qquad (9.7)$$

где β — поправочный коэффициент на длину разгона воздушного потока над водоемом; α — коэффициент, характеризующий длину разгона воздушного потока до места установки плавучего испарителя в водоеме; e_0 и e_0' — значения средней месячной максимальной упругости водяного пара, вычисленные по температуре поверхности воды в водоеме и испарителе ГГИ-3000 соответственно; e_2 — средняя месячная абсолютная влажность воздуха на высоте 2 м над плавучей установкой [298].

Б. Д. Зайков установил, что испарение, измеренное в испарительных бассейнах площадью 20 м^2, расположенных на суше на ровном открытом месте, можно использовать практически без корректировки для оценки испарения с поверхности глубоких (6—8 м) водоемов площадью до 100 га.

Исследования, выполненные в последние годы, свидетельствует о том, что средние многолетние значения испарения, измеренные в указанных выше бассейнах, в сумме за весь теплый период года (от вскрытия до замерзания) с погрешностью ± 6 % равны соответствующему значению испарения с поверхности водоемов

площадью до 100 км² (рис. 12). Для водоемов площадью от 100 до 1000 км² аналогичные расхождения составляют ±9 %. Средние квадратические расхождения многолетних сумм испарения по испарительным бассейнам и водоемам с площадью водного зеркала более 1000 км² превышают 10 % и изменяются от —23 до 28 %. Анализ показывает, что определяющим фактором здесь является не столько площадь водного зеркала водоема, сколько характеристики его проточности и глубина. Если термический режим водной массы формируется в основном за счет поступления солнечной энергии в пределах основной чаши водоема, то расхождения в зна-

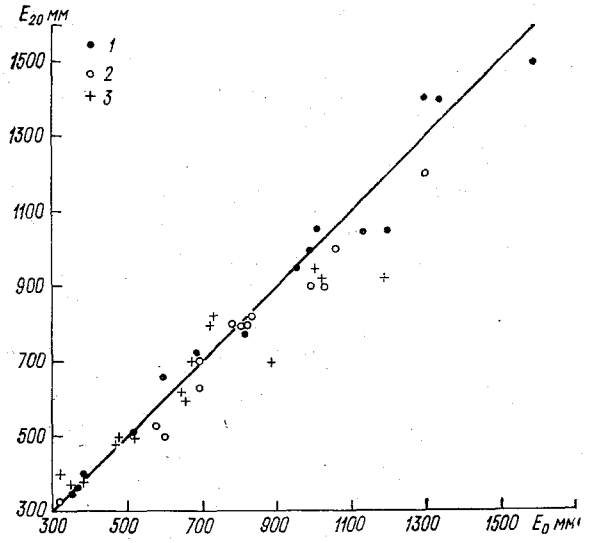


Рис. 12. График связи средних многолетних значений испарения за теплый период года с водной поверхности испарительного бассейна (E_{20} мм) и водоемов (E_0 мм) различной площади.

1 — площадь менее 100 км², *2* — от 100 до 1000 км², *3* — более 1000 км².

чениях испарения воды из бассейна и водоема незначительные. В тех случаях, когда проточность водоема значительная, а следовательно, и термический режим его водной массы имеет специфические черты, расхождения в суммах испарения превышают 10 %.

Для оценки месячных норм испарения с поверхности водоемов картами месячных норм испарения из испарительного бассейна непосредственно пользоваться нельзя (необходимо учесть эффект различия в тепловой инерционности водных масс бассейна и водоема), поэтому В. С. Голубевым [77] было определено уравнение множественной линейной регрессии между месячным значением испарения с поверхности водоема и соответствующими показаниями испарителя ГГИ-3000, установленного на суше.

Расчетное уравнение перехода от показаний испарителя ГГИ-3000 к испарению с поверхности водоемов площадью до 1000 км² имеет вид

$$E_{оз} = 0{,}43E_{0{,}3} + 0{,}9h_{\odot} - 1{,}2\Delta h_{\odot} + 2{,}4\tau_{дн} - 8{,}1\,\Delta\tau_{дн} - 35, \quad (9.8)$$

где $E_{оз}$ и $E_{0,3}$ — месячные нормы испарения соответственно с поверхности водоема и испарителя ГГИ-3000, мм/мес; $h_{\odot}$ и $\tau_{дн}$ — полуденная высота Солнца (градус) и продолжительность дня (час) от восхода до захода Солнца на 15-е число месяца; $\Delta h_{\odot}$ и $\Delta\tau_{дн}$ — изменение полуденной высоты Солнца (градус) и продолжительности дня (час) между последним и первым днем месяца.

Анализ ошибок расчетов испарения, выполненных по формуле (9.7), показал, что большие ошибки (более 30 %) имеют место для водоемов, у которых средняя глубина превышает 10—15 м и отмечается существенная проточность. Если формулой (9.7) пользоваться для оценки месячных норм испарения с поверхности водоемов, имеющих среднюю глубину не более 10—15 м, для которых объем протекающей за месяц воды не превышает объема водохранилища и глубина прозрачности воды не менее 0,5 м, то для большей части летнего периода года результат получается вполне надежный (экстремальные значения ошибок не более 30 %).

9.3. Метод теплового баланса

При изучении гидрометеорологических процессов, в том числе и испарения, широко используется один из главнейших законов природы — закон сохранения и превращения энергии. В соответствии с этим законом разность между поступлением тепловой энергии в водоем и расходом энергии из него должна быть равна изменению количества теплоты водной массы водоема за рассматриваемый промежуток времени.

Постановка вопроса об исследовании теплового баланса принадлежит выдающемуся русскому климатологу и географу А. И. Воейкову, который указывал не только на большую важность и необходимость теплобалансовых исследований, но и выполнил ряд расчетов по определению изменения количества теплоты в озерах.

Возможности более надежного определения испарения методом теплового баланса значительно расширились после того, как И. С. Боуэн в 1926 г. предложил формулу для определения отношения затрат тепла на турбулентный теплообмен H_a и затрат тепла на испарение LE:

$$\frac{H_a}{LE} = 0{,}46\,\frac{T_0 - T_z}{e_0 - e_z}\,\frac{p_a}{760}, \quad (9.9)$$

где T_0 и T_z — соответственно температура поверхности воды и воздуха на высоте z; e_0 — максимальная упругость водяного пара, соответствующая температуре поверхности воды; e_z — упругость

паров, находящихся в воздухе на высоте z; $p_а$ — атмосферное давление; L — удельная теплота испарения.

Эта формула, известная как «отношение Боуэна», была получена в предположении, что коэффициенты обмена тепла и влаги в приземном слое атмосферы одинаковы.

При практических расчетах испарения с водоемов и теоретических исследованиях используются два вида уравнения теплового баланса, одно из которых соответствует балансу прихода и расхода тепла относительно всей водной массы водоема, а другое — относительно вертикального столба воды с сечением единичной площади.

Уравнение теплового баланса для всей массы воды в водоеме при отсутствии фазовых превращений за любой период времени может быть записано в следующем виде:

$$(R_{\text{прям}} + R_{\text{расс}})(1 - r_{\text{в}}) - (R_{\text{эф. в}} - R_{\text{эф. а}}) \pm H_{\text{а}} \pm LE + \\ + H_{Q_{\text{п}}} - H_{Q_0} + H_P \pm H_{EC} \pm B \pm \Delta H = 0, \qquad (9.10)$$

где $R_{\text{прям}}$ — прямая солнечная радиация; $R_{\text{расс}}$ — рассеянная радиация; $r_{\text{в}}$ — альбедо водной поверхности; $R_{\text{эф. в}}$ — потеря тепла путем излучения водной поверхности; $R_{\text{эф. а}}$ — встречное излучение атмосферы; LE — затраты тепла на испарение (L — удельная теплота испарения); $H_{\text{а}}$ — теплообмен водной поверхности с атмосферой; $H_{Q_{\text{п}}}$ — тепло, приносимое в водоем поверхностным и подземным притоком; H_{Q_0} — тепло, выносимое из водоема со стоком поверхностных и подземных вод; H_P — тепло, поступающее в водоем с дождевыми осадками; E_{EC} — тепло, теряемое вместе с испаряющейся водой или поступающее при конденсации водяного пара; B — теплообмен с грунтом; ΔH — изменение количества теплоты в водоеме.

В уравнение (9.10) не включены такие составляющие, как тепло, выделяющееся при рассеянии кинетической энергии, биохимических процессах, отраженная от берегов радиация и другие, которые, как правило, малы и в тепловом балансе чаще всего не учитываются.

При практических расчетах некоторые составляющие уравнения (9.10) оказываются незначительными и не принимаются во внимание. К ним в первую очередь относятся H_P, $H_{Q_{\text{п}}}$, H_{Q_0}, H_{EC}, а в ряде случаев и B. При расчетах испарения в среднем за многолетний период от вскрытия до замерзания водоема изменение количества теплоты в водоеме обычно принимается равным нулю.

Первые члены уравнения (9.10), показанные в скобках, характеризуют поступление тепла за счет лучистой энергии и объединяются общим понятием радиационный баланс $R_{\text{бал}}$, под которым понимается остаточная радиация, задерживаемая деятельным слоем:

$$R_{\text{бал}} = (R_{\text{прям}} + R_{\text{расс}})(1 - r_{\text{в}}) - (R_{\text{эф. в}} - R_{\text{эф. а}}). \qquad (9.11)$$

Под деятельным слоем понимается слой воды h, в котором поглощается вся падающая на ее поверхность радиация.

Уравнение теплового баланса столба воды единичного сечения для деятельного слоя воды в случае отсутствия фазовых превращений и горизонтального перераспределения тепла за промежуток времени τ записывается в виде

$$R_{бал} = LE \pm H_a \pm B_h \pm B \pm c_{в.\,уд}\rho_в h \frac{\partial T}{\partial \tau}, \qquad (9.12)$$

где B_h — теплообмен между деятельным и нижележащим слоями; $c_{в.\,уд}$ и $\rho_в$ — соответственно удельная теплоемкость и плотность воды; h — высота деятельного слоя воды. Последним членом уравнения (9.12) учитывается изменение количества теплоты в деятельном слое воды ΔH_h. Остальные обозначения — прежние.

Высота деятельного слоя в водоемах, по данным М. П. Тимофеева [292], изменяется в пределах от 2 до 20 м. При глубинах 5—10 м и более величины B_h и B, как правило, бывают малы по сравнению с остальными членами уравнения (9.12), поэтому для практического использования обычно применяется уравнение

$$R_{бал} = LE \pm H_a \pm \Delta H. \qquad (9.13)$$

На основании уравнения (9.13) с использованием соотношения Боуэна была получена формула для расчета испарения (мм/сут) [182, 292]

$$E = 25{,}8 \cdot 10^{-3} \frac{(R_{бал} - \Delta H)\,\Delta e}{1{,}55\,\Delta e + \Delta T}, \qquad (9.14)$$

где $\Delta e = e_0 - e_2$ — разность между максимальной упругостью водяного пара, вычисленной по температуре поверхности воды, и абсолютной влажностью воздуха на высоте 2 м; $\Delta T = T_0 - T_2$ — разность между температурой поверхности воды и температурой воздуха на высоте 2 м.

За рубежом широкую известность получила формула Пенмана, предложенная им в 1948 г. и основанная на совместном решении уравнений теплового баланса и турбулентной диффузии.

При расчетах испарения методом теплового баланса требуется большое количество исходных материалов. В настоящее время таких материалов для большинства водоемов как в нашей стране, так и в других странах еще недостаточно, поэтому метод теплового баланса главным образом применяется при специальных исследованиях [271, 292].

На основании теоретически строгого метода теплового баланса имеются широкие возможности дальнейшего развития исследований закономерностей испарения и других главнейших составляющих теплового баланса водоемов, а также взаимосвязей между различными явлениями гидрометеорологического режима в приводном слое атмосферы и верхних слоях водоема. Этот метод по

мере его усовершенствования должен находить все более широкое применение и для прикладных целей — расчетов испарения, термического режима водоемов, изучения процессов вскрытия и замерзания, оценки взаимного влияния водоема и окружающей его суши на гидрометеорологический режим и решения ряда других задач.

9.4. Метод турбулентной диффузии

Наряду с методами теплового и водного балансов, для расчета испарения с водной поверхности используется метод турбулентной диффузии. Решение уравнения, описывающего полный перенос водяного пара от испаряющей поверхности в атмосферу, связано с большими трудностями, поэтому чаще всего для расчета испарения учитывается только вертикальный поток водяного пара в соответствии с уравнением

$$E = -\rho_{\text{возд}} K_z \frac{\partial q}{\partial z}, \qquad (9.15)$$

где E — испарение; $\rho_{\text{возд}}$ — плотность воздуха; $\partial q/\partial z$ градиент концентрации водяного пара в атмосфере; z — высота над испаряющей поверхностью; K_z — коэффициент турбулентного обмена.

Строго говоря, уравнение (9.15) справедливо только при стационарном процессе испарения во времени и для однородной подстилающей поверхности достаточно больших размеров. Основные трудности в решении уравнения турбулентной диффузии водяного пара (или какой-либо иной субстанции) в атмосфере связаны с определением коэффициента турбулентного обмена K_z.

В исследованиях турбулентности в настоящее время сложились два отчетливо выраженных направления, одно из которых базируется на теории пограничного слоя, а второе основывается на использовании закономерностей статистической физики, теории подобия и размерностей. Решение уравнения турбулентной диффузии с применением теории пограничного слоя и вывод формулы, пригодной для практических расчетов испарения, впервые было осуществлено Г. И. Свердрупом. Большой вклад в дальнейшее развитие метода турбулентной диффузии внесли советские ученые М. И. Будыко, М. П. Тимофеев, А. С. Монин, А. М. Обухов, А. Р. Константинов и др.

Одновременно с исследованиями по определению коэффициента турбулентного обмена решались задачи по построению расчетных формул испарения. Теоретические решения этих задач для небольших или, по терминологии М. П. Тимофеева [292], ограниченных водоемов с учетом различных граничных условий приводятся в работах Л. С. Гандина и Р. Э. Соловейчик [69], М. П. Тимофеева [292], Г. Х. Цейтина [316] и др.

На основании этих исследований получен ряд формул, пригодных для практического использования.

Г. П. Орленко и другие предложили следующую формулу

$$E = 0{,}24 \frac{ez_1 - ez_2}{\lg \frac{z_2}{z_1}} u_{z_1}. \qquad (9.16)$$

Полагая известными влажность набегающего воздушного потока, температуру поверхности воды и расстояние по направлению ветра, М. П. Тимофеев и др. путем теоретического решения получили формулу для ограниченных по размерам водоемов

$$E = 0{,}12 u_2 (e_0 - e_2). \qquad (9.17)$$

Для равновесных условий Тимофеев предложил формулу

$$E = 0{,}13 u_1 (e_0 - e_2). \qquad (9.18)$$

С учетом современных представлений о вертикальном профиле ветра и коэффициента турбулентного обмена Тимофеев [292] теоретическим путем вывел формулу расчета испарения с ограниченных водоемов

$$E = \frac{70 f_{уст} \left(\frac{K_1}{u_1}\right)^{1 - f_{уст}} u_1}{(1 - f_{уст})(1 - 2f_{уст})^{1 - 2f_{уст}} \Gamma (1 + f_{уст}) L^{f_{уст}}} (e_0 - e_1), \qquad (9.19)$$

где $f_{уст} = \frac{\varepsilon}{1 + 2\varepsilon}$ — функция фактора устойчивости атмосферы; L — путь, проходимый воздушным потоком над водоемом; Γ — гамма-функция; K_1 — коэффициент турбулентного обмена на высоте 1 м; u_1 — скорость ветра на высоте 1 м. Подобного рода формулы были получены и другими авторами.

Несмотря на многочисленные исследования по разработке метода турбулентной диффузии этот метод еще сравнительно редко используется для практических расчетов испарения с ограниченных (внутренних) водоемов. Такое положение объясняется тем, что в настоящее время отсутствуют достаточно точные и надежные приборы для измерения градиентов метеорологических элементов. Кроме того, в связи с большой изменчивостью характеристик турбулентного воздушного потока во времени под влиянием энергетических и динамических факторов и местных физико-географических условий разработанные приемы расчета коэффициента турбулентного обмена, параметра шероховатости и других характеристик оказываются весьма несовершенными.

9.5. Расчет испарения по полуэмпирическим формулам

Наибольшее применение на практике нашли методы расчета испарения по полуэмпирическим и эмпирическим формулам, основанным на использовании доступных гидрометеорологических

данных. Числовые значения параметров в этих формулах получены, как правило, по материалам измерений испарения в специальных испарительных бассейнах или испарителях.

В 1969 г. ГГИ были подготовлены специальные Указания [298], в которых изложены наиболее достоверные формулы и методы расчета испарения с поверхности водоемов [182].

Испарение с водоема $E_{оз}$, расположенного на равнинной территории, в соответствии с рекомендацией этих Указаний рассчитывается по формуле

$$E_{оз} = 0{,}14n(e_0 - e_2)(1 + 0{,}72u_2), \tag{9.20}$$

где e_0 — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме; e_2 — среднее значение упругости водяного пара в воздухе на высоте 2 м над водной поверхностью; u_2 — средняя скорость ветра над водоемом на высоте 2 м; n — число суток в расчетном интервале времени.

Испарение с поверхности не замерзающих зимой водоемов, а также в том случае, когда температура поверхности воды T_0 на 5 °С и более выше, чем температура воздуха T_2, рекомендуется рассчитывать по формуле Рымши и Донченко

$$E_{оз} = 0{,}104n(e_0 - e_2(K_{\Delta T} + u_2), \tag{9.21}$$

где $K_{\Delta T}$ — коэффициент, зависящий от разности температур поверхности воды и воздуха. Остальные обозначения в формуле (9.21) те же, что и в формуле (9.20).

К настоящему времени различными авторами получены новые формулы для расчета испарения с водной поверхности. Так, А. П. Браславским и С. Н. Нургалиевым [26] по материалам наблюдений на плавучем испарительном бассейне площадью 20 м² была получена формула, в которой учитывается разность температуры (ΔT) поверхности воды и воздуха на высоте 2 м:

$$E = 0{,}14n(e_0 - e_2)[1 + 0{,}8u_2 + f(\Delta T)]. \tag{9.22}$$

Р. И. Гета [70], опираясь на методы теории подобия, предложил для расчета испарения с водной поверхности две формулы:

$$E = (0{,}254 + 0{,}00024\overline{T})(e_0 - e_2)u_2^{0{,}136}; \tag{9.23}$$

$$E = (0{,}183 - 0{,}00072\overline{T})(e_0 - e_2)u_2^{0{,}881}, \tag{9.24}$$

где $\overline{T} = \frac{1}{2}(T_0 + T_2)$.

Формула (9.23) рекомендуется для скоростей ветра до 1,7 м/с включительно, а формула (9.24) — для скоростей ветра более 1,7 м/с.

На основании материалов наблюдений за испарением с водной поверхности по испарительным бассейнам площадью 20 м² В. С. Го-

лубевым [77] получена формула, учитывающая разность средних месячных значений температуры поверхности воды и воздуха ($\Delta T = T_0 - T_2$):

$$E = n(e_0 - e_2)(0{,}215 + 0{,}08u_2 - 0{,}012\Delta T). \qquad (9.25)$$

Контрольные расчеты испарения, выполненные по всем указанным выше формулам для 35 испарительных бассейнов, используя измеренные средние месячные значения входящих в формулы аргументов, показали, что наименьшую среднюю квадратическую ошибку расчета ($\sigma_{E_{03}} = 12{,}5\ \%$) имеет основная формула (9.20), рекомендованная Указаниями [298]. При оценке средних квадратических ошибок использовалось более 2,5 тыс. индивидуальных значений.

Формулы (9.23)—(9.25), предложенные Гетой и Голубевым, не имеют преимуществ перед основной формулой (9.20) Указаний [298]. Формулы (9.21) и (9.22) оказались непригодными для расчета испарения по средним месячным значениям гидрометеорологических элементов. Рассчитанное по этим формулам испарение, как правило, завышено, особенно при неустойчивой стратификации атмосферы. На основании полученных оценок для расчета испарения с водной поверхности может быть рекомендована только основная формула (9.20) Указаний [298].

10. МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ И РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ СО СНЕГА

10.1. Общие сведения

Информация об испарении со снега приобретает все большее значение в связи с учетом водных ресурсов, развитием воднобалансовых исследований и расчетов, переходом к непрерывному в течение года изучению гидрологического режима речных водосборов и водоемов. Главными в этом вопросе являются методы получения информации, их соответствие запросам практики. Ниже рассматриваются некоторые результаты, достигнутые в этом направлении, даются рекомендации по измерению и расчету испарения с поверхности снежного покрова. С целью получения непрерывной информации предлагается метод восстановления пропусков в наблюдениях за испарением со снега.

Первые научные представления об испарении уходят своими корнями в глубокую древность. Еще гидротехники доэллинской цивилизации (ранее VI в. до н. э.), которым приходилось проектировать, строить и эксплуатировать гидротехнические сооружения (возводить плотины и дамбы, регулировать русла рек, прокладывать оросительные и осушительные каналы), несомненно, имели свое, хотя и примитивное, представление о гидрологическом режиме и об испарении [20]. Однако первые количественные измерения испарения из сосуда с водой были поставлены английским ученым Э. Галлеем только в 1691—1693 гг. [326], а первую эмпирическую формулу расчета испарения из сосуда с водой по температуре воздуха дал Дж. Родда [329]. В 1802 г. Дж. Дальтон предложил обобщенную теорию упругости водяного пара и формулу для расчета испарения с водной поверхности по разности упругости водяного пара.

В 1815 г. русским физиком В. В. Петровым были поставлены опыты за испарением со снега и льда, на основании которых он пришел к выводу о зависимости интенсивности испарения от различных природных условий — атмосферного давления, температуры, скорости ветра и др.

На важность вопроса изучения испарения с поверхности снежного покрова указал в 1871 г. А. И. Воейков [55], выдвинувший положение о том, что температура поверхности снега в большинстве случаев выше точки росы нижнего слоя воздуха, поэтому испарение в зимнее время должно превышать конденсацию. Сво-

ими работами Воейков вызвал большой интерес к изучению испарения со снега у целого ряда ученых того времени, следствием чего в 90-х годах прошлого столетия явилась дискуссия на тему о том, что происходит на поверхности снега — испарение или конденсация? По его инициативе в нашей стране с конца XIX в. начали развиваться систематические исследования снежного покрова, в частности, исследования испарения со снега.

В течение первой половины XX в. работы по изучению испарения со снега развивались весьма медленно. До 1930 г. в «Метеорологическом вестнике» было опубликовано несколько работ, в которых процесс испарения со снега рассматривался главным образом с качественной стороны. К этому периоду относятся измерения испарения со снега с помощью цинкового сосуда площадью 600 см^2, выполненные в 1905—1906 гг. в шведской Лапландии[1] и стеклянного сосуда 500 см^2 — на метеорологической площадке Лесного института под Ленинградом в 1918 г. [261].

В 1931—1950 гг. исследования испарения также были немногочисленными, однако в это время появились работы по количественной оценке испарения с поверхности ледников методом теплового баланса [159, 161] и методом взвешивания [311], по измерению испарения со снега в лесных полосах [81] и в период весеннего снеготаяния [160]. Перелом наступил в шестидесятых годах. В этот период и особенно в семидесятые годы появились работы, посвященные различным аспектам изучения испарения со снега: конструированию различных типов испарителей и разработке методики наблюдений [95, 162, 310, 328], постановке кратковременных наблюдений за испарением со снега в различных климатических зонах страны на равнине и в горах [13, 116, 127, 148, 171, 180, 270, 279, 330], построению различных схем расчета испарения [6, 12, 89, 154, 324], оценке испарения с поверхности снега и почвы в период снеготаяния [21, 107, 111, 117, 241, 323], развитию теоретического представления о процессе испарения и лабораторным исследованиям[2] [104].

Перечисленные работы по исследованию испарения со снега были эпизодическими, проводились разными методами, с помощью различных типов испарителей. В результате получены не вполне сравнимые между собою данные. Неудивительно, поэтому, что попытки их обобщения не могли привести к согласованным результатам. Так, например, из двух карт изолиний испарения, построенных А. М. Алпатьевым [6] и В. И. Кузнецовым [154], первая оказалась с завышенными, а вторая — с заниженными данными по испарению со снега.

Началом наблюдений за испарением со снега на сети гидрометстанций является 1963 г. К этому времени в ГГИ была зако-

---

[1] Конденсация и испарение снегового покрова (реферат).— Метеорологический вестник, 1917, № 5—7.

[2] Ввиду невозможности привести полный список работ ссылки на авторов по каждому затронутому здесь вопросу даны в сильно сокращенном виде.

чена разработка унифицированной методики наблюдений за испарением со снега на сетевых станциях и издано Руководство по производству наблюдений [263]. Первые стационарные наблюдения по этой методике стали проводиться с 1963—1964 гг. на отдельных гидрометстанциях. В настоящее время они проводятся по единой программе, с применением стандартных приборов и методов наблюдений, на выборочной сети гидрометстанций, расположенных в различных природных зонах СССР.

Ниже при разработке рекомендаций по измерению и расчету испарения со снега использован опыт изучения его за весь предшествующий период. Это в большой мере относится к методу измерения, который создавался и совершенствовался в течение нескольких десятков лет. Однако при разработке расчетных схем и определении числовых значений параметров формул использованы исключительно данные стационарных наблюдений сетевых станций за период с 1963 по 1970 г.

10.2. Измерение испарения

Требования к организации наблюдений. При организации наблюдений за испарением со снега следует учитывать главное требование — измерять испарение в условиях, наиболее близких к натурным. Это относится в первую очередь к конструированию и изготовлению испарителя, выбору площадки для наблюдений, к способам зарядки испарителя снежным монолитом и установки прибора, а также к порядку и методу производства наблюдений. Другим важным условием организации измерений является унификация приборов и методов наблюдений на всех сетевых станциях с целью получения вполне сравнимой информации по испарению со снега.

Идеальными являются такие условия измерения испарения, когда стенки и дно цилиндрического испарителя изготовлены из прозрачного материала, не нагреваются солнцем и имеют теплопроводность, близкую к средней теплопроводности снежного покрова, а снегоиспарительная площадка выбирается на ровном открытом участке, удаленном от строений, лесных опушек и других препятствий на расстояние не менее 20—25-кратной их высоты $Z_{\text{преп}}$.

Возможности выбора снегоиспарительной площадки и материала для изготовления испарителя в какой-то мере ограничены, поэтому на практике удается создавать лишь оптимальные измерения, наиболее близкие к естественным условиям. Например, оптимальным можно назвать принятое Руководство по организации наблюдений за испарением на сетевых станциях [263] расстояние снегоиспарительной площадки от различных препятствий, равное $10 \div 15 Z_{\text{преп}}$ ($Z_{\text{преп}}$ — средняя высота препятствия), поскольку при этом погрешности измерения хотя и возрастают по сравнению с измерениями на идеальном расстоянии $20 \div 25$ $Z_{\text{преп}}$, но не выхо-

дят за пределы допустимых. В то же время при расстоянии 10÷÷15 $Z_{преп}$ обеспечиваются на практике более широкие возможности выбора площадок на гидрометстанциях.

Разработанные в шестидесятых годах в ГГИ положение о выборе снегоиспарительной площадки и другие теоретические и методические принципы измерения испарения со снега (в том числе приборы и оборудование, методы производства и обработки данных наблюдений) не утратили своего значения до настоящего времени. В изданное в 1963 г. Руководство [263] можно внести лишь небольшие поправки, о которых будет сказано ниже.

Приборы и оборудование. Применяемый на сети стандартный снеговой испаритель ГГИ-500-6 (площадью 500 см^2 и высотой 6 см) изготавливается из дюралюминия или листовой стали. Это отражается на тепловом режиме снежного монолита испарителя и в какой-то мере искажает его показания. Задача состоит в том, чтобы заменить металл достаточно прочным, но менее теплопроводным и прозрачным материалом, что позволит улучшить работу испарителя, расширить возможности его применения в горных районах и в условиях безоблачной погоды с интенсивным солнечным облучением в период снеготаяния. С этой целью необходимо предварительно исследовать теплопроводность и прочность нового материала, а также провести длительные испытания работы испарителя из нового материала в различных климатических зонах.

Производство наблюдений. Наблюдения на станциях проводятся одновременно по двум стандартным снеговым испарителям, установленным в одинаковых условиях на площадке на расстоянии 0,5—0,7 м один от другого. Испарение определяется по разности массы испарителя с монолитом в предыдущий и данный срок наблюдения. По сравнению с измерениями других гидрометеорологических элементов наблюдения за испарением со снега являются сложными и трудоемкими.

Необходимо строго придерживаться установленного порядка производства наблюдений [263], соблюдать постоянство сроков измерения (7 и 19 ч по среднему солнечному времени) и особенно тщательно выполнять работы, обеспечивающие качество получаемых результатов. К ним относятся: выбор снегоиспарительной площадки, установка испарителей, сохранение на площадке снежного покрова в ненарушенном виде и т. д.

Большое внимание следует уделять наблюдениям за состоянием и поверхностью снежного монолита в испарителе, которая должна находиться на одном уровне с поверхностью окружающего снежного покрова, а за ветровым переносом снега и атмосферными явлениями (снег, иней, изморозь, жидкие осадки и др.). Эти сведения вносятся в графу примечаний книжки для записи наблюдений в конце каждого срока наблюдений. На основании их и данных наблюдений за атмосферными явлениями на метеостанции наблюдатель делает вывод о достоверности измеренного значения испарения за период между сроками наблюдений или о необходимости его исключения с пометкой о пропуске наблюдения в том

случае, если будет установлена вероятность выноса снега из испарителя или попадания в него снежных частиц.

Запись и обработка наблюдений. Данные наблюдений записываются в книжку КСХ-11 и обрабатываются наблюдателем немедленно после окончания каждого срока наблюдений. По результатам наблюдений составляется месячная таблица суточных значений испарения и данных метеорологических наблюдений ТСХ-67 [263]. Технический контроль материалов наблюдений за испарением со снега, задачей которого является проверка правильности производства и обработки материалов наблюдений, осуществляется на станции.

С целью выяснения надежности данных наблюдений, отбраковки недоброкачественных наблюдений и исправления неверно вычисленных данных в книжке и таблице в ГМО УГКС производится критический контроль материалов наблюдений. Для контроля составляется совмещенный хронологический график значений испарения, разности упругости водяного пара[1] и скорости ветра и график зависимости между значениями испарения, измеренными двумя одинаковыми приборами.

Наиболее часто встречающиеся потери снега на испарение на открытой местности в среднем составляют около 0,3 мм/сут, наибольшие — около 1—2 мм/сут.

При критическом контроле целесообразно использовать еще один критерий — разность (расхождения) между показаниями двух параллельно работающих одинаковых испарителей ($\Delta E = E_1 - E_2$). В нормальных условиях чаще всего (в 68 % всех случаев) расхождения ΔE меньше или равны случайной средней квадратической погрешности измерения σ. Наиболее вероятное значение σ находится в зависимости от среднего значения измеренного испарения $E = (E_1 + E_2)/2$ с помощью табл. 29.

Таблица 29

Значения σ в зависимости от измеренного испарения E

E мм/сут	0,05	0,10	0,20	0,30	0,50	1,0	2,0
σ мм/сут	0,02	0,03	0,04	0,05	0,07	0,11	0,21

В 32 % случаев ΔE может превышать σ не более чем в 2—3 раза. Большие расхождения ($\Delta E > 3\sigma$) свидетельствуют о плохом качестве наблюдений: наблюдатель не заметил явления сдувания или попадания снега в снежный монолит испарителя во время опыта или допустил погрешность при взвешивании монолита.

Случайные погрешности измерения. Различают инструментальную погрешность измерения, которая определяется точностью взвешивания испарителя, и случайную, обусловленную ошибками наблюдателя и другими явлениями, например конструктивными осо-

[1] Имеется в виду разность между максимальной упругостью водяного пара по температуре поверхности снега и упругостью водяного пара на уровне 2 м от поверхности земли.

бенностями испарителя и метеорологическими условиями. Инструментальная погрешность определения испарения за принятый интервал времени при площади испарителя 500 см² и точности взвешивания монолита 1 г не превышает 0,02 мм.

Случайную среднюю квадратическую погрешность измерения, абсолютную σ (мм/сут) и относительную σ' (проценты) представилось возможным выразить эмпирическими формулами:

$$\sigma = 0{,}093E + 0{,}02; \tag{10.1}$$

$$\sigma' = 9{,}3 + 2/E, \tag{10.2}$$

полученными на основании использования 633 пар суточных значений испарения, измеренных одновременно двумя испарителями ГГИ-500-6 на 10 гидрометстанциях. При интенсивности испарения, равной и меньше 0,02 мм/сут, случайные погрешности измерения становятся больше измеряемой величины.

10.3. Методы расчета

Основные схемы расчета. Наиболее обоснованными являются расчеты испарения по градиентным наблюдениям и тепловому балансу. Формула для определения испарения по данным градиентных наблюдений имеет вид [327].

$$E = \frac{\varkappa^2 \rho_{\text{возд}} (q_1 - q_2)(u_4 - u_3)}{\ln z_2/z_1 \cdot \ln z_4/z_3}, \tag{10.3}$$

где $\varkappa$ — постоянная Кармана; $\rho_{\text{возд}}$ — плотность воздуха; q_1 и q_2 — удельная влажность воздуха на уровнях z_1 и z_2 над испаряющей поверхностью; u_3 и u_4 — скорость ветра на уровнях z_3 и z_4.

Подставляя в формулу (10.3) вместо $\varkappa$ и q их значения 0,41 * и 0,622 e/p_a и принимая для уровня моря $\rho_{\text{возд}} = 0{,}00125$ г/см³ и $p_a = 1013$ мбар, а также переходя от натуральных к десятичным логарифмам, получаем уравнение

$$E = \frac{2{,}11 (e_1 - e_2)(u_4 - u_3)}{\lg z_2/z_1 \cdot \lg z_4/z_3}. \tag{10.4}$$

Здесь E выражено в мм/сут, e_1 и e_2 — в мбар, u_4 и u_3 — в м/с.

Испарение за сутки по средним значениям градиентов влажности воздуха и скорости ветра можно вычислить при условии, когда разности $(e_1 - e_2)$ и $(u_4 - u_3)$ изменяются в течение суток незначительно. При резко выраженном суточном ходе скорости ветра и упругости водяного пара расчеты испарения рекомендуется производить за более короткие промежутки времени, например, за часовые. В этом случае для выражения испарения в мм/ч в формуле

---

* Значения $\varkappa$ у разных авторов определены по разному и колеблются от 0,36 до 0,45.

(10.4) вместо коэффициента 2,11 следует принимать другое его значение — 0,088.

Формулы (10.3) и (10.4) не учитывают влияния адвекции и температурной стратификации в нижнем слое воздуха и являются пригодными для равновесных условий. Влияние температурной стратификации на процесс испарения сильно сказывается при малых скоростях ветра (меньше 2 м/с) и больших разностях между температурами испаряющей поверхности и воздуха на высоте 2 м (больше 4÷5 °С). Влиянием адвекции также можно пренебречь, если градиентные наблюдения проводить на достаточном удалении от различных препятствий (200—300 м), например, в центре ровного открытого участка местности (0,10 км^2).

Удовлетворительный результат по уравнению (10.4) можно получить при достаточно точных, ежечасно повторяющихся сериях измерений градиентов влажности воздуха и скорости ветра. Каждая такая серия должна включать измерение скорости ветра по выверенным анемометрам продолжительностью 10 мин и отсчеты по психрометрам с пятикратной повторностью.

Исходя из теории пограничного слоя (или так называемой теории пути смешения) и логарифмического закона распределения с высотой скорости ветра и влажности воздуха, можно построить формулу расчета испарения по разности упругости водяного пара $(e_{z_0} - e_2)$ и скорости ветра [162]:

$$E = \beta (e_{z_0} - e_2) u_1, \qquad (10.5)$$

где $\beta = \dfrac{0{,}622}{p_a \rho_в} \dfrac{\rho_{возд} \varkappa^2}{\ln z_1/z_0 \cdot \ln z_2/z_0}$; e_{z_0} — упругость водяного пара на верхней границе слоя шероховатости; e_2 — упругость водяного пара на уровне z_2 от поверхности; z_0 — параметр шероховатости; $\rho_в$ — плотность воды; p_a — давление атмосферы; $\rho_{возд}$ — плотность воздуха; u_1 — скорость ветра на уровне z_1.

Подставляя в правую часть для выражения β значения $\rho_{возд} = 1{,}25$ кг/м^3, $\rho_в = 1000$ кг/м^3; $p_a = 1013$ мбар; $\varkappa = 0{,}41$; $z_0 = 0{,}05$ см, $z_2 = 200$ см и $z_1 = 1000$ см (скорость ветра в м/с измеряется на высоте флюгера), получаем $\beta = 0{,}00145$ 1/мбар при выражении E в м/с. При переходе к выражению испарения в мм/ч и мм/сут параметр β принимает значения, равные соответственно 0,0051 мм/(ч·мбар·м/с) и 0,123 мм/(сут·мбар·м/с). На практике в формуле (10.5) упругость водяного пара e_{z_0} на верхней границе слоя шероховатости z_0 обычно заменяют максимальной упругостью e_0, вычисленной по температуре испаряющей поверхности T_0. Для этого вместо разности $e_{z_0} - e_2$ в формулу вводят выражение $m(e_0 - e_2)$, где параметр $m \dfrac{e_{z_0} - e_2}{e_0 - e_2}$ определяют исходя из данных градиентных наблюдений, принимая, например, $e_{z_0} = e_2 + 3{,}6(e_{0,2} - e_2)$ при $z_0 = 0{,}05$ см.

После замены e_{z_0} на e_0 формула (10.5) принимает простой вид, однако определение параметра шероховатости z_0, который изменяется в больших пределах, встречает известные трудности. Для районов с устойчивым снежным покровом высотой более 15—20 см коэффициент $z_0=0{,}05$ см, для неровной поверхности при пятнистом снежном покрове (наличии проталин) $z_0=0{,}25$ см и для очень шероховатой поверхности при наличии выступающей над снегом стерни и стеблей травы $z_0=0{,}60$ см. Соответственно изменяются и значения параметра β.

Для различных z_0 в табл. 30 даны числовые значения параметра β в формуле (10.5) для тех случаев, когда скорость ветра измерена на высоте флюгера (10 м) и на высоте 2 м. В обоих случаях имеется в виду, что температура и упругость водяного пара измерены на высоте психрометрической будки (2 м).

Таблица 30

Числовые значения параметра β в формуле (10.5)

z_0 см	0,05	0,25	0,60
β_{10} мм/(сут·мбар·м/с)	0,123	0,185	0,247
β_2 мм/(сут·мбар·м/с)	0,146	0,221	0,295

Другим физически обоснованным способом определения испарения является метод теплового баланса. Соответствующая формула имеет вид [162]

$$E=\frac{10^3\left(R_{бал}-B-\Delta H_{сн}-H_P\right)}{L'\rho_в\left(1+\frac{C_{возд}p_a}{0{,}622L_1}\frac{\Delta T}{\Delta e}\right)}. \qquad (10.6)$$

Здесь $R_{бал}$ — радиационный баланс толщи (деятельного слоя) снежного покрова; B — теплообмен снежного покрова с почвой (поток тепла в почву); $\Delta H_{сн}$ — расход тепла в толще снега на изменение его средней температуры при отрицательных температурах или на таяние снега во время оттепели; H_P — изменение количества теплоты снежного покрова за счет приходящих осадков; L_1 — удельная теплота возгонки снега (2847 кДж/кг); $C_{возд}$ — удельная теплоемкость воздуха 1,005 кДж/(кг·°С); p_a — давление атмосферы (1013 мбар или гПа на уровне моря); ΔT и Δe — разности температур в °С и упругости водяного пара в мбар ($\Delta T=T_2-T_{0,2}$ и $\Delta e=e_2-e_{0,2}$) на уровнях 2 и 0,2 м.

В формуле (10.6) испарение E выражено в мм/ч, потоки тепла $R_{бал}$, B, $H_{сн}$ и H_P — Дж/(м²·ч), плотность воды $\rho_в$ в кг/м³ ($\rho_в=10^3$ кг/м³).

Уравнение (10.6) не содержит каких-либо статистических параметров, в чем и заключается большое принципиальное преимущество метода теплового баланса. Для внедрения этого метода в практику необходима организация непрерывной регистрации потоков тепла и градиентов температуры и влажности воздуха с достаточной точностью. Особенно большая точность измерения составляющих теплового баланса требуется при определении малых

значений испарения, таких, как испарение со снега. Этим объясняется, почему формула (10.6), точно также как и уравнение (10.4), несмотря на их высокую теоретическую обоснованность, до сих пор не получили широкого распространения и используются главным образом в научных исследованиях.

Формула (10.5) дает удовлетворительные результаты лишь в узком диапазоне значений скоростей ветра (от 2 до 4—5 м/с). Частично это можно объяснить несовершенством существующих методов определения параметра z_0 и коэффициента турбулентного обмена β, а главное — недостатком конструкции формулы (10.5), согласно которой рассчитываемое значение испарения оказывается прямо пропорциональным скорости ветра.

В действительности приращение значения испарения с увеличением скорости ветра происходит наиболее интенсивно в диапазоне малых скоростей ветра (0—2 м/с), принимает некоторое определенное значение в диапазоне средних скоростей (примерно от 2 до 5 м/с) и быстро затухает начиная с 5—6 м/с и выше.

В настоящее время наибольшее распространение на практике получили эмпирические формулы. Физически наиболее обоснованной является формула

$$E = (\alpha + \beta u_{10})(e_0 - e_2), \tag{10.7}$$

выражающая зависимость испарения от скорости ветра на высоте флюгера u_{10} и разности $(e_0 - e_2)$ между максимальной упругостью водяного пара e_0, вычисленной по данным срочных наблюдений за температурой поверхности снега, и упругостью водяного пара на уровне 2 м e_2.

При отсутствии данных наблюдений за температурой поверхности снега может быть использована более приближенная формула

$$E = (a + bu_{10})d_2, \tag{10.8}$$

где d_2 — дефицит влажности воздуха на уровне 2 м; остальные обозначения прежние.

В формулы (10.7) и (10.8) подставляют средние за данные сутки или за n суток значения u_{10} (м/с), $(e_0 - e_2)$ и d_2 (мбар) и получают в первом случае испарение непосредственно за сутки (мм/сут), а во втором (после умножения результатов вычисления на n) — суммы испарения за n суток (мм).

Способы определения параметров формул. Статистические параметры α, β, a и b формул (10.7) и (10.8) определяются путем построения графика зависимости суточных отношений $E/(e_0 - e_2)$ и E/d_2 от средней суточной скорости ветра u_{10} и проведения по центру тяжести точек линии связи. Если эта связь выражается прямой линией, параметры α и a определяются по отрезку на оси ординат, отсекаемому прямой, а β и b — по тангенсу угла наклона прямой к горизонтальной оси. Чтобы избежать большого разброса точек на графике, на него наносят осредненные по группам из 5 сут

значения $E/(e_0—e_2)$, E/d_2 и u_{10}. Хронологический порядок при составлении групп не обязателен. Главным является требование, чтобы каждая из групп состояла по возможности из одинаковых по своей величине и знаку измеренных суточных значений испарения или конденсации. Для этого подбираются данные, полученные по измерениям в любые дни месяца и сезона (без учета их хронологического порядка).

В зависимости от объема материалов наблюдений, использованных для определения параметров формул, последние назовем условно обобщенными, предназначенными для вычисления фоновых значений испарения на больших площадях, и региональными — для определения испарения в данном пункте (регионе).

Для определения параметров обобщенных (глобальных) формул используются данные наблюдений за многолетний период в большом числе пунктов, расположенных на равнинной территории. Например, на основании объединенных данных наблюдений 25 сетевых станций (1229 измеренных суточных значений испарения) получены [165] следующие обобщенные формулы:

$$E = (0{,}18 + 0{,}10u_{10})(e_0 - e_2); \qquad (10.9)$$

$$E = (0{,}24 + 0{,}05u_{10})d_2, \qquad (10.10)$$

которыми можно пользоваться для расчета испарения (мм/сут) за периоды продолжительностью не более одного месяца. Для территории, включающей районы с различными метеорологическими условиями, расчет по формулам (10.9) и (10.10) производится для каждого из этих районов в отдельности, а среднее для территории испарение вычисляется путем осреднения полученных данных.

Следует отметить, что формула (10.9) с такими же коэффициентами 0,18 и 0,10 была получена еще в 1953 г. [162] на основании массовых данных эпизодических наблюдений различных авторов и была подтверждена М. И. Иверонової в 1960 г. [116] на основании другого обширного материала, собранного преимущественно для горных районов.

Определение параметров региональных формул. Для определения параметров региональных формул требуется определенное число N измеренных на данной станции суточных значений испарения и соответствующих средних суточных значений u_{10}, e_0 и e_2. С увеличением численности ряда N повышается надежность и точность определения параметров, поэтому параметры региональных формул определяются, как правило, лишь при наличии большого (многолетнего) ряда наблюдений в данном пункте. Анализ материалов показывает, что достаточно устойчивые значения параметров получаются при $N \geqslant 100$. Значение $N \approx 50$ является нижним пределом, при котором еще возможно приближенное определение параметров.

При достаточном числе данных измерений параметры формулы (10.7) определяются следующим образом. По материалам наблюдений, прошедшим на станциях и в ГМО технический и критический контроль, составляется таблица суточных значений испарения со снега и средних суточных данных метеорологических наблюдений по форме:

Дата	E мм/сут	$(e_0 - e_2)$ мбар	u_{10} м/с	$E/(e_0 - e_2)$ мм/мбар

Из таблицы исключаются дни со скоростями ветра, равными нулю или больше 7 м/с, и значениями отношения $E/(e_0 - e_2)$, имеющие отрицательный знак или равные нулю и больше единицы. Остальные данные используются для определения параметров α и β указанным выше способом, основанным на построении корреляционного графика зависимости

$$E/(e_0 - e_2) = f[u_{10}]. \tag{10.11}$$

Для взаимной увязки и контроля результатов, полученных графическим методом по зависимости (10.11), в данной работе применялся упрощенный способ определения по приближенной формуле (при использовании только данных по испарению)

$$\beta = \frac{\overline{E/(e_0 - e_2)} - \alpha}{\bar{u}_{10}}, \tag{10.12}$$

исходя из средних значений $\bar{E}$, $\overline{(e_0 - e_2)}$ и $\bar{u}_{10}$, вычисленных для всей совокупности данных основной таблицы суточных величин (см. выше форму таблицы), за исключением дней с критическими значениями $u_{10} = 0$, $u_{10} > 7$ м/с, $E/(e_0 - e_2) = 0$, $E/(e_0 - e_2) > 1{,}00$ и $E/(e_0 - e_2)$ с отрицательными знаками.

Отметим, что значение параметра α за отдельные сутки, как это следует из формулы (10.7), может быть найдено по данным суточных значений E и $(e_0 - e_2)$ при скоростях ветра, равных нулю [1], из соотношения

$$\alpha_{u=0} = E/(e_0 - e_2). \tag{10.13}$$

В формулу (10.12) подставляется среднее значение α, определяемое в соответствии с отношением (10.13) по большому числу данных суточных измерений испарения при $u_{10} = 0$.

На основании данных многочисленных наблюдений сетевых станций и специальных исследований нами установлено среднее значение $\alpha = 0{,}18$. Отклонения от 0,18 значений α в отдельные дни

[1] На практике за нулевые принимаются также и близкие к нулю скорости ветра ($u_{10} \leqslant 0{,}2 \div 0{,}3$ м/с).

и для отдельных пунктов несущественны и не отражаются заметным образом на результатах вычисления испарения по формуле (10.7). Определение α с помощью отношения (10.13) по ограниченным данным наблюдений (при $N<50$) может привести к грубым ошибкам. В связи с этим в дальнейшем при построении региональных формул всюду принималось постоянное значение $\alpha = 0{,}18$; параметр β определялся графическим методом с помощью зависимости (10.11) таким образом, чтобы линия связи проходила через точку, отсекающую на оси ординат отрезок, равный принятому значению α.

Аналогично описанному определялись параметры a и b формулы (10.8), которая отличается от формулы (10.7) лишь заменой разности $(e_0 - e_2)$ дефицитом влажности воздуха d_2. Например, формула для приближенного определения параметра b аналогично формуле (10.12) имеет вид

$$b = \frac{\overline{E/d_2} - a}{\bar{u}_{10}}. \qquad (10.14)$$

В заключение по этому вопросу отметим, что для некоторых станций с достаточным числом наблюдений в ГГИ были опреде-

Таблица 31

Числовые значения параметров региональных формул

Станция	N	Параметр			
		α	β	a	b
Нижнедевицкая	98	0,18	0,05	0,24	0,02
Каменная Степь	92	0,18	0,07	0,24	0,04
Ройка	45	0,18	0,14	0,24	0,04
Уральск	69	0,18	0,06	0,24	0,03
Кустанай	57	0,18	0,09	0,24	0,05
Шортанды	104	0,18	0,11	0,24	0,06
Омск	93	0,18	0,16	0,24	0,13
Тара	52	0,18	0,10	0,24	0,01
Тулун	64	0,18	0,27	0,24	0,11
Хомутово	65	0,18	0,15	0,24	0,15
Покровск	42	0,18	0,08	0,24	0,06
Хабаровск	41	0,18	0,14	0,24	0,13

лены параметры формул (10.7) и (10.8). Значения параметров и число измеренных суточных значений испарения (N), использованных при их определении, показаны в табл. 31. Таблицей можно пользоваться для составления региональных формул испарения. Например, для станции Шортанды имеем следующие формулы:

$$E = (0{,}18 + 0{,}11u_{10})(e_0 - e_2);$$
$$E = (0{,}24 + 0{,}06u_{10})\, d_2.$$

Расчет конденсации (сублимации). В природе непрерывно происходит обмен молекулами воды между влажной поверхностью и атмосферой. Процессы отдачи молекул воды поверхностью и поступления их на поверхность из атмосферы происходят одновременно. Весовые испарители измеряют лишь результирующую этих двух процессов. Результат преобладания первого процесса над вторым называют испарением (возгонкой), второго над первым — конденсацией (сублимацией). Формулами типа (10.7), параметры α и β которых определяются на основе данных измерений, учитывается направление процесса. При принятой системе записи разности упругости $(e_0 - e_2)$ результаты вычисления по этим формулам со знаком плюс означают испарение, со знаком минус — конденсацию.

Как это следует из данных наблюдений сетевых станций, конденсация наблюдается значительно реже, чем испарение. Из совокупности свыше 1500 измеренных суточных значений испарения на 25 станциях конденсация в заметных количествах отмечалась только в 184 случаях на 15 станциях. Для этой совокупности ($N=184$) получены средние значения $\overline{E}=-0{,}074$ мм/сут, $\overline{e_0 - e_2}=-0{,}20$ мбар, $\overline{u}_{10}=1{,}6$ м/с и вычислен параметр $\beta_к$ формулы (10.7), который оказался равным 0,113. Отметим далее, что по отобранным из наблюдений на тех же 15 станциях данным измерений для случаев испарения ($N=551$) нами получено значение $\beta=0{,}114$ формулы (10.7), полностью совпадающее с параметром $\beta_к$ для конденсации. Одинаковые значения коэффициентов β и $\beta_к$ получены также и по материалам наблюдений за испарением ($N=55$) и конденсацией ($N=31$) в Давосе на высоте 2700 м над ур. м [328].

Отсюда следует вывод, что для вычисления конденсации можно пользоваться теми же обобщенными и региональными формулами типа (10.7), которые выше были рекомендованы для вычисления испарения. Исключение составляют формулы типа (10.8), в которых разность упругости заменена дефицитом влажности воздуха. Последний является характеристикой состояния влажности воздуха лишь в одной точке (на уровне 2 м) и не отражает направление процесса.

В заключение отметим, что материалы наблюдений за конденсацией на сетевых станциях СССР и в Давосе [328] хорошо подтверждают факт постоянства параметра α в формуле (10.7) и равенство его тому же значению 0,18, что и в формулах по испарению.

Границы применения и точность расчетных формул. Применимость эмпирических формул ограничивается условиями получения их параметров. В нашем случае условия получения параметров формул (10.7) и (10.8) характеризуются средними суточными значениями $\overline{(e_0 - e_2)}=0{,}6$ мбар, $\overline{d}_2=0{,}8$ мбар, $\overline{u}_{10}=2{,}5$ м/с и их наибольшими значениями, равными соответственно 3,0 мбар, 6,0 мбар и 14 м/с. Главным ограничивающим фактором является скорость

ветра. Формулы (10.7) и (10.8) дают результаты, более близкие к измеренным, в диапазоне скоростей ветра от 2 до 5 м/с.

Разница в значениях полученных параметров (см. табл. 31) объясняется различиями шероховатость подстилающей поверхности в разных пунктах, неодинаковой температурной стратификацией нижнего слоя атмосферы и разным числом использованных данных наблюдений.

Ошибки вычисления испарения по формулам, обусловленные неточностью определения параметров и исходных данных метеорологических элементов, определяются следующими тремя условно названными нами способами: теоретическим, статистическим и эмпирическим.

Теоретический способ исследования случайных ошибок основывается на известных положениях классической теории ошибок и заключается в построении аналитических выражений, позволяющих вычислять дисперсию исследуемой расчетной формулы испарения и устанавливать возможный диапазон колебаний случайных ошибок [164]. В данном случае для оценки случайной относительной средней квадратической ошибки вычисления испарения E по формуле (10.7) получена следующая формула [1]:

$$\sigma'_E = \frac{100}{E}\sqrt{(\alpha+\beta u)^2\sigma^2_{\Delta e}+\beta^2(\Delta e)^2\sigma^2_u+(\Delta e)^2\sigma^2_\alpha+u^2(\Delta e)^2\sigma^2_\beta}, \qquad (10.15)$$

где $\sigma_{\Delta e}$, σ_u, σ_α и σ_β — абсолютные средние квадратические ошибки определения соответственно разности упругости водяного пара, скорости ветра и параметров α и β.

К статистическому способу оценки случайных ошибок приходится прибегать, когда вместо формулы дана лишь графическая расчетная зависимость, линия связи которой проведена по центру тяжести эмпирических точек. Опыт показал, что в этом случае случайную среднюю квадратическую ошибку вычисления испарения по графической кривой можно приближенно определить исходя из доверительного интервала $\pm t_\alpha\sigma$. Для этого на графике находим точку с наибольшим отклонением от линии связи и определяем наибольшее отклонение $\Delta_{макс}$, которое приравниваем выражению $t_\alpha\sigma$. Доверительную вероятность α вычисляем из соотношения $\alpha=(N-0{,}25)/(N+0{,}50)$, где N — общее число эмпирических точек, по которым построен график связи. Зная α и принимая число степеней свободы $(i-1)$ равным бесконечности, с помощью таблицы Стюдента—Фишера, определяем значение t_α. Далее, по известным значениям $\Delta_{макс}$ и t_α находим искомую среднюю квадратическую ошибку $\sigma=\Delta_{макс}/t_\alpha$ [165].

---

[1] В подкоренном выражении правой части формулы (10.15) должны стоять члены, характеризующие корреляционные поправки, которые мы опустили ввиду их малости.

Эмпирический способ оценки ошибок заключается в сравнении вычисленных значений испарения с измеренными и последующими вычислениями среднего квадратического отклонения. Полученные таким путем отклонения можно рассматривать как полные или суммарные (случайные плюс систематические) ошибки. Анализ материалов показывает, что ошибки вычисления испарения по формуле (10.7) примерно в 2—3 раза больше ошибок измерения.

С увеличением интенсивности испарения и продолжительности расчетного периода относительные ошибки вычисления испарения по формулам уменьшаются. Например, случайные стандартные ошибки вычисления по формуле (10.7) суточных сумм испарения при интенсивности испарения от 0,10 до 0,30 мм/сут составляют соответственно от 87 до 50 %. При вычислении декадных сумм испарения ошибки вычисления уменьшаются до 25—30 %, месячных — до 20 % и сезонных — до 10—12 %.

Расчет испарения в период снеготаяния и «пестрого ландшафта». Обобщенными и региональными формулами типа (10.7) и (10.8) можно пользоваться также и в период снеготаяния. В частном случае для непрерывно тающего снега, когда температура поверхности снега равна нулю, формула (10.9) принимает вид

$$E = (0{,}18 + 0{,}10u_{10})\left(6{,}11 - \frac{r_2 e_{\text{макс}}}{100}\right), \qquad (10.16)$$

где $e_{\text{макс}}$ — максимальная упругость водяного пара по температуре воздуха на уровне 2 м, мбар, r_2 — относительная влажность воздуха на том же уровне, %.

Для расчета испарения по формуле (10.16) в работе [163, с. 73] приводится специальная номограмма.

При появлении проталин (в период «пестрого ландшафта») для участков, еще покрытых снегом, испарение, равное в этот период испаряемости, вычисляется по предложенным выше обобщенным или региональным формулам (10.7—10.10), а для проталин — по формулам, экспериментально обоснованным А. Н. Постниковым [241]: для поверхности, покрытой разнотравьем (луг, залежь, целина)

$$E_0 = 0{,}44 \sum d; \qquad (10.17)$$

для пашни (зябь, озимь)

$$E_0 = 1{,}1 \left(\sum d\right)^{0{,}82}, \qquad (10.18)$$

где d — средний суточный дефицит влажности воздуха, мбар.

Различия в формулах для луговой поверхности и пашни автор объясняет разными значениями альбедо этих поверхностей. Пригодность формул (10.17) и (10.18), предназначенных для вычисления испаряемости E_0 в условиях переувлажнения, распространяется на период половодья пока почва увлажнена до уровня

наименьшей влагоемкости и профиль влажности в монолитах испарителей не отличается от профиля влажности окружающей почвы. При подсыхании самого верхнего слоя почвы фактическое испарение E начинает отличаться от испаряемости E_0. В таких условиях формулы (10.17) и (10.18) применять не следует.

10.4. Восстановление пропусков в наблюдениях

Прерывность рядов и пропуски в наблюдениях. Особенностью рядов наблюдений за испарением со снега является их прерывность во времени, обусловленная неизбежными пропусками в наблюдениях (измерениях) во время снегопадов, метелей, ветрового переноса и других атмосферных явлений.

Для получения непрерывной информации предлагается метод [165], основанный на совместном использовании экспериментального и расчетного способов определения испарения. Данные инструментальных наблюдений как наиболее надежные составляют главную часть информации, ее основу. Другую часть информации, полученную расчетом по региональным формулам за дни с пропусками наблюдений, можно рассматривать как производную от первой, поскольку параметры региональной формулы, пригодной для восстановления пропусков в наблюдениях в данном пункте, определяются именно только на основе данных фактических измерений в этом пункте.

Рекомендации по восстановлению пропусков. Для восстановления пропусков в наблюдениях используется преимущественно региональная формула типа (10.7) как наиболее обоснованная по сравнению с формулой (10.8). Параметры формулы заимствуются из табл. 31 или определяются изложенными выше способами. В том случае, когда между $E/(e_0—e_2)$ и u_{10} обнаруживается очень тесная связь, нижний предел наличия данных суточных измерений испарения, при которых еще возможно приближенное определение параметров расчетной формулы, может быть понижен до $N = 30$. Учитывая неизбежные пропуски в наблюдениях, для получения такого ряда данных наблюдений требуется все же довольно продолжительное время. Получить необходимый ряд данных наблюдений и приступить к определению параметров формулы и восстановлению пропусков в наблюдениях станция может лишь через один или несколько зимних сезонов после начала этих наблюдений. В дальнейшем параметры формул уточняются по мере накопления новых данных наблюдений.

Восстановление пропусков за текущие сутки (сразу после окончания суток с пропущенными наблюдениями) возможно только в пунктах с многолетними рядами наблюдений за испарением со снега по региональным формулам, для которых получены достаточно устойчивые, мало изменяющиеся с прибавлением новых данных измерений значения параметров.

На станциях, где наблюдения за испарением полностью отсутствуют, может возникнуть необходимость в приближенных

расчетах испарения. Такие расчеты впредь до получения уточненных значений параметров могут быть выполнены по обобщенным формулам (10.9) и (10.10) или по формуле (10.7), в которой параметр α принимается равным 0,18, а β приближенно определяется с помощью табл. 32 в зависимости от среднего значения скорости ветра $\bar{u}_{10}$ в данном пункте.

Таблица 32

Приближенное значение параметра β в формуле (10.7)

u_{10} м/с	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	5,0	6,0
β	0,16	0,14	0,12	0,10	0,08	0,07	0,05	0,04

Порядок восстановления пропусков в наблюдениях следующий.

По обобщенной или региональной формуле рассчитываются суточные значения испарения за пропущенные сутки. Декадные суммы находятся путем сложения измеренных и вычисленных суточных значений испарения. При полном отсутствии данных измерений в течение всей декады или при наличии их не более чем за 1—2 сут декадные суммы определяются полностью из рассчитанных значений, причем расчет испарения в этом случае производится не по суткам, а в целом за декаду по средним декадным значениям $\overline{(e_0 - e_2)}$ и $\bar{u}_{10}$. Месячные суммы испарения получаются путем суммирования декадных значений.

Интервалы определения испарения. Испарение со снега в большинстве случаев так мало (в среднем 0,1—0,3 мм/сут), что относительные ошибки его определения (в процентах от определяемой величины) путем измерения или расчета по формулам за отдельные сутки оказываются недопустимо велики. Допустимыми они становятся лишь при определении испарения за более длительные промежутки времени — за декаду и месяц. В связи с этим целесообразно было бы измерять испарение один раз в декаду. Однако промежутки времени, когда помехи для измерения испарения (снегопады, ветровой перенос снега и др.) отсутствуют, весьма непродолжительны, поэтому для более полного сбора информации на метеостанциях приняты полусуточные интервалы измерения [263]. Для определения испарения по формулам при восстановлении пропусков в наблюдениях рекомендуются суточные интервалы.

Измеренные или вычисленные значения испарения суммируются.

Пригодными для использования на практике (в том числе для определения параметров расчетных формул и оценки их надежности) являются суммы за 5—10 сут.

10.5. Заключение

Наблюдения за испарением со снега начали развиваться на выборочной сети станций Госкомгидромета с 1963 г. В данной главе подытоживается опыт работы станций, излагаются методы измерения и расчета испарения со снега на том уровне, которого

они достигли к настоящему времени и являются реально осуществимыми.

Дальнейшее развитие и усовершенствование методов изучения и оценки испарения с поверхности снежного покрова связано с постановкой ряда научно-производственных и поисковых работ. Первоочередными из них являются:

— переход к получению непрерывной информации по испарению со снега путем освоения и реализации уже найденных решений, изложенных в данной работе и поиска новых;

— усовершенствование приборов и повышение качества наблюдений;

— исследование и оценка работы снегового испарителя ГГИ-500-6 в разных климатических зонах, изготовленного из разных материалов (оргстекло, металл);

— производство сравнительных исследований (измерений) испарения со снега различными независимыми методами.

Отметим, что в настоящее время еще не существует точного метода определения испарения со снега, который можно было бы использовать в качестве контрольного для оценки существующих приборов и методов расчета. Разработки такого метода являются одной из главных задач.

11. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТОКА

11.1. Общие сведения

История развития экспериментальных исследований стока. Начало массовых наблюдений за стоком рек России относится примерно к 1880 г. Они велись в основном на больших, преимущественно судоходных реках. Сток этих рек интегрально отражал влияние всего комплекса природных, в основном климатических, факторов данного региона или речного бассейна. Такие осредненные по большой площади данные о стоке рек не могли обеспечить всех запросов гидрологии как географической и инженерной науки и запросов практики, например, дорожного и гидротехнического строительства на малых реках, так как требовались данные о стоке с конкретных водосборов, характеристики которых могли существенно отличаться от средних по бассейну большой реки. Поэтому начиная с 1901—1910 гг. возрос интерес к изучению стока с малых площадей (исследования Н. Е. Долгова, Ф. Г. Зброжека и др.). Это было обусловлено пониманием того, что сток с водосбора является обобщенным показателем осредненных по площади условий его формирования, т. е. интегралом частных величин, сформировавшихся на отдельных участках местности. Становилось ясно, что чем меньше площадь водосбора, тем легче выбрать однородные условия формирования стока и, следовательно, определить влияние на сток интересующего фактора. Располагая набором малых водосборов, отличающихся только по каким-либо основным физико-географическим характеристикам, можно найти зависимость объемов и максимумов стока от определяющих факторов при одинаковых климатических условиях в данной природной зоне. Такой комплексный географический подход к изучению стока воды был высказан В. Г. Глушковым еще в 1915 г. и нашел свое дальнейшее развитие в его географо-гидрологическом методе (1933 г. [175]), а также в работах М. А. Великанова (1925 г.).

Развивая эти идеи, Д. Л. Соколовский разработал и предложил в 1933 г. первый научно обоснованный план размещения на территории СССР 45 специализированных (стоковых) станций, изучающих сток со склонов и малых водосборов. До 1940 г. было открыто 11 таких станций. В 1940 г. в ГГИ Соколовским был разработан детальный проект организации 80 стоковых станций, однако Великая Отечественная война помешала осуществлению этого грандиозного проекта [276].

В настоящее время в системе Госкомгидромета действует 17 воднобалансовых (бывших стоковых) станций, 9 болотных станций, 14 парных (лес, поле) малых водосборов в лесной зоне ЕТС, созданных по программе МГД; проектируются и строятся 16 воднобалансовых станций на мелиорируемых землях. Кроме того, производятся наблюдения за стоком со 185 репрезентативных бассейнов с площадями от 1 до 250 км^2 (редко до 1000 км^2), расположенных в различных природных зонах.

С 1966 г. были организованы массовые стоково-воднобалансовые наблюдения на опорной сети агрометеорологических станций [199]. Наблюдения выполняются в 60 пунктах Советского Союза на сельскохозяйственных полях и предусматривают измерение стока с крупных стоковых площадок (см. п. 5).

Помимо перечисленных специализированных пунктов наблюдений сток с малых водосборов (площади от 5 до 500 км^2) измеряется в небольшом объеме почти во всех республиканских и территориальных управлениях Госкомгидромета.

Существенный вклад в изучение стока с небольших площадей вносят экспедиционные исследования на малых водосборах. Например, в бассейне р. Шелони на площади до 7000 км^2 проводились ГГИ наблюдения за стоком в период половодья 1962-63 г. на 4—5 водосборах ручьев и малых рек. Вятской экспедицией ГГИ в течение 4—6 лет проводились воднобалансовые наблюдения на восьми водосборах ручьев и на десяти стоково-инфильтрационных площадках. В экспедиции ГГИ по трассе БАМа изучение условий формирования стока выполняется на 20 небольших водосборах.

Кроме упомянутых исследований Госкомгидромета, наблюдения за стоком с малых площадей выполняются рядом ведомственных учреждений географического, сельскохозяйственного, лесотехнического и других направлений более чем в 20 различных пунктах страны (см. п. 5).

Таким образом, сеть пунктов наблюдений в СССР за стоком с небольших площадей весьма обширна и включает более 500 небольших водосборов и около 200 стоковых площадок. Как правило, наблюдения носят комплексный характер (кроме стока измеряются основные его факторы и элементы водного баланса). Данные таких наблюдений публикуются в специальных выпусках, например, в Материалах наблюдений воднобалансовых (стоковых) станций, в Материалах наблюдений на парных водосборах МГД и др., а также в научных обобщениях.

В зарубежной практике результаты измерений стока на малых водосборах и стоковых площадках находят широкое применение как для оценки самих региональных значений стока в целях проектирования сооружений, так и для изучения условий формирования стока и оценки влияния на него хозяйственной деятельности человека [252]. В последние годы в ряде стран данные по стоку с малых водосборов речных систем и его основным факторам передаются по автоматическим каналам связи в центры управлений для использования в краткосрочных прогнозах паводков.

Задачи экспериментальных исследований стока. Одной из главных задач любых экспериментальных исследований стока является изучение его значений и условий формирования на водосборах, типичных для окружающей территории, т. е. получение данных о стоке, отражающих основное разнообразие природных (ландшафтных) условий изучаемой территории.

На фоне этой общей задачи ставится ряд частных, конкретных задач, к числу которых можно отнести следующие:

— определение влияния отдельных естественных (природных) ландшафтных характеристик (лес, поле, состав почвогрунтов, рельеф местности, глубина залегания грунтовых вод и др.) на объем, ход, максимальные и минимальные значения стока;

— определение влияния на те же характеристики стока климатических факторов (интенсивность и продолжительность дождя или снеготаяния, промерзание почвы, увлажненность почвогрунтов и др.) при различных ландшафтных условиях;

— оценка возможных изменений стока и его характеристик под влиянием хозяйственной деятельности человека (вырубка и посадки леса, создание лесных полос, распашка и планировка склонов, осушение или орошение территории, строительство прудов, поселков, городов, прокладка дорог и т. п.).

В зависимости от задач и возможностей исследования выполняются на различном числе небольших водосборов и склонов, расположенных в пределах данной природной зоны. На материалах таких исследований производится:

— разработка и усовершенствование теорий формирования талых и дождевых вод для уточнения методов расчета и прогноза паводочного и меженного стока;

— разработка или уточнение региональных расчетных зависимостей максимального и минимального стока;

— разработка и уточнение методов оценки влияния хозяйственной деятельности человека на объем стока и другие его характеристики.

11.2. Исследования стока с небольших водосборов

Методика исследований. В основу исследований положен метод сравнения, предусматривающий сопоставление значений стока с водосборов, предназначенных для решения разных конкретных задач, и с водосбора, отражающего средние региональные условия формирования стока. При одновременном производстве наблюдений на сравниваемых водосборах должно иметь место равенство климатических условий формирования стока, поэтому наиболее перспективными являются одновременные исследования по группе водосборов, отличающихся друг от друга лишь по какому-либо одному из главных признаков, подлежащих изучению. Крайне желательно, чтобы изучаемые водосборы находились внутри более крупного водосбора, репрезентативного для окружающей территории (рис. 13). Репрезентативный водосбор должен отражать сред-

нерегиональные условия формирования стока, а частные его водосборы — какие-либо особенности, в том числе и хозяйственную деятельность человека.

Подобрать частные небольшие водосборы, одинаковые по комплексу физико-географических условий, кроме одного изучаемого фактора, бывает очень трудно, поэтому допускается изучение стока на одном водосборе. В течение нескольких лет ведутся наблюдения за стоком при естественном состоянии водосбора (так называемая тарировка последнего), а затем производится изменение условий формирования стока (вырубка леса с распашкой склонов или посадка леса на полях, мелиорация и др.). В этом случае примерно

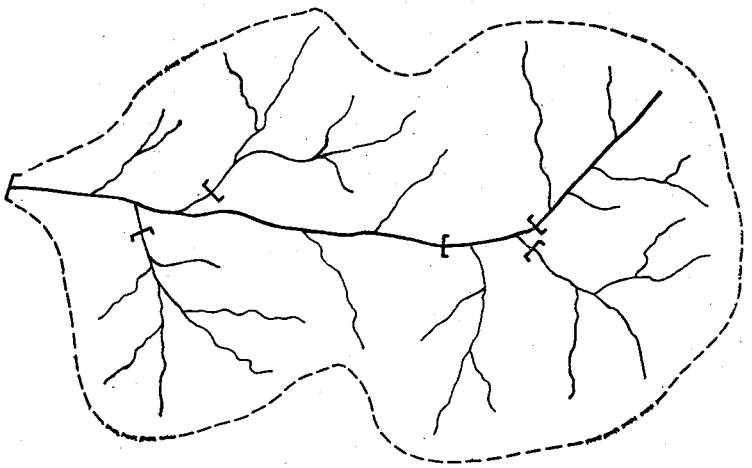


Рис. 13. Примерная схема расположения экспериментальных водосборов внутри репрезентативного бассейна.

в 2 раза удлиняется период исследований и нет гарантии в сохранении идентичности климатических условий до и после хозяйственного воздействия на водосбор.

В случаях когда экспериментальные небольшие водосборы не удается выбрать внутри более крупного репрезентативного водосбора, они выбираются поблизости от него. При этом уменьшается возможность получения региональных значений стока по сумме стока с небольших водосборов, учитывающих отдельные особенности его формирования.

Более подробно методика таких исследований освещена в специальной литературе [53, 168, 252, 268].

Выбор водосборов. Выбор местоположения, размеры, количество и тип водосборов определяются прежде всего целевыми задачами исследований; в первую очередь учитывается площадь водосбора, условия дренирования подземных вод, состав почвогрунтов, вид растительного покрова, сельскохозяйственная освоенность и многое другое.

По крупномасштабным картам определяются площадь водосбора и некоторые другие его характеристики, предварительно намечается несколько вариантов местоположения гидрометрических створов; учитываются условия подъезда к будущему гидрометрическому створу и к пунктам наблюдений на водосборах, а также наличие поблизости населенных пунктов. После такого предварительного выбора производится рекогносцировочное обследование водосбора с целью полного выявления его соответствия целевому назначению. Определяются возможные варианты расположения гидрометрических створов и размещения пунктов наблюдений на водосборе.

Для окончательного выбора водосбора проводятся гидрометрические и почвенные съемки, данные которых служат основанием для назначения гидрометрического створа и размещения пунктов воднобалансовых наблюдений на водосборе.

Гидрометрические съемки производятся в меженный период для определения местоположения гидроствора на малых водосборах. По их данным устанавливаются величины и характер подземного питания по длине русла выбранного водотока. Дело в том, что русла малых водосборов очень часто неполностью дренируют подземные воды или, наоборот, имеют повышенное подземное питание. В первом случае с увеличением длины русла, а следовательно, и площади водосбора увеличивается глубина вреза русла, что обеспечивает более полную дренированность подземных вод и возрастание вниз по реке подземного стока, выраженного в модулях (л/(с·км^2)). Во втором случае модуль подземного стока в общем уменьшается по длине реки. Однако в более сложных (смешанных) условиях питания подземных вод модуль подземного стока может на отдельных участках то уменьшаться, то возрастать с увеличением площади водотока.

Для гидростворов выбираются те участки русел, где модуль грунтового стока имеет стабильное значение по сравнению с выше- и нижележащими участками. Кроме того, для двух сравниваемых водосборов должны быть примерно равны модули подземного стока.

Гидрометрические съемки выполняются несколько раз в течение теплового сезона: при высоких, средних и низких значениях подземного стока. Расходы воды измеряются в упорядоченных руслах вертушкой, поплавками или объемным способом (при очень малых расходах воды). Под упорядоченностью русла подразумевается его расчистка и сжатие (в виде лотка) или создание невысокой дамбы с вмонтированной трубой для измерения расхода воды объемным способом. После определения возможного местоположения гидростворов выбирается наилучший из них в смысле строительства гидрометрического сооружения.

При почвенных съемках составляются описания разрезов почвогрунтов до глубины 0,5; 1,0 и 1,5 м. Основой для описания служит механический состав почвогрунтов (песок, супесь и суглинок и их разновидности — легкий средний, тяжелый). Затем указывается

генетический тип почв. Почвенные съемки производятся по ряду маршрутов, пересекающих водосбор от водораздела до водораздела. В зависимости от площади водосбора, масштаба съемки и однородности почв расстояние между маршрутами составляет от 0,1 до 5,0 км, а расстояния между точками зондирования от 0,05 до 1,0 км. При этом пользуются обычными почвенными бурами, предназначенными для отбора образцов почв для определения их влажности (например, бур АМ-26).

По данным съемки строятся почвенные карты распределения почв на водосборе: карта почвенного покрова, т. е. для верхнего 20-сантиметрового слоя; карты преобладающих почвогрунтов для верхнего 50-сантиметрового и следующего слоя 50—100 см; карта грунтов для слоя 100—150 см. Эти карты необходимы для составления описания водосбора и выбора размещения пунктов наблюдений за влажностью и промерзанием почв, глубиной залегания грунтовых вод, а также устройства почвенно-испарительных площадок и лизиметрических установок [53, 268].

Составление программы исследований, плана работ и документации. Исходя из задач и конкретных условий выбранных водосборов, составляется программа исследований. Прежде всего обращается внимание на состояние изучения стока. С учетом степени изученности, задач исследования и местных условий назначаются пункты (створы) постоянных и временных наблюдений. Постоянные створы предназначаются для круглогодичной регистрации стока в течение длительного ряда лет, а временные — для измерений отдельных его характеристик (максимальные расходы или минимальные в межень). Кроме того, на временных створах может измеряться сток за отдельные сезоны или за год для оценки репрезентативности выбранных экспериментальных постоянных водосборов.

Определяется общая продолжительность наблюдений на каждом постоянном створе, предназначенном для изучения влияния естественных условий, а также планируемых хозяйственных мероприятий на формирование стока. Намечается очередность осуществления этих мероприятий. Обычно на двух сравниваемых водосборах сток измеряется в течение 2—3 лет до начала осуществления хозяйственных мероприятий. В период выполнения последних сток измеряется особенно тщательно, а позднее измерения продолжаются в течение длительного времени (10—20 лет и более), так как влияние на сток каких-либо мероприятий не однозначно в первые и последующие годы. Например, вырубка леса может повлечь резкое увеличение стока в первые 5—10 лет за счет снижения суммарного испарения (из-за отсутствия древостоя, а следовательно, и транспирации древостоя и задержания его кронами осадков). По мере роста леса суммарное испарение с лесного комплекса будет резко возрастать, а сток уменьшаться. В последующие 60—100 лет после рубки леса суммарное испарение уменьшается, приближаясь к его значениям при взрослом лесе, и сток будет увеличиваться.

При создании оросительных и обводнительных систем на базе местного стока, т. е. путем забора воды из прудов изучаемого водосбора, сток может резко уменьшаться в первые 2—5 лет, а затем стабилизируется или даже возрастет за счет увеличивающейся доли «возвратных вод». При мероприятиях по осушению постепенно меняются водно-физические свойства мелиорированного слоя почвогрунтов, что будет влиять на характеристики стока в течение 20—40 лет.

Значительно меньший период наблюдений требуется для исследования режима стока и водного баланса естественных ландшафтов. Здесь для получения надежных выводов необходимо осветить наблюдениями два-три многоводных, два-три маловодных и три—пять средних по водности лет и сезонов. Таким образом, продолжительность наблюдений может составлять 7—11 лет.

Напомним, что от планируемой продолжительности наблюдений зависит выбор гидрометрических устройств и класс их капитальности. Практика показывает, что затраты на строительство более капитальных сооружений всегда оправдываются за счет последующего снижения эксплуатационных расходов.

Далее в программе освещаются основные принципы организации и размещения пунктов наблюдений за осадками и интенсивностью дождя, запасами воды в снежном покрове и ледяной корке на почве, интенсивностью снеготаяния. Затем рассматриваются вопросы изучения факторов, влияющих на формирование стока (кроме осадков). Это — запасы влаги в почвогрунтах и их изменение во времени, испарение с почвы и воды, глубина залегания уровней грунтовых вод и колебания во времени уровней и запасов, промерзание и оттаивание почвы, водно-физические свойства почв и грунтов (объемная плотность, удельная плотность, влагоемкость, коэффициент водоотдачи водоносных грунтов).

Анализируется целесообразность проведения метеорологических и теплобалансовых наблюдений. Желательно приближать экспериментальные водосборы к действующим метеостанциям сети Госкомгидромета.

При составлении программы исследований на водосборе следует руководствоваться основными положениями, изложенными в ряде разделов настоящего пособия, а также рекомендациями [53, 199, 218, 252, 268].

На основании программы исследований составляется план работ на год, в котором расписываются виды и сроки наблюдений, объем и период выполнения отдельных видов работ.

При организации исследований на каждый водосбор составляется паспорт. Он содержит описание водосбора, программу наблюдений, схемы размещения всех пунктов наблюдений, сведения по каждому пункту (точке) наблюдений (например, по скважинам грунтовых вод, по точкам наблюдений за влажностью почв и др.), сведения по хозяйственным мероприятиям, осуществляемым на водосборе. В паспорте должно быть указано целевое назначение выбранного водосбора.

Кроме паспорта водосбора, представляющего техническое дело на эксперимент, составляются паспорта на каждый гидрометрический створ, о чем подробно изложено в Руководстве [268].

Выбор типа гидрометрического сооружения, оснащение гидростворов, наблюдения и эксплуатационные работы. Тип гидрометрического сооружения зависит от ширины русла и водности водотока, наличия или отсутствия влекомых и взвешенных наносов, от планируемого способа измерения максимальных и минимальных расходов воды, от планируемой долговременности наблюдений, а также средств, отпускаемых на строительство. Любой тип гидрометрического устройства должен обеспечивать высокую точность измерения расходов воды и подсчета стока. Поэтому каждый гидрометрический створ на экспериментальных и репрезентативных водосборах оборудуется одним-двумя самописцами уровня воды и надежными, высокоточными измерителями уровня, крючковыми, игольчатыми и электроконтактными рейками, установленными в колодцах самописца уровня и в успокоителях перед гидрометрическим устройством.

В качестве гидрометрических сооружений могут использоваться различные расходомеры: водосливы (при отсутствии влекомых наносов); гидрометрические лотки, пропускающие влекомые наносы; комбинированные сооружения (сочетание лотка и водослива, двух лотков — большого и малого, гидрометрического лотка для измерения малых и средних расходов воды и гидрометрического створа для измерения больших расходов); донные пороги-контроли; сжатое, упорядоченное русло с каменной отмосткой дна и многое другое.

Главным назначением гидрометрических сооружений является непрерывное и высокоточное измерение стока воды. Это достигается путем спрямления и сжатия потока, что обеспечивает прямолинейное поле скоростей и устраняет подпор уровня воды верхнего бьефа со стороны нижнего бьефа. Типы гидрометрических сооружений, правила их выбора и сбора необходимой документации на проектирование даются в Наставлении [218].

Виды разнообразных конструкций гидрометрических сооружений, применяемых в СССР и в других странах, приводятся в книге [252]. Рекомендации по выбору типов сооружений для непродолжительных экспедиционных работ изложены в работе [53].

Непременным условием для эксплуатации любых, даже самых точных и надежных сооружений является их тарировка, осуществляемая объемным способом при малых расходах воды. Для тарировки сооружения объемным способом применяется различная тара [218, 268].

Расходы воды вертушкой измеряются в верхнем и нижнем бьефах, а также на сооружении — в зависимости от его типа и гидравлических условий потока. Желательно применять две-три вертушки, чтобы исключить влияние каких-либо дефектов, присущих одной вертушке.

Для регистрации хода уровней воды могут применяться любые самописцы с односуточной, двух-четырехсуточной и многосуточной бесконтрольной записью хода уровня. Однако в паводочные периоды применяются одно- и двухсуточные самописцы, чтобы масштаб записи был достаточно крупным для учащенного снятия с ленты уровней воды.

На сухих логах и балках могут использоваться самописцы, часы которых включаются при первом движении поплавка, происходящем от повышения уровня воды в колодце. Такие приспособления изготавливались, например, для самописцев «Валдай».

Правила наблюдений на гидрометрических сооружениях, их тарировки и эксплуатации приведены в Руководстве и Наставлении [218, 268].

11.3. Исследования стока со склонов

Общие положения. Сток со склонов подразделяется на поверхностный и подземный, включающий сток верховодки; измерения их производятся раздельно.

К поверхностному склоновому стоку относятся талые и дождевые воды, стекающие непосредственно по поверхности почвы. К подземному относится сток грунтовых вод и верховодки, формирующихся в толще почвогрунтов на постоянных и временных водоупорах.

Верховодкой принято называть временное скопление подземных вод в верхнем (0,3—1,5 м) слое почвогрунтов. Если подземные воды в этом слое находятся в течение всего года, они относятся к грунтовым водам. Верховодка формируется при поступлении в почву достаточно большого количества талых и дождевых вод в условиях резкого снижения водопроницаемости грунтов (например, при смене песков или супесей средними и тяжелыми суглинками; в суглинистых почвах на аллювиальном горизонте; в песчаных почвах лесной зоны на ортштейновом иллювиальном горизонте).

Разновидностью верховодки является внутрипочвенная верховодка, образующаяся в самом верхнем 30-сантиметровом слое почвогрунтов в результате резкого уменьшения водопроницаемости на границе генетических горизонтов A_{1-2} и B_1. На пашне этой границей является «плужная подошва», т. е. переход от пахотного слоя к нетронутому горизонту, а в лесах — верхний слой подзола или верхний слой горизонта В, представленного суглинками.

Склоновый поверхностный сток и сток внутрипочвенной верховодки измеряется на стоковых и воднобалансовых площадках, а также на небольших временных водотоках (логах и балках), не дренирующих верховодку и грунтовые воды.

Подземный сток измеряется на воднобалансовых площадках. Они устраиваются в местах залегания водоупорных пород на глубине не более 2—3 м. Эти площадки предназначаются для

раздельного изучения склонового поверхностного стока, стока верховодки и грунтовых вод.

При наличии экспериментальных и репрезентативных водосборов склоновый сток на площадках изучается в пределах этих водосборов.

Основные задачи и методика исследований. Наблюдения за стоком со склонов производятся с целью выяснения естественных или измененных хозяйственной деятельностью человека условий формирования стока на поверхности водосборов. При этом обычно ставятся следующие задачи:

1) определять склоновый сток талых и дождевых вод, поступающих в русловую сеть водосбора с различных его угодий;

2) определять влияние гидрометеорологических факторов на величину и ход склонового стока в различные сезоны года (величина снегозапасов или слоя дождя, интенсивность снеготаяния или дождя, глубина промерзания и влажности почвы);

3) исследовать инфильтрационные свойства разных по составу почвогрунтов при различном их состоянии во время снеготаяния и в летний период;

4) изучать водную эрозию почв;

5) выяснять влияние агролесомелиоративных мероприятий на величину склонового стока, на формирование почвенно-грунтовых вод и водную эрозию почв;

6) исследовать взаимосвязь поверхностных и подземных вод на отдельных типичных участках водосбора;

7) определять потери минеральных удобрений и органических веществ в связи с выносом их с полей поверхностными и подземными водами при таянии снега и дождях.

Изучение стока со склонов производится в соответствии с программой исследований, в которой указываются конкретные задачи, период наблюдений, состав основных и сопутствующих наблюдений. При организации исследований необходимо учитывать их актуальность для данной физико-географической зоны, наличие соответствующих объектов (участков) для проведения наблюдений, а также технические средства, имеющиеся в распоряжении исследователей.

К сопутствующим наблюдениям относится комплекс воднобалансовых исследований [199, 268]; в зависимости от поставленных задач и технических возможностей он может меняться по видам и объемам работ. К основным видам сопутствующих исследований относятся следующие:

— наблюдения за запасами в снежном покрове, их убылью в период снеготаяния и количеством выпавших осадков;

— наблюдения за интенсивностью снеготаяния и дождей;

— наблюдения за ходом зимнего промерзания почв и весеннего их оттаивания по мерзлотомерам, почвенно-вытяжным термометрам, визуально при отборе проб почвы для определения ее влажности, а также металлическим щупом на снегомерных линиях, проложенных на площадке;

— наблюдения за влажностью и запасами влаги в почвогрунтах на площадках или рядом с ними (до глубины 0,5; 1,0 и 1,5 м);

— определение водно-физических свойств и механического состава почвогрунтов (до глубины 1,5 м);

— наблюдения за режимом грунтовых вод и верховодки;

— отбор проб воды для определения расхода взвешенных наносов и растворенных химических веществ;

— комплекс метеорологических наблюдений на площадке, расположенной вблизи объектов наблюдений за стоком;

— комплекс теплобалансовых наблюдений;

— наблюдения за испарением с почвы и сельскохозяйственных культур.

Рекомендации по организации перечисленных видов наблюдений на стоковых и воднобалансовых площадках изложены в Руководстве и Указаниях [199, 268].

В соответствии с поставленными задачами выбираются размеры площадок, их местоположение на склоне и уклон, экспозиция склона и характер его поверхности, состав и литология почвогрунтов, глубина залегания грунтовых вод, вид растительного покрова.

Площадки могут иметь следующие размеры (в метрах):

1 группа	2 группа	3 группа	4 группа
1×2	10×40	20×150	50×150
2×5	10×60	20×200	50×200
3×10	10×80	30×100	50×250
5×20	15×60	30×150	50×300
10×20	15×80	30×200	50×400
	15×100	40×150	Небольшие водосборы временных водотоков площадью до 1 км²
	20×80	40×200	
	20×100	40×300	

Площадки первой группы используются обычно для проведения активных экспериментов по изучению фильтрационных свойств почв и влияния отдельных воссоздаваемых метеорологических факторов на склоновый сток (интенсивность снеготаяния, дождевание, иссушение или увлажнение почвы, ее промораживание и др.).

На площадках второй группы обычно исследуется влияние различных факторов на формирование склонового стока в естественных условиях: уклона склонов, их экспозиции, метеорологических условий, состава почвогрунтов, вида поверхности почвы (луг, пашня).

Площадки третьей и четвертой групп предназначаются для определения стока, поступающего со склонов в русловую сеть водо-

сборов, влияния на сток антропогенных факторов, а также при агроводнобалансовых исследованиях на сельскохозяйственных полях [199] и естественных угодьях (включая лес).

Контуры площадок могут быть прямолинейными или иметь вид ломаной линии, проходящей по местному водоразделу (рис. 14 и 15).

В засушливых районах применяются площадки более крупных размеров по сравнению с площадками во влажных и избыточно увлажненных районах. Увеличение размера площадки преследует

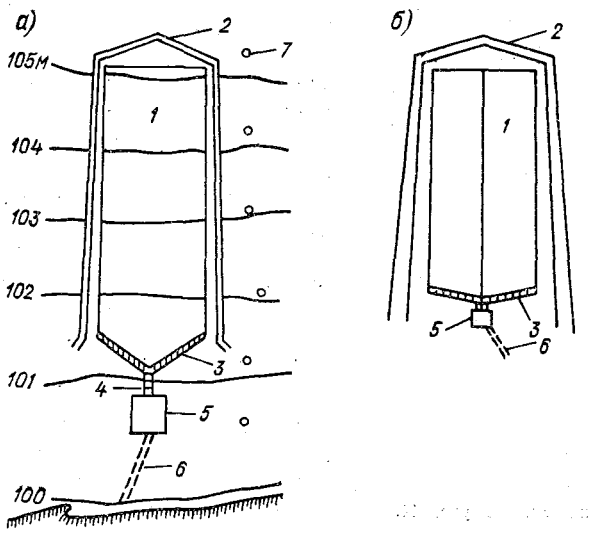


Рис. 14. План одиночной (*а*) и сдвоенной (*б*) стоковых площадок.

1 — бортик площадки; *2* — водоотводящие канавы; *3* — водоприемный лоток; *4* — водоподводящий лоток или труба; *5* — измерительный павильон; *6* — сбросная канализационная труба (траншея); *7* — разведочные буровые скважины.

цель повышения точности измерения объема стока при малой водности склонов засушливых районов [53].

Основным методом исследований является метод сравнения значений стока с разных площадок. Для изучения стока со склонов предусматривается наличие группы площадок, имеющих как одинаковые, так и разные характеристики склонов. Если изучается влияние каких-либо факторов подстилающей поверхности (луг, пашня, агротехнические приемы обработки пашни, различные сельскохозяйственные культуры, промерзание и увлажнение почвы и др.), то характер склона (уклон, экспозиция, почвогрунты, глубина залегания грунтовых вод) для всех сравниваемых площадок должен быть одинаковым. Необходимо также,

чтобы у некоторых сравниваемых площадок были одинаковые размеры.

При исследованиях влияния агротехнических мероприятий на сток площадки должны располагаться таким образом, чтобы применение агротехнических приемов на одной из них не влияло на условия формирования стока на другой (например, снегозадержание путем снегопахоты, распашка вдоль и поперек склона, подкормка озимых минеральными удобрениями по снегу и др.).

Отметим еще раз, что изучение только стока без обусловливающих его факторов снижает качество исследований. Эти факторы (глубина промерзания, влажность и температура почвы; глубина распашки; литология почвогрунтов, характер и вид растительности, включая возраст, полноту и состав древостоя и др.) необходимо отображать цифровыми характеристиками, а не только описанием того, что имеется на площадках и какие изменения на них произошли.

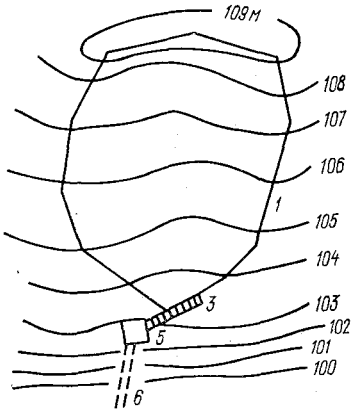


Рис. 15. Стоковая площадка на большом склоне.

Усл. обозначения см. на рис. 14.

Выбор площадок и организация работ по изучению стока со склонов. В зависимости от решаемых задач и местных условий на одном участке (склоне) могут располагаться одна, две или несколько стоковых (воднобалансовых) площадок. Основными требованиями, которыми следует руководствоваться при выборе площадок, являются:

— типичность участка для района исследований;

— наличие почвенно-растительных и других условий, обеспечивающих решение поставленных задач;

— достаточные размеры участка (склона), позволяющие разместить требуемое количество площадок при сохранении однообразного характера растительного покрова и состава почвогрунтов;

— отсутствие резких переломов рельефа;

— наличие естественной. не искаженной земляными работами и дорогами поверхности;

— отсутствие выхода на поверхность подземных вод;

— возможность отвода воды от измерительных устройств.

При выборе площадок производятся топографические, почвенные и гидрогеологические съемки склона и составляется соответствующая документация [53, 268]. Кроме того, на каждую стоковую (воднобалансовую) площадку или группу идентичных площадок составляется технический паспорт по форме, рекомендованной в Руководстве [268].

Стоковая площадка представляет собой изолированный от окружающей местности участок склона, оборудованный измеритель-

ными устройствами для учета воды, стекающей с его поверхности. Площадка может иметь форму вытянутого многоугольника, прямоугольника или параллелограмма и располагаться на склоне таким образом, чтобы ее длинная сторона была перпендикулярна горизонталям (см. рис. 14). Стоковые площадки строятся одинарными, сдвоенными и строенными (при этом сток измеряется в одном павильоне), а воднобалансовые — одинарными и сдвоенными.

По контуру стоковая площадка ограждается бортиками, кроме нижней стороны, где оборудуется водоприемный лоток. Из последнего вода поступает в павильон, где помещается мерный бак. Для отвода воды из измерительного павильона устраивается сбросная канализация в виде трубы или открытой щели (укрепленной с боков). Вдоль верхней и боковых сторон площадки часто устраиваются водоотводящие канавы для перехвата воды, стекающей с окружающего площадку склона.

Если устройство сбросной канализации из павильона сопряжено с большими земляными работами, то павильон с баком заменяется водосливом, оборудуемым в водоотводном канале [53, 268]. Водослив должен иметь успокоитель и монтироваться на плоском металлическом баке или на бетонных стенках. Применение водосливов оправдано также на больших площадках, где сток велик, что исключает применение объемного способа его измерений.

Бортики стоковых площадок могут быть бетонными, металлическими, деревянными и земляными. Деревянные и земляные бортики обычно применяются, когда планируется проведение механизированных сельскохозяйственных работ на площадках и примыкающих к ним участках склона. Такие бортики на период работ снимаются и затем вновь восстанавливаются. Кроме того, земляные бортики устраиваются почти на всех крупных площадках, что сильно снижает стоимость строительства.

Бетонные и металлические бортики обычно применяются на небольших площадках, предназначенных для длительного периода наблюдений.

Конструкция бортиков, их габариты, устройство водоотводных канав подробно рассмотрены в работах [199, 252, 268].

Водоприемные лотки площадок могут быть изготовлены из армированного бетона, металлических швеллерных балок и сварных листов, разрезанных металлических и асбоцементных труб, из досок, обитых с внутренней стороны кровельным железом, а также могут выполняться из хорошо утрамбованного суглинка или глины. Форма поперечного сечения лотка обычно прямоугольная (рис. 16) или треугольная с вершиной угла по центру лотка. Когда применяются трубы, то форма лотка обычно сферическая. Требования, предъявляемые к лоткам, подробно изложены в работах [199, 268].

Отметим, что для изучения только поверхностного стока водоприемные лотки заглубляются в почву не более чем на 5—10 см. В ряде случаев бывает необходимо измерять поверхностный

сток и сток внутрипочвенной верховодки. Для этого водоприемный лоток внутренним своим краем заглубляется в почву на 30 см, чтобы в него поступала вода, стекающая как по поверхности почвы, так и из пахотного горизонта (горизонт A_{1-2}). Особое внимание следует уделять сопряжению лотка с площадкой. Для чего применяются металлические подрезные листы [199, 268].

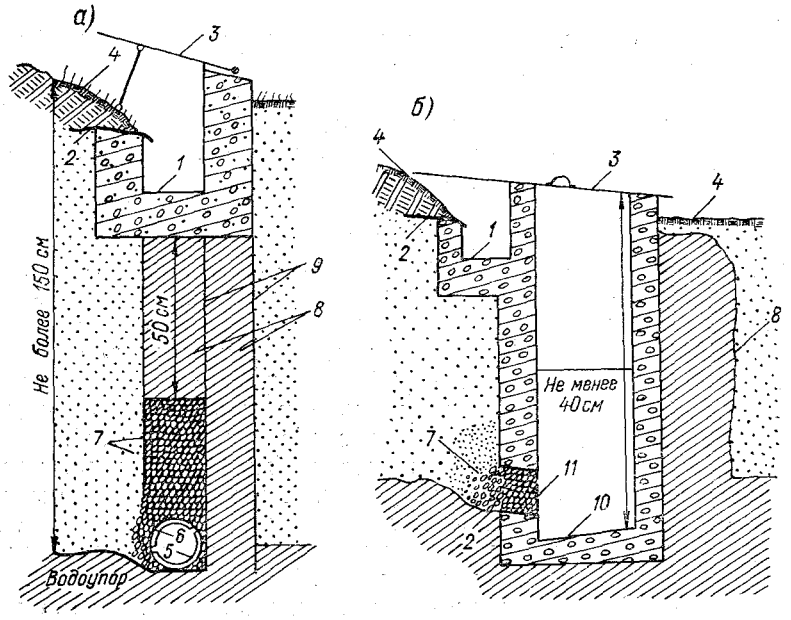


Рис. 16. Водоприемные устройства для поверхностного и подземного стока с дренажной трубой (*а*) и дренажной открытой траншеей (*б*).

1 — водоприемный лоток для сбора поверхностного стока; *2* — подрезной металлический лист; *3* — козырек, предохраняющий водоприемные лотки от попадания в них осадков; *4* — дерн; *5* — металлическая перфорированная труба для сбора верховодки (грунтовых вод); *6* — металлический сетчатый фильтр; *7* — гравийный обратный фильтр; *8* — глиняная стенка; *9* — полиэтиленовая пленка; *10* — траншея (лоток) для сбора верховодки и грунтовых вод; *11* — металлическая решетка.

Воднобалансовая площадка по сравнению со стоковой имеет следующие дополнительные устройства, позволяющие изучать подземный сток:

— водонепроницаемую стенку по всему контуру площадки, заглубленную на 20—30 см в водоупорный слой и возвышающуюся над поверхностью почвы на 20—25 см;

— водоприемник для улавливания подземного стока и второй бак для его измерения;

— три скважины для измерения уровня подземных вод или верховодки в пределах площадки.

Водонепроницаемые стенки, ограждающие площадку, выполняются из утрамбованной глины или железобетона. Для времен-

ных площадок стенка может изготавливаться из дерева, покрытого с обеих сторон толем или полиэтиленовой пленкой [199, 268].

Водоприемное устройство для измерения грунтовых вод и стока верховодки представляет собой дренажную трубу (см. рис. 16 *а*) или дренажную открытую траншею (см. рис. 16 *б*). Труба перфорируется на $^2/_3$ окружности (дно трубы сплошное) и обертывается металлическим сетчатым фильтром. Над трубой устраивается гравийный фильтр. Между верхней границей этого фильтра и дном лотка, предназначенного для сбора поверхностного стока, укладывается глиняная подушка. Устройство из дренажной трубы требует меньше средств, однако оно не позволяет контролировать ее работу, поэтому чаще устраивают дренажные траншеи.

Из дренажной трубы (траншеи) вода отводится по трубам в мерный бак, установленный в павильоне. Для размещения бака требуется большое заглубление котлована, поэтому не рекомендуется строить воднобалансовые площадки при залегании водоупора на глубине более 1,5—2 м.

Одной из разновидностей воднобалансовых площадок являются стоково-инфильтрационные площадки. Их площадь не превышает обычно 10 м^2. Эти площадки имеют врезанные в горизонт В или С четыре стенки (деревянные щиты с полиэтиленовой пленкой или кровельным железом), изолирующие почвенно-грунтовый монолит от окружающего грунта и позволяющие направлять поверхностный и подземный (верховодка) сток в измерительные емкости. На площадках производится дождевание или наблюдается сток от таяния снега (интенсивность снеготаяния может регулироваться: для ее снижения — путем укрытия площадок белой материей, а для увеличения — посредством затемнения поверхности снега).

Разновидностью стоковых площадок являются площадки с водонепроницаемым дном. В весеннее время они служат для измерения интенсивности и хода водоотдачи из снега, а в теплый период позволяют получать данные по интенсивности и ходу дождя. Размеры таких площадок обычно не превышают 20 м^2.

В качестве измерительных устройств служат мерные баки (емкости) и водосливы. Первые предназначаются для измерения стока объемным способом; их емкость должна быть такой, чтобы продолжительность наполнения была не менее 15—20 мин. Большие баки обычно оборудуются водосливами, вмонтированными в стенку, самописцами уровня воды и кранами, предназначенными для сброса воды. Такие баки измеряют сток как объемным способом, так и водосливным. Измерение уровней воды должно производиться с точностью 1 мм. Для этого применяются крючковые и игольчатые рейки.

Все мерные емкости тарируются, т. е. определяется их объем при разном наполнении. Водосливы также тарируются в зависимости от напора воды. Отметим, что для малых площадок приме-

няются небольшие емкости, объем которых выбирается по предполагаемой интенсивности стока.

Подробное описание и конструктивная схема мерных баков и правила работы с ними даны в работах [199, 268]. Здесь только отметим, что для больших площадок рекомендуются следующие (предельные) размеры бака: длина 1,6 м, ширина 0,8 м, высота до порога водослива 0,8 м.

Учет стока с площадки может производиться тремя способами: водосливом, объемным способом (по приращению уровня воды в мерном баке), систематическими измерениями расходов воды объемным способом с помощью небольших мерных сосудов, когда нельзя установить большой бак.

При напорах воды на водосливе свыше 50 мм расходы воды учитываются только с его помощью. При менее значительных напорах основным способом учета количества воды, стекающей с площадки, является измерение объемным способом с помощью мерного бака, опорожнение которого производится по мере того, как уровень в баке приближается к углу выреза водослива.

Уровень воды в мерном баке и напоры на его водосливе измеряются крючковой рейкой и непрерывно регистрируются самописцем уровня, на ленте которого фиксируются кривые наполнения и опорожнения бака или изменение напора на водосливе.

Стоковая (воднобалансовая) площадка в теплый период года должна всегда быть подготовлена к внезапному измерению дождевого стока, поэтому весь теплый период года самописцы уровня должны действовать, вычерчивая на ленте прямую линию, соответствующую отсчету самого низкого уровня воды в баке. Наблюдения по самописцу уровня производятся ежедневно утром. Для удаленных площадок допускается использование самописцев, имеющих приспособления для пуска часов от первого движения поплавка, вызванного началом поступления воды с площадки.

Во время снеготаяния или продолжительных интенсивных дождей наблюдатель должен находиться на площадках и обеспечивать бесперебойную работу водоприемных лотков, мерных баков и самописцев уровней воды, т. е. обеспечивать непрерывный учет стока. При этом ежедневно производится смена лент на самописцах, осмотр водоприемных лотков и мерных баков, производство 4—10 контрольных отсчетов уровня (напора) воды в баках в течение суток, систематические их опорожнение и др.

Подобный перечень обязанностей наблюдателя и видов работ приводится в работах [199, 268]. Там же даются формы книжек наблюдений и журналов обработки (вычисления) стока с площадок, а также необходимые сведения по составлению технического паспорта площадки. Основными данными в паспорте являются: указания о назначении площадки, сведения о ее размерах, описание поверхности площадки и литологии почвогрунтов, характеристики почв, описание выполняемых мероприятий, тарировочные таблицы мерного бака для расчета объемов воды по приращениям уровня, таблица зависимости расходов воды от напоров

на водосливе, полученная по данным тарировки, эксплуатационные сведения, т. е. сведения о работах, выполнявшихся на площадке, и по отдельным ее узлам (бортики, павильон, мерные баки, сбросная канализация и т. п.).

11.4. Примеры экспериментальных исследований стока и основные их результаты

В качестве иллюстрации ниже приводится несколько примеров по результатам экспериментальных исследований стока, выполненных в Валдайском филиале ГГИ и Вятской экспедицией ГГИ.

Для выяснения роли естественных и антропогенных факторов в Валдайском филиале ГГИ проводились наблюдения на 20—28 стоковых и воднобалансовых площадках, а также на 30 водосборах логов, ручьев и небольших рек. Эти объекты отличались друг от друга по площади, длине и экспозиции склонов, уклонам, облесенности, заболоченности и озерности, по видам грунтов, слагающих водосборы и склоны. Было установлено [145], что основными факторами, влияющими на годовые, сезонные и экстремальные значения речного стока, являются состав грунтов, слагающих водосборы, и степень облесенности.

Ниже в качестве примера приводятся результаты одновременных исследований стока по двум водосборам небольших рек, имеющим одинаковые климатические и прочие физико-географические характеристики, кроме одного — состава грунтов. На водосборе р. Поломети (до с. Пологметь) пески занимают 3 %, суглинки 77 % и болотные отложения 15 % всей площади, а на водосборе р. Ильятинки — соответственно 60, 20 и 16 %. Остальные 4—5 % площади занимают озера.

За период параллельных наблюдений (1960—1966 гг.), включающий многоводные и маловодные годы, установлено, что при близких значениях осадков (744 мм в бассейне р. Поломети и 723 мм — в бассейне р. Ильятинки) годовой сток различается незначительно (270 и 282 мм соответственно). Из этого следует, что с водосбора, сложенного преимущественно суглинками, испарение больше на 5 %, чем с водосбора, сложенного песками. В засушливые годы различие в значениях испарения достигало 10—15 %, а во влажные — практически отсутствовало. Наибольшие контрасты наблюдались в характеристиках весеннего и меженного стока (рис. 17). Если весенний сток с водосбора, сложенного суглинками, был в 2 раза больше, чем с водосбора, где преобладают пески, то в меженные периоды имело место обратное соотношение — сток р. Поломети был меньше в 1,5—2 раза. Максимальные модули весеннего стока с суглинистого водосбора были в 1,5—2 раза выше, а летние минимальные — в 5—10 раз ниже, чем с песчаного водосбора.

Максимальные модули 1 и 5 %-ной обеспеченности на водосборах, сложенных суглинками, составляют для открытой местности соответственно 1500 и 1000 л/(с·км^2), а для леса —

300 и 200 л/(с·км²). Пески снижают максимальный сток в 2—3 раза и повышают меженный, поэтому экспериментальные исследования целесообразно производить как на полевых, так и на лесных водосборах. При этом следует учитывать, что в обжитых районах леса произрастают часто на песчаных, не пригодных для сельского хозяйства грунтах.

Следующий пример раскрывает роль длины склона на формирование поверхностного стока. В течение двух вёсен (1957 и 1958 гг.) проводились наблюдения за поверхностным стоком на четырех рядом расположенных площадках: № 1 — длиной 20 м, № 2 — 40 м, № 3 — 80 м и № 4 — 150 м [137]. Уклоны и почвогрунты на площадках были одинаковыми, а снегозапасы — несколько больше на длинных площадках по сравнению с короткими.

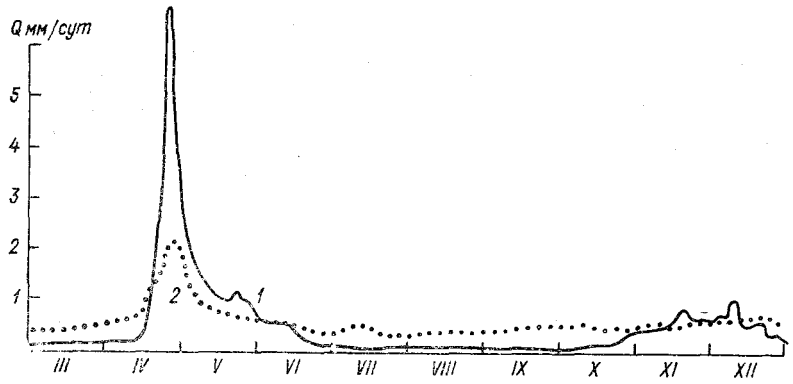


Рис. 17. Гидрографы стока с лесных водосборов Валдайского филиала ГГИ, сложенных различными грунтами, в маловодный 1964 г.

1 — р. Полометь (суглинок, площадь бассейна 136 км²); 2 — р. Ильятинка (песок, площадь бассейна 165 км²).

На рис. 18 представлен типичный внутрисуточный ход стока с площадок разной длины. На коротких площадках суточные значения слоя и максимумы (модули) стока все время были в 1,5—2 раза больше, чем на длинных. Несмотря на повышенные снегозапасы на длинных площадках коэффициенты поверхностного стока были меньше; например, в 1958 г. на площадках № 1—4 они соответственно составляли 0,84; 0,83; 0,67 и 0,53. Такое уменьшение поверхностного стока объясняется более продолжительным нахождением талых вод на длинных площадках по сравнению с короткими, т. е. распластыванием гидрографов стока. Максимальный сток на длинных площадках ежедневно наступал на 2—6 ч позже, чем на коротких. На столько же запаздывало и окончание суточной волны стока. При равенстве фильтрационных свойств почв на площадках потери талых вод на просачивание возрастали с увеличением длины склона.

Из этого примера и других аналогичных результатов исследований делается [137] важный методический вывод о том, что для

изучения склонового стока, поступающего в гидрографическую сеть, стоковые площадки должны иметь длину, равную всей длине склона. Короткие площадки применимы только для определения влияния на сток отдельных факторов.

При исследованиях весеннего стока в бассейне р. Вятки (северо-восток лесной зоны ЕТС) с целью усовершенствования долгосрочных прогнозов объема половодья Вятской экспедицией ГГИ выполнялся комплекс экспериментальных воднобалансовых наблюдений. Последние позволили изучить условия формирования потерь талых вод отдельно в лесу и в поле (потери на увлажнение метрового слоя почвогрунтов, на пополнение запасов грунтовых вод и на испарение). Весенний сток с бассейна р. Вятки прогнозировался по разности между известными величинами приходной части водного баланса предвычисляемыми потерями талых вод с учетом площадей, занятых полем и лесом [146].

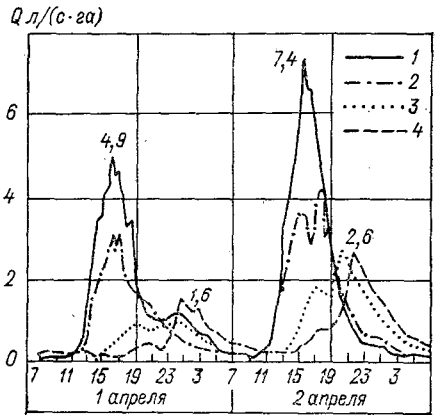


Рис. 18. Внутрисуточный ход склонового стока с площадок разной длины (д. Фалево, весна 1957 г.).

1—4 — номера площадок.

В качестве примера табл. 33 представлен водный баланс двух небольших экспериментальных водосборов: лога Полевого

Таблица 33

Сток и водный баланс Полевого и Лесного экспериментальных водосборов, расположенных в бассейне р. Вятки, за период половодья 1975 г., мм

Элементы водного баланса	Водосбор	
	Полевой	Лесной
I. Приходная часть: запас воды в снеге к началу весны и осадки за период половодья	178	177
II. Потери талых вод:		
на испарение	22	24
на увлажнение почв	5	66
на пополнение запасов грунтовых вод	49	45
Сумма	76	135
III. Сток, вычисленный как разность прихода (I) и потерь (II) воды	102	42
Сток измеренный	96	38
Разность, т. е. невязка баланса	6	4

площадью 1,99 км², сложенного преимущественно суглинками, и лога Лесного площадью 2,48 км², также сложенного суглинками и покрытого елово-пихтовым лесом. На каждом водосборе запасы влаги в почвогрунтах определялись в 22 точках, а уровни грунтовых вод — в 30 скважинах. Испарение измерялось на полевой и лесной испарительных площадках.

Из данных табл. 33 видно, что при близких значениях снегозапасов и осадков сток с Лесного водосбора был в 2 раза меньше, чем с Полевого, так как потери талых вод в лесу были больше, чем в поле. Наблюдения 1973—1977 гг. подтверждают тенденцию превышения потерь талых вод в лесу по сравнению с полем в основном за счет бо́льшей влагоемкости лесных почв и меньшей их увлажненности к началу весны. Эти два фактора были использованы для прогнозов потерь на увлажнение почв в лесу и поле.

Кроме упомянутых выше литературных источников интересные сведения о результатах экспериментального изучения стока содержатся в работах [288, 306].

12. ИЗУЧЕНИЕ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИМЕНИТЕЛЬНО К РАСЧЕТУ ВОДНОГО БАЛАНСА ВОДОСБОРОВ

Подземные воды являются ценным полезным ископаемым, используемым с древних времен для хозяйственно-питьевого водоснабжения, орошения и других целей. В связи с практическим использованием подземных вод на сети воднобалансовых станций и репрезентативных бассейнов Госкомгидромета и опорной сети гидрогеологических наблюдательных пунктов Мингео СССР проводятся исследования режима и качества подземных вод, их взаимосвязи с поверхностными водами, разрабатываются методы регулирования запасов подземных вод.

Изучение режима подземных вод на водосборах воднобалансовых станций и речных бассейнах производится главным образом с целью выявления роли подземных вод в формировании стока водотоков и для оценки водного баланса водосборов.

12.1. Наблюдения за режимом подземных вод

Наблюдения за режимом подземных вод включает, как минимум, измерение уровней и температуры воды, а при наличии источников (родников) — измерение их дебита. При детальных воднобалансовых исследованиях и при изучении качества подземных вод в состав наблюдений целесообразно включать отбор проб воды для определения химического состава.

Наблюдения за температурой и химическим составом подземных вод производятся на выборочной сети пунктов для выяснения особенностей питания подземных вод, взаимосвязи их с поверхностными водами, а также для оценки доли участия отдельных типов подземных вод в питании исследуемых объектов.

Изучение химического состава подземных вод имеет особое значение для оценки подземного притока в реки и для гидрохимических исследований местного стока. Наблюдения производятся по специальным заданиям и программам. Выбор участков для размещения на них наблюдательных пунктов определяется природными условиями изучаемого водосбора и производится после ознакомления с его гидрологическими и гидрогеологическими условиями по литературным данным и архивным материалам геологических управлений и других ведомств. При этом необходимо

получить для различных участков водосбора геологические разрезы до водоупорного слоя, на котором происходит формирование подземных вод. Если имеющегося материала для этой цели недостаточно, должны быть проведены специальные гидрогеологические съемки и разведочное бурение по отдельным створам на водосборе.

Наблюдательные точки размещаются на тех участках водоносного пласта, где режим подземных вод не искажается под влиянием местных водозаборов или других искусственных мероприятий; исключением являются случаи специального изучения взаимосвязи поверхностных и подземных вод в местах искусственных сооружений (водохранилищ, обводнительных и оросительных каналов и т. п.).

При воднобалансовых исследованиях на малых водосборах изучается, как правило, режим подземных вод первого от поверхности земли постоянного водоносного пласта.

Наблюдательные точки должны быть размещены так, чтобы по ним можно было получить количественную характеристику общего изменения запаса подземных вод на водосборе. Они располагаются на участках, различающихся по формам микро- и макрорельефа, растительному покрову, степени залесенности, мощности зоны аэрации и водоносных пластов. При размещении наблюдательных точек на таких участках необходимо стремиться, чтобы отдельные точки образовали определенные створы, направленные вдоль основных подземных потоков на водосборе, а отдельные створы были ориентированы поперек этих потоков. На некоторых участках водосбора, резко отличающихся по условиям питания или разгрузки подземных вод, могут быть оборудованы кусты скважин.

При изучении режима нескольких водоносных пластов, залегающих один над другим на одном водосборе, наблюдательные точки оборудуются на каждом из водоносных пластов в отдельности.

Для изучения подземного питания водотоков и водоемов наблюдательные точки следует размещать по створам в местах, где установлена взаимосвязь поверхностных и подземных вод. Створы скважин желательно располагать в направлении движения подземного потока на участках, характеризующихся различными условиями водообмена между водотоком и дренируемым водоносным пластом.

Наблюдательные точки на створах располагаются с учетом депрессионной кривой подземных вод. Ближайшие к водотоку скважины должны быть расположены на небольшом расстоянии от уреза воды при меженном уровне и при наивысших уровнях во время половодий и паводков. Расстояние между последующими скважинами на участке крутой части депрессионной кривой может быть порядка 25—100 м, а для пологой части — 100—250 м. Желательно доводить створ наблюдательных скважин до водоразделов изучаемых водосборов.

В определенных условиях в водном балансе речных бассейнов может иметь существенное значение подрусловой сток. В этих случаях необходимо организовать его изучение в соответствии с Методическими рекомендациями [118].

Основным типом пункта наблюдений за режимом подземных вод является скважина. Описание конструкций скважин, правил их установки, оформления документации и производства наблюдений подробно изложены в Методических указаниях, Руководствах и в других источниках [194, 266, 268].

Наблюдения за уровнем и температурой подземных вод на сети Госкомгидромета производятся круглый год один раз в 5 сут: 5, 10, 15, 20, 25 числа и в последний день месяца. При подъеме уровня после выпадения интенсивных или продолжительных дождей, а также в период весеннего снеготаяния и зимних оттепелей, наблюдения производятся ежедневно. Однако ежедневные наблюдения за уровнем грунтовых вод рекомендуется производить при глубине залегания их уровня менее 3—5 м, когда на суточных колебаниях уровня может сказываться влияние гидрометеорологических факторов.

Наблюдениями освещается весь диапазон подъема уровней, наивысшее их стояние и спад. Переход на пятидневный срок наблюдений допускается только после конца резко выраженного спада уровня.

Рекомендуемые сроки наблюдений надо считать обязательными только для вновь организуемых наблюдательных пунктов в первый период наблюдений (1—2 года). В процессе эксплуатации сети скважин эти сроки могут быть уточнены и изменены по согласованию с ГГИ или зональными НИИ.

12.2. Расчет изменений запасов подземных вод

В гидрологии при расчетах водного баланса речных бассейнов, как правило, производится оценка изменений запасов подземных вод, представляющих собой количество гравитационной воды в подземном бассейне. Основными причинами изменений запасов подземных вод являются:

— инфильтрационное питание атмосферными осадками или поверхностными водами (в отдельных случаях в питании принимают участие конденсационные воды);

— подземный сток по водоносному пласту к областям разгрузки (к поверхностным водотокам, водоемам и др.);

— отток подземных вод в зону аэрации на компенсацию испарившейся влаги («испарение подземных вод»);

— вертикальный водообмен (перетекание) между водоносными пластами;

— забор части подземных вод различными каптажными сооружениями;

— сброс воды в водоносный пласт через поглотительные колодцы, скважины и т. п.

Основные принципы расчета изменений запасов подземных вод при гидрологических исследованиях подробно изложены в методическом пособии [244].

Точное определение изменений запасов подземных вод при натурных воднобалансовых исследованиях может быть произведено путем измерения влажности (влагозапасов) почвогрунтов в зоне изменения уровня подземных вод в начале и конце периода, для которого рассчитывается водный баланс. Такие измерения влажности практически должны производиться в зонах капиллярного и полного насыщения почвогрунтов водой, поэтому в большинстве случаев не обеспечивается необходимая точность измеряемых величин. В связи с этим в практике гидрологических исследований для определения изменений запасов подземных вод применяются различные способы приближенных расчетов с использованием постоянных параметров, характеризующих способность грунтов отдавать гравитационную воду (коэффициент водоотдачи) или насыщаться водой (коэффициент недостатка насыщения).

Изменение запасов подземных вод ΔG для речного бассейна или отдельных его участков может быть рассчитано по данным об изменении уровня подземных вод Δh на площади изучаемого объекта, по коэффициенту водоотдачи μ_1 (при понижении уровня) или коэффициенту недостатка насыщения μ_2 (при повышении уровня) почвогрунтов в зоне колебания уровня по формуле

$$\Delta G = \mu_1 \Delta h \text{ или } \Delta G = \mu_2 \Delta h. \qquad (12.1)$$

Расчет изменения уровня подземных вод $\overline{\Delta h}$ для участков и водосборов с однородными ландшафтами и почвенно-гидрогеологическими условиями производится путем арифметического осреднения

$$\overline{\Delta h} = \sum \Delta h_i / n, \qquad (12.2)$$

где Δh_i — изменение уровня в каждом наблюдательном пункте (скважине); n — число скважин.

Для водосборов с неоднородными условиями расчет изменения уровня $\overline{\Delta h'}$ производится путем «взвешивания» величин изменений уровня на отдельных однородных участках водосбора, для которых значение уровня может быть рассчитано как среднее арифметическое. Тогда

$$\overline{\Delta h'} = \sum \overline{\Delta h_i} a_i, \qquad (12.3)$$

где $\overline{\Delta h_i}$ — среднее арифметическое значение изменения уровня на однородных участках; a_i — частная площадь этих участков, выраженная в долях от всей площади водосбора.

Значительные трудности возникают при выборе коэффициентов водоотдачи и недостатка насыщения, поскольку эти параметры зависят от многих факторов и получение их фактических значений

для почвогрунтов изучаемого водосбора связано с постановкой сложных и трудоемких экспериментов. При воднобалансовых исследованиях гидрологам в большинстве случаев приходится использовать коэффициенты водоотдачи и недостатка насыщения, полученные по материалам специальных гидрогеологических исследований, или немногочисленные литературные источники с ограниченным диапазоном механического состава грунтов, преимущественно песчаных.

Для определения коэффициентов водоотдачи и недостатка насыщения почвогрунтов существует несколько методов и приемов, подробное описание которых приведено в соответствующих публикациях [19, 60, 73, 169]. Остановимся кратко лишь на отдельных из них, позволяющих получать указанные параметры в основном по данным гидрологических исследований.

Наиболее распространенным является способ определения коэффициентов водоотдачи и недостатка насыщения для однородных по гранулометрическому составу почвогрунтов по величинам полной $M_{s.\,полн}$ и наименьшей $M_{s.\,н.\,в}$ влагоемкостей с учетом объема защемленного воздуха $V_{аэр}$, содержание которого в грунте может достигать 5 % и более:

$$\mu_1 = \mu_2 = M_{sполн} - M_{sн.\,в} - V_{аэр}. \qquad (12.4)$$

Указанный способ позволяет оценить предельно возможные значения μ_1 и μ_2 без учета влияния на них продолжительности и скорости дренирования водоносного слоя.

Среднее значение коэффициента водоотдачи для малого водосбора может быть определено по данным наблюдений за стоком Q и изменением уровней грунтовых вод в бассейне Δh в периоды, когда питание водотоков осуществляется только за счет разгрузки запасов подземных вод на сток в гидрографическую сеть водосбора. При этом осадки, поверхностный сток и испарение с водосбора имеют пренебрежимо малые значения. Такие условия наблюдаются в периоды спада осенних дождевых паводков, в безоттепельные, но не очень суровые зимы и иногда в период весеннего половодья. В этом случае

$$\mu_1 = Q/\Delta h. \qquad (12.5)$$

Среднее значение коэффициента недостатка насыщения для малого водосбора может быть рассчитано за периоды, когда выпадающие на водосбор осадки P практически полностью просачиваются до уровня грунтовых вод. В такие периоды изменение уровня обусловлено притоком атмосферных вод в водоносный пласт Δh_P и подземным стоком в гидрографическую сеть водосбора Δh_Q, а поверхностный сток и испарение незначительны. Такие условия отмечаются в периоды весенне-осенних дождевых паводков. Расчет производится по формуле

$$\mu_2 = P/(\Delta h_P + \Delta h_Q). \qquad (12.6)$$

Определение величины Δh_Q производится по эмпирической зависимости от среднего уровня грунтовых вод на водосборе, полученной по результатам фактических наблюдений за периоды продолжительностью 1—10 сут, в течение которых осадки и испарение практически равны нулю и для которых Δh может быть принято равным Δh_Q.

В результате расчета коэффициентов μ_1 и μ_2 с использованием вышеуказанных приемов можно получить зависимость этих параметров от средней глубины залегания уровней грунтовых вод на водосборе, т. е. график распределения величин μ_1 и μ_2 по глубине почвенно-грунтовой толщи. Наличие такого графика обеспечивает правильный выбор значений μ в пределах слоя, в котором происходит изменение уровня грунтовых вод.

Следует отметить, что в гидрологических и гидрогеологических расчетах принимается $\mu_1=\mu_2=\mu$, поскольку на современном этапе исследований этих параметров отсутствуют какие-либо практические рекомендации их дифференцированного учета.

Рассмотренные способы расчета μ по гидрологическим данным можно применять при простейших гидрогеологических условиях и при строгом соответствии граничных условий. В связи с этим их практическое использование рекомендуется для определения средних значений водоотдачи элементарных участков водосбора, отдельных сельскохозяйственных полей и малых речных бассейнов.

Полученные данные могут распространяться на водосборы, находящиеся в сходных ландшафтных и почвенно-гидрогеологических условиях.

Для определения коэффициентов водоотдачи предложен ряд эмпирических формул.

П. А. Бецинский по данным опытов в фильтрационном приборе установил связь между коэффициентами водоотдачи и фильтрации (K_f), выразив ее эмпирической формулой

$$\mu = 0{,}117\sqrt[7]{K_f}. \tag{12.7}$$

На основании обобщения результатов лабораторных определений Н. И. Капотова [128] предложила для грунтов Северо-Запада ЕТС производить расчет коэффициентов водоотдачи по формуле

$$\mu = 0{,}118 \lg d_{30} + 0{,}235, \tag{12.8}$$

где d_{30} — диаметр частиц грунта, содержание которых составляет 30 % его общей массы, мм.

В табл. 34 приведены значения коэффициентов водоотдачи, полученные в результате проведенных Валдайским филиалом ГГИ экспериментальных исследований и обобщения литературных данных, они зависят от механического состава грунта, содержания в нем тонкозернистых и пылеватых частиц, а также наличия крупных трещин, пор и пустот.

Таблица 34

Коэффициенты водоотдачи различных водоносных грунтов

Грунт (порода)	Диапазон изменений μ
Суглинок тяжелый	0,000—0,005
Суглинок тяжелый с прослоями и линзами песка	0,01—0,025
Суглинок средний	0,02—0,03
Суглинок средний, гумусированный с прослоями супеси	0,03—0,04
Суглинок легкий, супесь тяжелая	0,04—0,05
Супесь средняя	0,06—0,07
Супесь легкая, песок тонкозернистый	0,07—0,08
Песок-плывун	0,03—0,08
Песок мелко-зернистый пылеватый	0,10—0,15
Песок мелкозернистый промытый	0,12—0,25
Песок среднезернистый с глинистыми частицами	0,15—0,20
Песок среднезернистый промытый	0,20—0,30
Песок крупнозернистый и гравелистый	0,25—0,35
Известняк трещиноватый	0,008—0,10
Бурый уголь	0,02—0,05
Известняк на глинистом цементе	0,02—0,03

Оценка точности расчета среднего значения изменения запасов подземных вод на водосборе может производиться путем статистического анализа результатов наблюдений на отдельных его участках.

Случайная ошибка определения изменений запасов грунтовых вод на площади водосбора $\sigma_{пл}$ слагается из погрешности определения изменений запасов на отдельных участках $\sigma_{уч}$ и ошибки их пространственного осреднения σ_a. Суммарную ошибку можно оценить по формуле

$$\sigma_{пл} = \sqrt{\sigma_{уч}^2 + \sigma_a^2}. \qquad (12.9)$$

Значение $\sigma_{уч}$ зависит от погрешностей определения коэффициента водоотдачи μ и изменения уровня грунтовых вод. Первая из этих погрешностей равна обычно 25—30 % величины μ, т. е. для песчаного грунта она составляет $\pm 0{,}05$, для суглинистого $\pm 0{,}01$. При изменении уровней грунтовых вод в песчаных грунтах, равном 20 см, а в суглинистых 50 см, изменение запаса воды рассчитывается с погрешностью ± 10 мм для песка и ± 5 мм для суглинка.

Наибольшая трудность возникает при оценке погрешности пространственного осреднения запасов грунтовых вод, которая зависит от неравномерности (изменчивости) их распределения по площади и количества скважин. Результаты специальной проработки, выполненной по материалам наблюдений Валдайского филиала ГГИ [184], показали, что для суглинистого и супесчаного грунта достаточно шести скважин для определения изменений запасов в 70 % случаев с погрешностью 5—7 мм, а для песчаного грунта — с погрешностью 7—10 мм.

Такие же результаты получены для других районов Северо-Запада ЕТС. Таким образом, общая ошибка определения изменений запасов грунтовых вод на площади 100—200 км^2 составляет для песчаного грунта 14 мм, а для суглинистого 8 мм.

Наблюдения за режимом подземных вод на сети водобалансовых станций и речных бассейнов имеют большое научное и практическое значение. Полученные в результате этих наблюдений данные используются при исследовании взаимосвязи поверхностных и подземных вод, при изучении влияния гидрометеорологических, почвенных, растительных и гидрогеологических условий на сток водотоков, а в последнее время находят применение при уточнении схем расчетов и прогнозов стока, а также при обосновании мелиоративных мероприятий.

13. МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ И РАСЧЕТА ВЛАГОЗАПАСОВ В ПОЧВОГРУНТАХ ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Основной целью измерения влажности и водно-физических характеристик почвогрунтов является получение данных для расчета водного баланса речных водосборов. Общий вид уравнения водного баланса, используемый для расчета годовых и сезонных водных балансов, включает так называемую бассейновую аккумуляцию, главной составляющей которой является аккумуляция влаги в почвогрунтах зоны аэрации.

Сведения о влажности и влагозапасах верхних слоев почвогрунтов необходимы также для определения испарения с поверхности почвы, определения потерь поверхностного стока на просачивание при различных агрометеорологических условиях, в том числе под влиянием хозяйственной деятельности (агротехнические мероприятия: распашка, облесение, орошение и т. д.). Кроме того, используя данные по режиму влажности и влагозапасам зоны аэрации, можно оценить процессы взаимодействия поверхностного и подземного стока, дать характеристику питания подземных вод и т. д.

Объектами исследований влажности, влагозапасов и водно-физических свойств почвогрунтов могут быть отдельные стационарные и временные пункты наблюдений, сельскохозяйственные участки и поля с различными сельскохозяйственными культурами, стоковые и воднобалансовые площадки с различными видами подстилающих поверхностей и экспозициями склонов, агроводнобалансовые полигоны, малые (экспериментальные) речные водосборы стоковых и воднобалансовых станций, средние и большие водосборы.

Сеть гидро- и агрометеорологических станций СССР, на которых определяются влажность, влагозапасы и водно-физические свойства почвогрунтов, насчитывает более 15 тыс. стационарных, периодических и временных пунктов наблюдений. Наблюдения на сети этих станций ведутся по стандартной программе один раз в декаду; методика их измерений определена соответствующими наставлениями, указаниями и руководствами.

Для правильной организации наблюдений за влажностью и влагозапасами почвогрунта необходимо знать его водно-физические свойства и вариацию влагозапасов по территории. Предварительными и обязательными работами, на основании которых

составляется конкретная программа наблюдений, является определение водно-физических свойств и производство съемки влажности почвогрунтов.

13.1. Водно-физические свойства почвогрунтов и способы их определения

Вся почвенно-грунтовая толща может быть разделена на две зоны: 1) находящуюся выше уровня грунтовых вод и носящую название зоны аэрации и 2) находящуюся ниже уровня грунтовых вод — непосредственно зону грунтовых вод.

Строение зоны аэрации в зависимости от положения уровня грунтовых вод и от ее влагонасыщенности представлено на рис. 19.

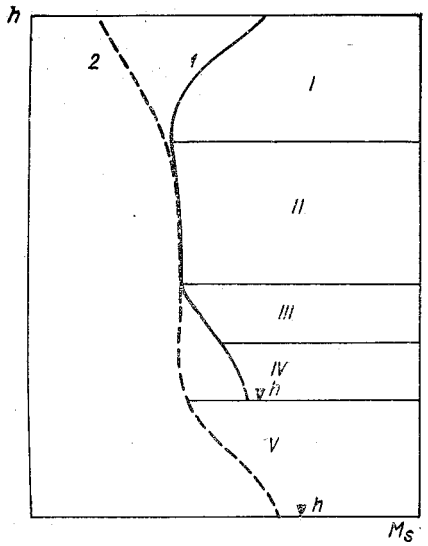


Рис. 19. Строение почвенно-грунтовой толщи зоны аэрации и эпюры распределения влажности в ней.

1, 2 — соответственно наибольшее и наименьшее значение влажности почвогрунта; *I* — зона активного изменения влажности, *II* — зона постоянной влажности, *III* — микрокапиллярная зона, *IV* — макрокапиллярная зона, *V* — зона грунтовых вод.

Основными водно-физическими свойствами почвогрунтов являются:

— механический состав;

— объемная плотность (ранее — объемный вес; в некоторых изданиях — плотность);

— удельная плотность (ранее — удельный вес; в некоторых изданиях — удельная масса или плотность твердой фазы почвогрунта);

— полная влагоемкость;

— капиллярная влагоемкость;

— наименьшая (предельная полевая) влагоемкость;

— максимальная гигроскопичность;

— влажность завядания.

Рассмотрим кратко методику измерения и расчета перечисленных характеристик, абсолютные значения их и изменение в естественных почвах и грунтах по площади и по глубине залегания на речных водосборах.

Под механическим (гранулометрическим) составом почвогрунтов понимается относительное (в процентах) содержание в них (по массе) частиц различного размера. От механического состава зависят многие свойства почвогрунтов и в первую очередь их водные свойства — влагоемкость и водопроницаемость.

Для определения механического состава почвогрунтов производится так называемый гранулометрический анализ, задачей которого является расчленение грунта на составные частицы по их размерам, начиная от самых крупных.

В настоящее время разработано много методов гранулометрического анализа почвогрунтов, которые разделяются на следующие группы:

1) глазомерный, или визуальный, метод, заключающийся в сравнении на глаз или с помощью лупы изучаемого грунта с эталонами, механический состав которых известен;

2) полевые методы (Филатова, Рутковского), заключающиеся в оценке гранулометрического состава грунта в специальной воронке и трубке;

3) гидравлические методы, основанные на принципе деления грунта по скорости падения его частиц, взвешенных в жидкости;

4) метод ситовой;

5) метод центрифугирования, основанный на осаждении частичек грунта под влиянием центробежной силы;

6) непрерывные методы анализа. К их числу относятся ареометрический и пипеточный методы, основанные на взятии проб из суспензий, учете изменения их плотности и гидростатического давления.

Процентное содержание той или иной фракции почвогрунта определяется одним из перечисленных методов. Механический состав данной пробы представляется в табличной форме. Кроме того, существуют также другие способы изображения гранулометрического состава, причем более часто применяют способы циклограммы и кривых гранулометрического состава в простом или полулогарифмическом масштабе.

В зависимости от процентного содержания физического песка и глины почвогрунты, по классификации Н. А. Качинского, могут быть отнесены к следующим видам: песчаному, супесчаному, легкосуглинистому, средне- и тяжелосуглинистому, глинистому.

Признаки визуального отличия почв по механическому составу и пипеточный метод определения гранулометрического состава описаны в работе [268].

Объемной плотностью почвы называют массу единицы объема сухой (высушенной при 100—105 °С) почвы ненарушенного строения, т. е. в ее естественном состоянии. Она выражается в граммах на 1 см^3 почвы (г/см^3). Объемная плотность нужна для перевода влажности почвы M_s, выраженной в процентах массы абсолютно сухого почвогрунта, во влагозапасы M, выраженные в миллиметрах слоя воды, т. е. в тех же единицах, в каких измеряются все остальные элементы водного баланса. При этом применяется формула

$$M = 0{,}1 M_s \rho_{\text{почв. об}} h, \qquad (13.1)$$

где M — общее содержание влаги в почвогрунте (влагозапасы), мм; M_s — влажность почвогрунта, в процентах массы абсолютно

Таблица 35

Водно-физические константы почвогрунтов водосборов Валдайского филиала ГГИ

Слой почвогрунта, см	Суглинок						Супесь						Песок					
	объемная плотность	удельная плотность	общая порозность, %	запас влаги, мм			объемная плотность	удельная плотность	общая порозность, %	запас влаги, мм			объемная плотность	удельная плотность	общая порозность, %	запас влаги, мм		
				полная влагоемкость	наименьшая влагоемкость	влажность завядания				полная влагоемкость	наименьшая влагоемкость	влажность завядания				полная влагоемкость	наименьшая влагоемкость	влажность завядания
	Поле																	
0—10	1,32	2,59	49	49	38	13	1,24	2,60	52	52	32	11	1,21	2,50	52	52	23	12
10—20	1,58	2,63	40	40	36	11	1,38	2,62	47	47	30	12	1,46	2,52	42	42	25	12
20—30	1,60	2,63	39	39	32	14	1,43	2,64	46	46	26	11	1,38	2,54	42	42	22	7
30—40	1,64	2,63	38	38	31	11	1,46	2,68	45	45	25	12	1,51	2,57	41	41	20	5
40—50	1,69	2,63	36	36	29	13	1,48	2,68	45	45	24	10	1,54	2,60	41	41	17	3
50—60	1,70	2,63	35	35	29	14	1,50	2,68	44	44	24	9	1,56	2,60	40	40	16	3
60—70	1,71	2,63	35	35	28	14	1,53	2,68	43	43	23	11	1,58	2,60	39	39	14	3
70—80	1,74	2,65	34	34	28	14	1,55	2,68	42	42	23	9	1,59	2,60	39	39	14	5
80—90	1,77	2,67	34	34	28	14	1,56	2,68	42	42	23	11	1,60	2,60	38	38	13	5
90—100	1,79	2,68	34	34	29	16	1,57	2,68	41	41	23	13	1,61	2,60	38	38	11	3

0—20				89	74	24				99	62	23				94	48	24
0—50				202	166	62				235	137	56				218	107	39
0—100				374	308	134				447	253	109				412	175	58

Лес

0—10	0,97	2,62	63	63	36	6	0,90	2,60	65	65	30	—	0,88	2,50	65	65	21	9
10—20	1,30	2,63	51	51	36	9	1,13	2,62	57	57	28	—	1,19	2,52	53	53	24	11
20—30	1,49	2,64	44	44	33	10	1,31	2,64	50	50	26	—	1,33	2,54	48	48	23	11
30—40	1,57	2,64	41	41	31	11	1,38	2,65	48	48	26	—	1,40	2,57	46	46	18	7
40—50	1,63	2,67	39	39	31	10	1,45	2,65	45	45	26	—	1,44	2,60	45	45	16	6
50—60	1,68	2,67	37	37	30	13	1,48	2,65	44	44	27	—	1,49	2,60	43	43	15	5
60—70	1,73	2,67	35	35	29	16	1,52	2,65	43	43	27	—	1,52	2,60	42	42	14	6
70—80	1,75	2,67	34	34	29	18	1,54	2,65	42	42	26	—	1,56	2,60	40	40	14	5
80—90	1,77	2,67	34	34	28	19	1,55	2,65	41	41	26	—	1,58	2,60	39	39	13	5
90—100	1,79	2,68	33	33	28	20	1,56	2,65	41	41	27	—	1,60	2,60	38	38	11	5
0—20				114	72	15				122	58	—				118	45	20
0—50				238	167	46				265	136	—				257	102	44
0—100				411	311	132				476	269	—				455	169	70

сухого почвогрунта («весовые проценты»); $\rho_{почв.\ об}$ — объемная плотность, г/см³; h — мощность слоя почвогрунта, см; 0,1 — коэффициент размерности.

Для определения объемной плотности в поле вырезают монолит почвы, т. е. образец в естественном сложении точно определенного объема. Определяют массу только твердых частиц в этом объеме, т. е. массу абсолютно сухой почвы. Разделив значение последней на значение объема, узнают массу единицы объема почвы. Это и будет объемная плотность почвы или объемная плотность твердых ее частиц при данном их сложении.

Для выемки монолитов применяются специальные почвенные буры, предназначенные для взятия почвы с ненарушенной структурой. В настоящее время на гидрометеорологической сети используются три конструкции бура: 1) почвенный объемный (БП-50) конструкции Васильева, которым берут монолит почвы объемом 500 и 250 см³; 2) конструкции Качинского (АМ-7); им берут монолиты объемом около 100 см³; 3) конструкции Скипского (БПС-5, БПС-10) соответственно с приемными цилиндрами объемом 50 и 100 см³.

Методика определения объемной плотности с помощью буров перечисленных конструкций приводится в Руководстве по определению агрогидрологических свойств почв на гидрометеостанциях. В качестве примера в табл. 35 представлены значения объемной плотности различных по составу почвогрунтов и на разных глубинах полевых и лесных участков водосбора.

Удельной плотностью почвогрунтов называют массу почвенных (органических и минеральных) частиц в единице объема (без воды и воздуха); она выражается в граммах на кубический сантиметр (г/см³). Сведения об удельной плотности почвы необходимы для вычисления общей ее скважности и полной влагоемкости; они используются также при определении механического состава пипеточным методом Робинзона.

Значение удельной плотности почвы зависит от составляющих ее частиц. Для минеральных частиц удельная плотность колеблется от 2,50 до 2,80 г/см³ (см. табл. 35) и редко бывает больше; для органических частиц она примерно равна 1,40 г/см³.

Удельная плотность почвы определяется в лабораторных условиях пикнометрическим методом на образцах, взятых в поле.

Оборудование и материалы, необходимые для измерения удельной плотности почвогрунтов, ход определения и примеры соответствующих вычислений приведены в Руководстве [268].

Общая порозность и полная влагоемкость. Естественные почвогрунты представляют собой многофазную систему, состоящую в основном из трех составляющих: твердой, жидкой и газообразной. Чтобы рассчитать соотношение перечисленных составляющих, необходимо иметь сведения о значениях объемной $\rho_{почв.\ об}$ и удельной $\rho_{почв.\ уд}$ плотности почвогрунта и влажности. Частное от деления значений объемной плотности на удельную плотность показывает, какую часть всего объема почвы, взятой

с ненарушенной структурой, составляет общая масса твердых ее частиц. Остальная часть объема занята воздухом, так как объемная и удельная плотности определены по абсолютно сухой навеске почвы.

Таким образом, если из общего объема, принимаемого за единицу, вычитаем отношение объемной и удельной плотности, то узнаем, какую часть объема занимают поры, или общую порозность, скважность $П$, которая вычисляется по формуле

$$П = \left(1 - \frac{\rho_{\text{почв. об}}}{\rho_{\text{почв. уд}}}\right) \cdot 100 = \frac{\rho_{\text{почв. уд}} - \rho_{\text{почв. об}}}{\rho_{\text{почв. уд}}} \cdot 100. \quad (13.2)$$

Общая порозность $П$ выражается в процентах объема. Она характеризует общую или полную влагоемкость почвогрунта ($M_{s\ \text{полн}}$). Для выражения полной влагоемкости в процентах веса абсолютно сухого почвогрунта значение общей порозности $П$ следует разделить на значение объемной плотности $\rho_{\text{почв. об}}$, т. е.

$$M_{s\ \text{полн}} = \frac{П}{\rho_{\text{почв. об}}}. \quad (13.3)$$

Рассчитанные значения общей порозности и полной влагоемкости полевых и лесных участков водосборов, сложенных песчаными, супесчаными и суглинистыми почвогрунтами, приведены в табл. 35.

В почвогрунтах в их естественном сложении, как правило, жидкая фаза заполняет только часть пор. Расчет ее объема производится по формуле (13.1).

Капиллярной влагоемкостью называется количество воды, которое способны удерживать почвогрунты под действием капиллярных сил. Под действием сосущей силы вода в почвогрунтах поднимается по капиллярам на некоторую высоту над уровнем грунтовых вод. Таким образом, отстраивается так называемая капиллярная зона. В крупнодисперных и крупнопористых (песчаных, супесчаных) грунтах высота капиллярной зоны в 2—3 раза меньше, чем в тонкодисперных и тонкопористых (глинистых и суглинистых). Непосредственно над уровнем грунтовых вод содержится максимальное количество влаги, удерживаемое капиллярными силами.

Количество воды, которое почвогрунты способны удерживать над свободной водной поверхностью, носит название максимальной капиллярной влагоемкости. По мере удаления от уровня грунтовых вод последняя уменьшается (капиллярная эпюра) и в пределе стремится к наименьшей влагоемкости.

Капиллярная влагоемкость определяется путем насыщения влагой монолита почвы, установленного на ее поверхности. Определение производят на тех же образцах почвы с ненарушенным сложением, которые использовались для определения $\rho_{\text{почв. об}}$. Методика этих работ приведена в Руководстве [268].

Наименьшей влагоемкостью называется максимальное количество воды, которое почвогрунты способны удержать в условиях глубокого залегания грунтовых вод. Влажность почвогрунта, равная влажности при наименьшей влагоемкости, является показателем перехода воды в малоподвижное состояние. Если на поверхность почвогрунта подать значительное количество воды, часть ее будет удержана в верхнем слое почвы, а часть под действием гравитационных сил будет просачиваться в более глубокие горизонты, причем этот процесс прекратится на глубине, где сила тяжести влаги, передвигающейся под действием гравитации, уравновесится силами, удерживающими ее в почве.

Количество влаги, находящейся в подвешенном состоянии в слое почвогрунта, который был обильно промочен, но затем под действием сил тяжести часть влаги ушла, зависит от механического состава и плотности почвогрунтов этого слоя. Количество ее характеризует наименьшую влагоемкость и будет тем больше, чем меньше плотность и чем больше мелких частиц в почвогрунтах.

В полевых условиях наименьшая полевая влагоемкость наблюдается в слое, расположенном выше капиллярной зоны (см. рис. 19).

Определение наименьшей влагоемкости производится в полевых условиях методом заливных рам и площадок. Методика этих работ приведена в «Руководстве по определению агрогидрологических свойств почв на гидрометеостанциях» (см. также табл. 35).

Максимальной гигроскопичностью (или максимальной гигроскопической влагоемкостью) называется максимальное количество воды, которое почва или грунт способны поглотить из воздуха, относительная влажность которого равна 96 %. Эта величина является показателем предела иссушения почвогрунта (за исключением условий пустыни).

Для определения максимальной гигроскопичности навеску воздушно-сухой почвы помещают в замкнутое пространство, в котором находится сосуд с 10-процентным раствором серной кислоты. Почва поглощает влагу из воздуха и насыщается до влажности, называемой максимальной гигроскопичностью. Значение последней зависит от механического состава почвогрунтов. Чем меньше частицы почвы, тем больше площадь общей поверхности грунт — воздух, причем возрастает поверхностное натяжение, а следовательно, тем большее количество парообразной влаги будет поглощать почва.

Для определения максимальной гигроскопичности применяется специальная лабораторная методика, описание которой приводится в работе [268].

Влажность завядания растений — влажность, при которой силы взаимодействия почвенной влаги и скелета почвогрунтов настолько велики, что растения в силу своих физиологических способностей не могут поглотить эту влагу из почвогрунта.

Содержание этой труднодоступной для растений влаги в мо-

мент начала их завядания количественно характеризует влажность устойчивого увядания; она выражается в процентах от массы сухой почвы и зависит главным образом от механического состава почвогрунтов, будучи почти прямо пропорциональной содержанию в почве илистой фракции. В песчаных почвогрунтах влажность устойчивого завядания измеряется несколькими десятыми процента, в супесях достигает 1—3 %, в суглинках — 3—10 %, а в глинах— 10—15 % и более.

Влажность завядания можно определить двумя способами:

1) *лабораторно-вегетационным методом*, путем выращивания растений в сосудах с почвой до устойчивого завядания их и определения влажности почвы в сосуде в этот момент;

2) расчетным методом, путем вычисления ее по максимальной гигроскопичности, т. е. умножением значения последней на принятый в системе гидрометслужбы множитель 1,34. Следует иметь в виду, что этот множитель пригоден лишь для минеральных незасоленных почв. Методика производства работ указана в Руководстве [268].

Величина, характеризующая разность между общей влажностью почвогрунта в данный момент времени и влажностью завядания растений, носит название *продуктивной влаги*, т. е. влаги, доступной для растений.

13.2. Методы и приборы для измерения влажности и влагозапасов почвогрунтов

Существуют два принципиально отличных способа (метода) измерения влажности и влагозапасов почвогрунтов:

1) способы, позволяющие определить влажность почвы в естественных условиях (без отбора проб) по изменению электрических, тепловых, механических и других свойств почвы с изменением ее влажности;

2) методы, предполагающие отбор проб из почвогрунтов с последующим определением влажности в лабораторных условиях.

К первой группе относятся способы, основанные на использовании изменения электропроводности почвы с изменением ее влажности (*омический метод*), на зависимости диэлектрической проницаемости почвы от ее влажности (диэлектрический), по оценке силы, с которой почва удерживает влагу (тензиометрический), метод адсорбционных блоков, на использовании радиоактивных методов (нейтронный, гамма-лучей) и другие.

Ко второй группе относится наиболее распространенный, достаточно точный, однако очень трудоемкий, термостатно-весовой метод.

Ниже кратко излагаются основы некоторых из перечисленных методов.

Омический метод разработан и широко используется в США. В СССР усовершенствован А. И. Данилиным и И. И. Судницыным. Он заключается в следующем. В почву на глубину, где необходимо измерить ее влажность, закладываются блоки (цилиндрической или прямоугольной формы), изготовленные из тонкопористого материала — гипса, нейлонового или стеклянного волокна. В блок вмонтирована пара электродов; между ними имеется прослойка материала, из которого изготовлен блок. Поскольку последний сделан из пористого материала, он всасывает некоторое количество влаги из окружающей среды. В дальнейшем влажность блока связана с влажностью окружающей среды и определяется по электропроводности между вмонтированными в него электродами. Имея тарировочную зависимость между влажностью блока и почвы, можно определить влажность почвы.

Тензиометрический метод. По мере иссушения почва приобретает способность при соприкосновении с чистой водой поглощать ее или всасывать в себя. Такая способность была впервые установлена Корневым в 1924 г. и получила название сосущей силы почвы. Корневым был предложен и метод ее определения с помощью тонкостенного сосуда с пористыми стенками, который является датчиком и помещается в почвогрунт. Сосуд заполняется водой, герметически закрывается и соединяется трубкой, тоже заполненной водой, с манометром, который и предназначен для измерения всасывающего давления.

Если влажность почвы меньше полной влагоемкости, то вода высасывается из сосуда до тех пор, пока сосущая сила почвы не уравновесится отрицательным давлением ртутного столба в манометре. Наоборот, если влажность почвы начнет возрастать, то содержащаяся в ней влага будет проникать в сосуд и давление в манометре станет падать до тех пор, пока не установится новое равновесие между ним и сосущей силой почвы. По этим показаниям и судят о всасывающем давлении. Влажность почвы находят по эмпирической тарировочной кривой, показывающей связь между влажностью данной почвы и ее сосущей силой. Подробнее о различных конструкциях тензиометров, преимуществах и недостатках этого метода сказано в работе [259].

Гаммаскопический метод основан на ослаблении интенсивности пучка гамма-квантов, проходящего через почву, вызываемом как твердой, так и жидкой ее фазами. Если мощность слоя почвы, для которой определяется ее влажность, остается постоянной, то изменение интенсивности гамма-квантов зависит только от влагонасыщенности почвы.

Измерения производятся следующим путем. В почве на некотором расстоянии друг от друга пробуриваются две вертикальные скважины и оборудуются обсадными трубами. В одну из них вводят контейнер, в который заключен источник гамма-квантов (C_0 или C_s) с коллиматором. В другую скважину вводят детектор, связанный со счетчиком импульсов. Детектор и источник помещаются на ту глубину, на которой необходимо определить влаж-

ность. Затем измеряют интенсивность гамма-излучения, проходящего через почвогрунты, расположенные между скважинами, характеризуемую числом импульсов в единицу времени. Если через некоторый промежуток времени влажность почвы станет иной, то изменится и интенсивность гамма-излучения. По этому изменению можно определить величину пополнения или убыли запасов влаги. Для перехода к абсолютным влагозапасам необходимо каким-либо другим методом (например, весовым) определить первоначальный запас влаги.

Нейтронный метод определения влажности почвы основан на следующем принципе. Поместив в почву источник быстрых нейтронов и наблюдая за рассеиванием последних, можно обнаружить, что быстрые нейтроны, взаимодействуя с ядрами вещества почвы, теряют присущую им энергию и замедляются. Самым сильным замедлителем быстрых нейтронов являются ядра водорода. Замедляющая способность последних на 1—2 порядка превосходит эту характеристику других элементов, содержащихся в почве.

Потеря энергии быстрыми нейтронами происходит в пределах некоторой сферы, центром которой является источник. Во влажной почве радиус такой сферы равен

$$r_{сф} = 15\sqrt[3]{\frac{100}{M_s}}, \qquad (13.4)$$

где M_s — влажность почвы (в процентах объема пробы).

Измерение влажности нейтронным методом производится в скважине, в которую помещают одновременно источник нейтронов и детектор. Первый состоит из α-излучателя и бериллиевой мишени. При облучении α-частицами ядер бериллия возникают нейтроны и гамма-частицы. Нейтроны проникают в почву и вызывают гамма-излучение, которое регистрируется счетчиком. С целью усиления захвата тепловых нейтронов счетчики рекомендуется окружать тонким кадмиевым экраном, который является сильным поглотителем медленных нейтронов.

Зависимость скорости счета от влажности зависит от многих факторов: содержания водорода в твердой фазе, плотности почвы, размеров детектора, аномальных поглотителей. Поэтому нейтронные влагомеры снабжаются контрольно-калибровочными устройствами и калибровочными кривыми, характеризующими зависимость

$$n_п/n_к = f(M_s), \qquad (13.5)$$

где $n_п$ — скорость счета в почве; $n_к$ — скорость счета в контрольно-калибровочном устройстве; M_s — влажность почвы.

Кроме рассмотренных методов измерения влажности существует ряд других. К ним относятся рефлектометрический метод, основанный на измерении интенсивности рассеиваемого поверхностью почвы света при освещении этой поверхности источником

постоянной мощности; метод А. Ф. Чудновского, применяя который устанавливают зависимости между влажностью почвы, ее теплоемкостью, теплопроводностью и плотностью; метод В. А. Рымши, основанный на измерении влажности путем определения диэлектрической проницаемости и т. д.

Термостатно-весовой метод. Весовой метод пока остается наиболее точным и единственным прямым методом определения влажности почвы. Сущность его заключается в том, что из почвы с помощью почвенного бура периодически извлекаются послойно образцы почвы, которые помещаются в сушильные стаканчики (бюксы), взвешиваются, высушиваются и вновь взвешиваются. Разность между первым и вторым весами, отнесенная к массе сухого образца почвы и выраженная в процентах от него, и является влажностью почвы.

Правила и порядок пользования приборами при определении влажности (почвенные буры, весы, сушильные стаканчики, сушильные шкафы и т. д.), подготовка к выходу на наблюдения, техника взятия проб в полевых условиях, правила взвешивания проб, их сушка, вычисления и другие виды работ подробно описаны в Методических указаниях [195].

13.3. Производство съемки влажности почвогрунтов

Первичной задачей изучения влажности почвы на речном водосборе является ее однократное определение в некотором слое почвогрунтов в том или ином пункте. Обычно в практике водно-балансовых исследований определение влажности выполняется в верхнем метровом слое почвогрунтов.

Чтобы измерить средние по водосбору влагозапасы с заданной точностью, необходимо организовать наблюдения на сети пунктов, размещенных на данной площади. Для установления необходимой повторности наблюдений, критерия оценки их точности и определения репрезентативности наблюдательных пунктов проводятся исследования, заключающиеся в производстве съемки влажности.

Съемкой влажности почвогрунтов называется массовое определение влажности, производимое в короткий срок (1—2 дня) с целью определения ее естественной вариации на данной территории (водосбор, площадка, участок), т. е. определение среднего квадратического отклонения значений влагозапаса данного слоя почвогрунтов.

Для каждого водосбора воднобалансовой станции время производства съемки влажности устанавливается отдельно. Чтобы определить неравномерность распределения влаги по территории при наименьшей и наибольшей увлажненности, необходимо производить съемку влажности именно при этих условиях увлажнения.

Съемка производится один раз за несколько лет. Если на водосборе проведены агролесомелиоративные мероприятия (вырубка леса, облесение, распашка целинных земель, орошение, обводнение и т. д.), необходимо произвести новую съемку влажности.

Число скважин для съемки устанавливается по признаку сложности природных условий водосбора. Среднее квадратическое отклонение запаса влаги в почвогрунтах σ_M зависит не от величины территории, а от сложности ландшафта в смысле разнообразия почвенно-растительных условий и рельефа; чем разнообразнее эти условия, тем больше σ_M и наоборот. Ориентировочные значения σ_M запаса влаги метрового слоя почвы для водосборов различной сложности таковы:

а) водосбор простой; рельеф, почва и растительность однообразны на всей территории (равнина, суглинистый чернозем, степь); $\sigma_M = 10 \div 25$ мм;

б) водосбор сложный; части его отличаются по рельефу, почве или растительности (склоны пологие и крутые, суглинистый чернозем, поля, занятые целиной и сельскохозяйственными угодьями, местами имеется лес и кустарник); $\sigma_M = 25 \div 50$ мм;

в) водосбор очень сложный; разные его части характеризуются разнообразным рельефом, почвой и растительностью (пересеченный рельеф, почвы от глинистых до песчаных, лес, кустарник, поле, целина, выгон); $\sigma_M = 50 \div 90$ мм.

Среднее квадратическое отклонение σ_M запаса влаги в полуметровом слое почвы примерно в 2 раза меньше указанных значений.

Число скважин n, необходимых для определения с заданной точностью средних влагозапасов в метровом слое почвы для водосборов различной сложности, приведено в табл. 36.

Таблица 36

Число скважин, необходимое для определения среднего запаса влаги с заданной точностью

Степень сложности водосбора	Ошибка определения среднего запаса влаги		
	±5 мм	±10 мм	±15 мм
Простой ($\sigma_M = 10 \div 25$ мм)	10—40	4—12	3—7
Сложный ($\sigma_M = 25 \div 50$ мм)	60—170	17—44	10—20
Очень сложный ($\sigma_M = 50 \div 90$ мм)	80—240	62—135	30—60

Съемка влажности почвогрунтов должна производиться в соответствии с основным требованием метода малой выборки — случайности отбора наблюдательных точек. Это значит, что выбор места скважин не должен быть предвзятым. Хорошим способом обеспечения случайности размещения скважин на водосборе можно считать механический отбор, при котором место скважин определяется лишь расстоянием их друг от друга. При таком их распределении каждая точка водосбора имеет одну и ту же вероятность быть учтенной при съемке.

Возможен и другой способ размещения скважин на водосборе — по принципу типического отбора. Он состоит в том, что на каждый выделенный участок назначается число скважин, одинаковое для всех участков; они размещаются на участках по принципу механического отбора на одинаковом расстоянии друг от друга.

Отбор скважин рекомендуется производить в следующих случаях: 1) при наличии сильно пересеченного рельефа и высоком стоянии уровня грунтовых вод, если наблюдаются резкие различия в почвах и растительности (песчаный облесенный холм, заболоченная низина с оторфованными почвами, луг, суглинки на распаханных склонах и др.); 2) если необходимо выявить степень неравномерности распределения влаги в почвогрунтах не только на всей территории, но и на каждом участке, который рассматривается как самостоятельный объект, отражающий условия увлажненности или динамику увлажнения на том или ином элементе ландшафта.

Глубина бурения при съемке влажности устанавливается, как правило, равной 1 м. Если впоследствии предполагается наблюдать за влажностью слоя почвы на большей глубине, то соответственно должна быть увеличена глубина бурения. В некоторых условиях бурение до 1 м осуществить невозможно (например, при наличии твердой породы или галечника и др.) или нецелесообразно (например, при высоком уровне грунтовых вод). В таких случаях съемки производятся на меньшую глубину, а в отчетах указывается по какой причине.

Для установления степени сложности водосбора производится его обследование, причем на схематическую карту или план наносятся границы участков, резко различающихся по рельфу, растительности и почвенному покрову, а следовательно, и по увлажненности почвогрунтов.

При отсутствии к моменту съемки данных о водно-физических свойствах почвогрунтов на каждом участке производится определение объемной плотности почвы и составляется морфологическое описание почвенных разрезов (одновременно берутся пробы почвы на анализ на каждом участке, имеющем площадь не менее 10 % общего размера водосбора).

В соответствии со степенью сложности водосбора определяется ориентировочное значение среднего квадратического отклонения запаса влаги в почве и по нему назначается число скважин n, необходимое для получения запаса с желаемой точностью (по рис. 20).

Выбор места скважин производится следующим образом. При механическом отборе площадь водосбора на схематическом плане разбивается несколькими поперечниками (4—10 в зависимости от установленного необходимого числа точек), пересекающими водосбор и отстоящими друг от друга на одинаковом расстоянии; на каждом из них намечается число точек (места скважин) так, чтобы расстояние между ними на всех поперечниках было оди-

наковым (для этого суммируется длина всех поперечников и делится на заданное число точек; полученное частное укажет расстояние между ними).

При типическом отборе назначается одинаковое число скважин для каждого выделенного участка. Они размещаются на равном расстоянии друг от друга на одной или нескольких (2—3) равноудаленных линиях, проходящих вдоль склона. При ровном рельефе

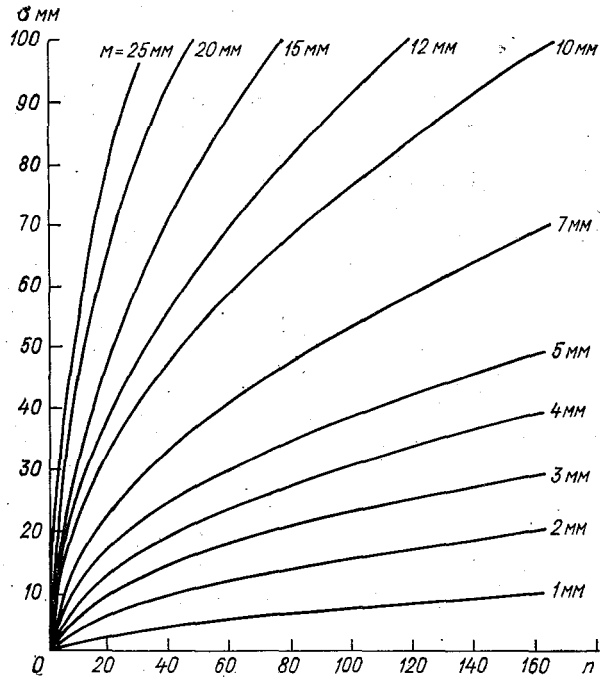


Рис. 20. График для определения числа скважин n, обеспечивающих получение среднего запаса влаги в почвогрунтах на водосборе с ошибкой $\sigma_{0,8}$ (обеспеченность непревышения 80 %).

линии проводятся перпендикулярно длинной стороне участка. Все намеченные на плане скважины нумеруются.

При необходимости получить средний запас влаги $\overline{M}$ и среднее квадратическое отклонение σ_M для всего водосбора производится комбинированная съемка. При данной схеме должно быть проделано следующее:

1) устанавливается общее число точек n для водосбора по признаку сложности последнего;

2) определяется число точек из этого числа, приходящееся в среднем на каждый участок (общее число n делится на число участков);

3) на схему водосбора наносятся поперечники и на них намечаются точки;

4) подсчитывается число нанесенных точек на поперечниках, приходящееся на каждый участок, и вычисляется недостающее их число;

5) на участках проводятся линии и на них наносятся недостающие точки.

Таким образом, общее количество точек при комбинированной съемке получается больше количества, установленного для механического и типического отбора в отдельности, но не более чем в 1,5 раза.

Для съемки выбирается день без осадков. В случае их выпадения во время съемки работа приостанавливается или прекращается. Съемка продолжается, если количество выпавших осадков не более 2 мм; при большем их количестве съемка переносится на другое время, причем взятые до выпадения осадков пробы обрабатываются, но в съемку не входят.

Для определения среднего квадратического отклонения запаса влаги в разных слоях почвогрунтов на стоковых площадках производится съемка влажности на наблюдательных полосах, т. е. на участках, расположенных по обе стороны от площадок (вдоль их длинных сторон) и находящихся в одинаковых с ними природных условиях. Если стоковые площадки заняты различными сельскохозяйственными культурами, растительность и поверхность почвы на наблюдательных полосах должны соответствовать таковым на двух краевых площадках.

Съемка влажности почвогрунтов производится на обеих наблюдательных полосах. Точки (скважины) располагаются на одинаковом расстоянии друг от друга по линии, параллельной длинной стороне площадок. Количество точек на каждой полосе 10—16 для полевых и лесных площадок и 20—26 — для смешанных, где поле чередуется с лесом.

13.4. Наблюдения за глубиной промерзания и оттаивания почвогрунтов

Глубина промерзания и оттаивания почвогрунтов является одним из основных факторов, влияющих на потери поверхностного стока за счет впитывания и просачивания воды почвой. Глубина их сезонного промерзания служит косвенным показателем водопроницаемости верхних слоев почвы зоны аэрации и используется в прогностических зависимостях при расчетах максимальных модулей и объемов стока весеннего половодья. Наблюдения за процессами промерзания и оттаивания почвогрунтов производятся в стационарных пунктах и по маршрутам.

Глубина промерзания почвы определяется по мерзлотомеру Данилина, а при отсутствии его — с помощью почвенных буров или путем отрывки шурфов. Метод бурения или шурфования

применяется при определении влажности почвы и для контроля показания мерзлотомеров в одном из пунктов, оборудованных мерзлотомером, на каждом виде угодий. Глубина оттаивания может определяться также щупом.

Организация наблюдений. Основным прибором для определения глубины промерзания и оттаивания почвы является мерзлотомер Данилина, фиксирующий глубину промерзания воды в трубке, погруженной в грунт. Мерзлотомеры изготовляются двух типов: для измерения глубины промерзания почвогрунтов до 150 см и от 150 до 300 см (для использования в тех районах СССР, где глубина промерзания превышает 150 см).

Основной приемной частью мерзлотомера является резиновая трубка, размеченная на сантиметры, наполненная дистиллированной водой и закрытая с обоих концов. Один конец трубки надевается на ниппель; другой (нижний) плотно закрывается резиновой пробкой. Ниппель резиновой трубкой крепится с помощью гильзы на нижнем конце деревянной палки, на верхнем конце которой имеется колпачок с кольцом. Резиновая трубка помещается в защитную оправу, которая предварительно устанавливается в почву.

Глубина промерзания или оттаивания почвогрунтов определяется по величине столбика льда, образующегося в трубке. Для того чтобы столбик льда при оттаивании не перемещался, внутри резиновой трубки пропущен пучок провощенных ниток (4—6 ниток), которые, вмерзая в лед, удерживают его от перемещения.

В мерзлотомере первого типа длина шкалы на резиновой трубке равна 150 см, длина наземной части наружной трубы 0,4 или 1 м. Начальное деление шкалы на резиновой трубке должно совпадать с торцовой плоскостью ниппеля (допускаемое несовпадение ±2 мм). В мерзлотомере второго типа шкала имеет деления от 150 до 300 см, причем начальное деление должно находиться на глубине 150 см от поверхности земли. При правильном креплении ниппеля к резиновой трубке и вытяжной палке начальное деление шкалы в мерзлотомерах первого типа совпадает с границей светлой и темной окраски наружной поверхности оправы мерзлотомера.

Установка прибора производится в зависимости от характера осени, но не позже чем за 10—20 сут до средней даты начала заморозков. С помощью бура для защитной трубы делают вертикальную скважину глубиной около 150 см; ее диаметр должен быть несколько больше диаметра трубы. При бурении производится послойное описание почвогрунтов. Защитная труба устанавливается в скважине с таким расчетом, чтобы граница светлой и темной окраски на ее наружной поверхности совпадала с поверхностью земли, а в лесу — с поверхностью почвы (подстилка должна быть удалена). После того как труба опущена в скважину, зазоры между ней и стенками скважины плотно засыпаются почвой, сохраняя по возможности естественную последовательность генетических горизонтов.

Выступающую над поверхностью часть трубы следует укрепить тремя проволочными оттяжками. При установке защитной трубы надо следить, чтобы поверхность почвы в районе скважины (в радиусе 0,5—0,8 м) оставалась в естественном состоянии (не была утрамбована или засыпана грунтом, вынутым из скважины). Если мерзлотомер устанавливается на пашне, то после окончания работ почву в радиусе 1 м необходимо вскопать и разровнять граблями.

На летний период, если нет опасения, что установка может быть повреждена, мерзлотомер не снимается.

Резиновая трубка заполняется дистиллированной водой следующим образом: трубку держат в вертикальном положении за ниппель, отвертывают пробку последнего и тонкой струйкой воды наполняют трубку доверху через отверстие в ниппеле так, чтобы воздух, находящийся в трубке, вышел. При заполнении необходимо следить, чтобы в трубку не попали пузырьки воздуха.

Производство наблюдений. Наблюдения по мерзлотомерам в зимний период производятся один раз в декаду (8, 18 и 28 числа), а в начале зимы — при интенсивном промерзании — ежедневно. Весной, с момента появления первых проталин и до полного размерзания почвы, наблюдения производятся ежедневно.

Наблюдения за глубиной промерзания с помощью бура или шурфования производятся с момента наступления отрицательных температур до полного оттаивания почвы. В осенний период, пока не промерзнет весь пахотный слой, глубина промерзания определяется ежедекадно. В зимний период при промерзании почвы более чем на 30 см наблюдения производятся один раз в месяц.

Наблюдения за глубиной оттаивания почвы с помощью щупа ведутся весной, начиная с момента появления проталин, через каждые 2—3 сут до полного оттаивания почвы на всем водосборе и во время зимних оттепелей.

При наблюдениях за промерзанием почвы по мерзлотомерам резиновая трубка вынимается из защитной трубы за кольцо колпачка и затем нащупывается верхняя и нижняя граница столбика льда.

При оттаивании почвы, когда над столбиком льда в трубке образуется слой воды, связь между льдом и нитями ослабевает, поэтому прощупывание границ ледяного столбика надо производить весьма осторожно, чтобы не произошло его смещения. После установления границ замерзшей воды производится отсчет по шкале с точностью до 1 см. Затем резиновую трубку вновь осторожно опускают в защитную трубу. Чтобы не сломать трубку, необходимо избегать ее прогибания при извлечении и опускании в защитную трубу.

Во избежание утаптывания снежного покрова наблюдатель во время производства наблюдений становится на переносную скамью, которая затем убирается.

Если в морозные дни будет обнаружено, что верхняя граница промерзания не совпадает с поверхностью земли (нулевым деле-

нием на трубке), то необходимо проверить полноту заполнения резиновой трубки водой. Для этого она подвешивается в морозную погоду на открытом воздухе или в неотапливаемом помещении и прощупывается после замерзания в ней воды. Если в трубке обнаруживаются участки, не заполненные льдом, значит в этих местах находится воздух. Тогда трубка должна быть заменена. Если заменить ее невозможно, то следует дополнить дистиллированной водой или водой, полученной от таяния чистого снега. При доливе воды трубку держат в вертикальном положении за ниппель и с помощью резиновой груши или пипетки подают воду по каплям, а чтобы не задержались воздушные пробки, ее периодически встряхивают. После доливки проверка трубки на заполнение ее водой повторяется.

При чередовании морозных периодов и оттепелей в верхней части мерзлого слоя почвы возможно образование талых прослоек (столбик льда в резиновой трубке будет иметь разрывы). В случае обнаружения подобного явления, кроме отсчета по верхнему и нижнему концам столбика льда, надо сделать отсчеты на границах разрыва столбика.

После измерения глубины промерзания и оттаивания почвы производится отсчет высоты снежного покрова по шкале, нанесенной на защитной трубе. Если слой снега больше высоты защитной трубы, то измерения производятся переносной снегомерной рейкой.

При отсутствии снега осенью и после схода его весной проверяется правильность установки защитной трубы. При несовпадении границы окраски с поверхностью земли определяется поправка, которая вводится в данные зимних измерений.

При наблюдениях за промерзанием и оттаиванием почвы шурфованием граница между мерзлой и талой почвой устанавливается визуально на трех стенках шурфа, которые делаются вертикальными. Приближенно граница промерзания почвы определяется с помощью металлической шпильки, которая в талый грунт обычно входит свободно, а в мерзлый — лишь с большим усилием. Более точно граница промерзания устанавливается по наличию кристаллов льда. Кроме глубины промерзания почвы определяется степень ее цементации льдом по следующей шкале:

а) сильная степень промерзания — почва слитная, очень твердая, с трудом бурится и рубится топором, совершенно не поддается лопате или ножу;

б) умеренная степень промерзания — почва слитная, твердая, бурится и рубится топором без особых усилий, с трудом поддается резке лопатой или ножом;

в) слабая степень промерзания — почва твердая, но не слитная, легко режется ножом и лопатой;

г) скрытое или сухое промерзание — почва не сцементирована льдом, крошится или рассыпается при ударе.

При всех степенях промерзания почвы, от сильной до слабой, ледяные кристаллы легко различаются невооруженным глазом;

при скрытом или сухом промерзании они видны только в лупу.

Степень цементации почвы определяется на всех участках взятия проб на влажность из шурфов перед снеготаянием.

При наблюдениях в лесу с рыхлой подстилкой глубина промерзания (оттаивания) почвогрунтов измеряется от поверхности земли после удаления подстилки. При этом указывается мощность подстилки и ее состояние (влажность и промерзание).

Определению глубины промерзания почвы должно предшествовать измерение высоты снежного покрова в данном пункте.

Измерение толщины слоя талой и слабомерзлой почвы производится путем вдавливания щупа в почву. При надавливании щуп свободно проходит слой талой и слабомерзлой почвы, но задерживается на верхней границе умеренно или сильно мерзлого слоя почвы. Щуп следует опускать вертикально. Измеренная толщина слоя талой и слабомерзлой почвы условно принимается за глубину оттаивания.

В районах недостаточного увлажнения и на участках, где почвогрунты имеют большое количество включений гравия, гальки и валунов, а также при сухих сыпучих грунтах наблюдения за оттаиванием поверхностного слоя почвы с помощью щупа являются ненадежными и по возможности заменяются шурфованием.

14. ВОДНЫЙ БАЛАНС И РЕСУРСЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ТЕРРИТОРИИ СССР

14.1. Водный баланс территории СССР

14.1.1. Изучение и картирование элементов водного баланса территории СССР

Правильная трактовка вопроса о круговороте воды в природе дана в работах русских академиков Г. В. Крафта (1739 г.) и М. В. Ломоносова (1763 г.). Значительный интерес к проблеме водного баланса Каспийского моря проявили русские ученые И. И. Лепехин, С. Г. Гмелин и П. С. Паллас. Последний правильно считал, что уровень моря зависит в основном от притока в него речных вод и от испарения с его поверхности. А. И. Воейкову принадлежит первый научно обоснованный расчет водного баланса Каспийского моря. В. Н. Татищев допускал, что изменения уровня Каспийского моря находятся в зависимости от колебаний климата (1793 г.). Он, а затем Г. В. Крафт отметили определенную цикличность в изменениях климата с приблизительной продолжительностью циклов в 30—35 лет.

Во второй половине XIX в. и в самом начале XX в. благодаря метеорологическим наблюдениям и измерениям стока на ряде больших рек русские ученые М. А. Рыкачев (1892 г.), Е. А. Гейнц (1898 и 1903 гг.), Н. И. Максимович (1901 г.), а также Е. В. Оппоков и А. И. Воейков убедительно показали связь речного стока и атмосферных осадков. Обоснование зависимости средних многолетних годовых значений стока и испарения от осадков и максимально возможного испарения (испаряемости) дано в 1911 г. в капитальном труде Э. М. Ольдекопа [226].

Бóльшее внимание изучению элементов водного баланса нашей страны — стока рек, подземных вод, осадков, испарения — было обращено лишь после Великой Октябрьской социалистической революции и окончания гражданской войны. В это время быстрее стала развиваться сеть гидрометеорологических станций и постов на реках, озерах, водохранилищах и болотах, а с начала 30-х годов начали открываться специализированные стоковые станции — по существу полевые воднобалансовые научно-исследовательские лаборатории. В 1931—1940 гг. был составлен первый Водный кадастр СССР, включающий помимо сведений о поверхностных и подземных водах страны данные об осадках, снежном покрове, испарении.

В СССР работы по составлению карт стока впервые были начаты в ГГИ в 1924 г. Н. П. Лебедевым, предварительные результаты которых были им доложены на I Всероссийском гидрологи-

ческом съезде [61]. Он продемонстрировал на съезде карты среднего стока больших рек Европы и меженного стока малых рек бассейна р. Днепра.

В 1927 г. Д. И. Кочерин на основании данных о стоке по 34 створам составил первую карту изолиний среднего годового стока рек Европейской территории СССР. В докладе «Сток по районам СССР» на II Всесоюзном гидрологическом съезде Д. И. Кочерин впервые привел сведения о водном балансе Европейской территории (водосборная площадь 4 080 000 км^2) по бассейнам Северного Ледовитого океана (в границах ЕТС), Балтийского, Черного и Азовского, Каспийского морей. Коэффициент стока для всей этой территории оказался равным 0,36, изменяясь от 0,55 для бассейна Балтийского моря до 0,7 для бассейна Каспийского моря.

В 1937 г. в ГГИ Б. Д. Зайков и С. Ю. Белинков, используя кадастровые материалы о стоке рек СССР по 1281 гидроствору, составили новую карту среднего годового стока рек Европейской территории СССР, а также схематическую карту стока рек азиатской территории СССР. В 1946 г. они по данным 2360 пунктов составили аналогичные уточненные карты стока. По еще большему числу пунктов наблюдений (5690, из которых по 2595 были вычислены средние многолетние значения стока) К. П. Воскресенский в 1962 г. составил карту среднего годового стока для всей территории СССР [61].

Региональные карты общего речного стока, поверхностной и подземной его составляющих, охватывающие по частям всю территорию СССР, опубликованы в главах «Воды» серии монографий «Природные условия и естественные ресурсы СССР», составленных Институтом географии АН СССР. Сводная карта стока рек СССР в целом была опубликована Н. Н. Дрейер [96, 98].

Наиболее детальные региональные карты нормы годового стока, основанные на материалах второго издания «Водного кадастра СССР», опубликованы в главах «Норма и изменчивость годового стока» региональных научно-прикладных монографий «Ресурсы поверхностных вод СССР». Эти карты нормы годового стока послужили основой для составления К. П. Воскресенским и А. П. Бочковым свободных карт нормы годового стока на территории СССР, опубликованных в работах [189, 296].

Проблемой подземного питания рек занимались в СССР, начиная с В. Г. Глушкова (20-е годы), А. В. Огиевский (1932 г.), Ф. П. Саваренский (1934 г.), М. И. Львович (1938 г.), Б. В. Поляков (1947 г.), Ф. А. Макаренко (1948 г.), А. Т. Иванов (1948 г.), Б. И. Куделин (1948, 1966 гг.), М. П. Распопов (1950 г.), О. В. Попов (1964, 1968 гг.) и др.

У нас и за рубежом было предложено свыше двадцати методов выделения из общего речного стока его подземной составляющей, которые обычно объединяются в три группы: методы химического анализа стока, водного баланса реки и расчленения гидрографа стока методом «срезки».

В СССР применяются в основном методы третьей группы. Наиболее разработанным из них является предложенный Б. И. Куделиным (1949 г.) гидролого-гидрогеологический метод генетического расчленения гидрографа стока рек. Этот метод был использован в начатых в 1959 г. широких совместных исследованиях ГГИ, МГУ, ВСЕГИНГЕО и других учреждений по определению подземного стока на всей территории СССР. В результате работ к 1963 г. были составлены карты подземного стока зоны интенсивного водообмена, а также коэффициентов подземного стока в процентах от осадков в масштабе 1:5 000 000 [129, 130], а к 1966 г.— обзорная карта подземного стока СССР в масштабе 1:2 500 000. Материалы картирования подземного стока позволили установить, что средний годовой объем возобновляемых запасов (естественных ресурсов) подземных вод СССР равняется примерно 1020 км^3. Организация, методика, результаты этих исследований освещены в вышедшей в 1966 г. под редакцией Б. И. Куделина работе «Подземный сток на территории СССР» [242], а также в монографии О. В. Попова «Подземное питание рек» [239].

Первая карта нормы весеннего поверхностного стока равнинной территории СССР составлена в 1955 г. в ГГИ П. С. Кузиным [151]. Значения поверхностного стока за период весеннего половодья были вычислены им по разности общего и подземного стока, определенного путем срезки на гидрографах стока рек. Для южных районов, где годовой сток почти полностью равен стоку весеннего половодья, данные этой карты характеризуют также и поверхностный годовой сток.

Значительное внимание изучению поверхностной и подземной составляющих общего речного стока уделено в работах М. И. Львовича и его учеников [58, 174]. В отличие от упомянутых совместных исследований ГГИ, МГУ и ВСЕГИНГЕО [242], в которых норма подземного стока определена как среднее из его значений за все годы наблюдений, в работах [58, 174] среднее многолетнее значение подземного стока рассчитано осреднением лишь за четыре характерных по водности года (маловодного, многоводного и двух средних по водности), что является менее надежным.

Наиболее ранними картами годовых сумм осадков на территории нашей страны являются карта осадков акад. Вильда, помещенная в «Климатическом атласе Российской империи» (1900 г); карта в «Атласе мира» (т. 1, 1937 г.), карта В. К. Давыдова и А. А. Красовского, карта С. И. Небольсина и карты, составленные в 1948 г. В. А. Троицким и И. П. Недорезовым [293], О. А. Дроздовым [99]. В 1964 г. опубликована карта годовых сумм осадков на территории Советского Союза, составленная в ГГО О. А. Дроздовым, Л. П. Кузнецовой и В. В. Тюктик. Все эти карты основаны на данных многолетних измерений осадков дождемерами. В 1967 г. опубликованы карты норм годовых значений исправленных осадков (с поправками на их недоучет из-

мерительными приборами) на территории СССР, составленные в ГГИ [56] и ГГО [286].

Для территории нашей страны исключительно велико климатическое и гидрологическое значение снежного покрова. Основы учения о снеге были заложены русским географом и климатологом А. И. Воейковым. Проблеме снега посвящено большое число работ советских географов, климатологов, гидрологов, в том числе М. А. Рыкачева, Г. Д. Рихтера, П. П. Кузьмина, В. Д. Комарова, А. К. Дюнина, В. М. Котлякова [142], И. Д. Копанева и др. М. А. Рыкачевым впервые были обобщены материалы наблюдений за высотой снежного покрова на европейской части России в 1891—1908 гг. (опубликовано в 1923 г.). В 1946 г. был издан подготовленный в ГГИ «Атлас максимальных снегозапасов Европейской части СССР за период 1892—1944 гг.». Начатые в 1935 г. массовые снегомерные съемки позволили составить карту распределения максимальных снегозапасов для всей территории СССР. Региональные карты различных характеристик снежного покрова (максимальных запасов воды и высоты снежного покрова, дат установления устойчивого снежного покрова и т. д.) были опубликованы в региональных выпусках научно-прикладного «Справочника по климату СССР».

Нормы годового испарения с поверхности речных водосборов вычислялись по разности «осадки минус сток» различными авторами. Карты испарения, основанные на результатах этих расчетов и дающие представление о значениях и характере распределения испарения по территории СССР, опубликованы в 1940 и 1950 гг. П. С. Кузиным [149, 150], в 1947 г. В. А. Троицким и И. П. Недорезовым [293], в 1967 г. ГГИ [56] и Н. Н. Дрейер [97], в 1977 г. ГГИ [189] (карта А. П. Бочкова 1973 г.). В ГГО строились карты суммарного испарения с территории СССР, основанные на результатах расчета испарения по формуле М. И. Будыко; они опубликованы, в частности, в работах [15, 31, 32 и др.].

14.1.2. Исследования и расчеты водного баланса территории СССР

По мере изучения элементов водного баланса и картирования их средних многолетних значений становилось возможным оценить водный баланс в целом для территории Советского Союза.

В 1950 г. П. С. Кузин в результате планиметрирования карт изолиний норм годовых осадков и стока для 21 800 тыс. км^2 территории СССР и расчета норм испарения по разности «осадки минус сток» представил водный баланс страны следующими данными: осадки — 8750 км^3/год, сток — 3930 км^3/год и испарение 4820 км^3/год, или соответственно 401, 180 и 221 мм [150].

Капитальное исследование водного баланса территории Советского Союза выполнено в 1948 г. В. А. Троицким [293]. Исполь-

зуя увязанные между собой карты годовых норм осадков, стока и испарения на территории СССР, построенные им совместно с И. П. Недорезовым, Троицкий впервые разработал гидрологическое районирование нашей страны, основанное на соотношении элементов водного баланса. Оценены им и средние для территории СССР значения элементов водного баланса.

Характеристика распределения на территории СССР основных элементов водного баланса, основанная на построенных Н. Н. Дрейер в Институте географии АН СССР в 1966—1969 гг. новых картах норм «полного» речного стока [98] и суммарного испарения [97] и на карте осадков О. А. Дроздова, Л. П. Кузнецовой и В. В. Тюктик, дана в работах Н. Н. Дрейер [96] и М. И. Львовича [58, 174].

Фундаментальным исследованием водного баланса и водных ресурсов территории СССР в целом, всех союзных республик, экономических районов, административных областей, краев и автономных республик, а также водосборных бассейнов окраинных и внутренних морей явилась коллективная монография ГГИ «Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза» [56], опубликованная в 1967 г. От всех предшествующих работ по водному балансу СССР она отличается более высокими значениями осадков и испарения, что обусловлено корректировкой норм осадков поправочными коэффициентами, учитывающими недоучет осадков измерительными приборами. В этой монографии помещены новые увязанные между собой карты норм исправленных осадков, стока и испарения. В основу новой карты изогиет положена карта осадков Дроздова, Кузнецовой и Тюктик, опубликованная в «Климатическом атласе СССР» 1960 г., в значения которой для пунктов географической сетки координат введены соответствующие областные поправочные коэффициенты к осадкам, определенные в ГГИ под руководством А. П. Бочкова. В основу построения карты слоев стока приняты карты модулей [61] и слоев стока, уточненные для ряда районов (Казахстан, плато Путорана и др.). Карта испарения построена по данным об испарении с поверхности средних по площади речных бассейнов и его значениях для пунктов координатной сетки, рассчитанных по разности значений осадков и стока, снятых с соответствующих карт. Впервые в этой монографии оценен средний годовой водный баланс и водные ресурсы (местный сток, приток и отток речных вод) всех союзных республик, экономических районов и административных областей (краев, АССР) СССР, а также даны оценки возможных изменений местного стока административных областей степных и лесостепных районов СССР в перспективе до 1990 г. под влиянием агротехнических и лесомелиоративных мероприятий.

В 1969 г. вышла другая обобщающая коллективная работа по водному балансу нашей страны — «Водный баланс СССР и его преобразование», подготовленная в Институте географии АН СССР и состоящая из трех разделов: «Естественный водный баланс»,

«Преобразование водного баланса» и «Активное воздействие на водный баланс». Авторами этого труда годовой водный баланс СССР выражен цифрами, мало отличающимися от данных работы ГГИ [56].

14.1.3. Современные данные о водном балансе территории СССР

Современные данные о водном балансе и водных ресурсах СССР опубликованы в 1977 г. в статье [189]. При выполнении этой работы для расчетов водного баланса союзных республик и экономических районов СССР использована новая карта норм атмосферных осадков, составленная в 1973 г. А. П. Бочковым (рис. 21). В основу корректировки осадков, измеренных осадкомером Третьякова, положена методика, изложенная в статье Бочкова [25]. Эта карта построена по данным 2000 метеостанций. Она отличается как от прежней карты норм исправленных осадков, опубликованной в работе [56], так и от другой аналогичной карты, помещенной в Атласе [15]. Отличие от карты [56] обусловлено в основном тем, что при построении новой карты были использованы осадки, исправленные «индивидуальными» для каждого пункта наблюдений поправками, а не средними областными их значениями [56]. Отличие от карты осадков [15] обусловлено различием в способах расчета «ветровой» поправки к твердым осадкам, принятых при их построении. Вследствие этого значения осадков на рассматриваемой новой карте для ряда районов СССР несколько ниже, чем на мировой карте осадков [15], и примерно на 6 % меньше, чем на карте [56].

Новая карта слоя стока (рис. 22), построенная Бочковым с использованием региональных карт нормы годового стока, помещенных в монографиях «Ресурсы поверхностных вод СССР», в общем мало отличается от предыдущих ее вариантов.

Новая карта годовых норм суммарного испарения (см. рис. 5) основана на данных рассмотренных выше карт осадков и стока. При ее составлении испарение для каждого градуса сетки географических координат оценивалось по разности значений осадков и стока, снятых с соответствующих карт. Значения испарения на этой карте, как и на карте осадков, несколько ниже, чем на соответствующих картах, опубликованных в работах [15, 56].

Рассмотрение новых карт позволяет отметить следующие характерные черты в распределении по территории СССР норм годовых осадков, стока и испарения. Наибольшие значения осадков наблюдаются в горах Кавказа (более 3000 мм), Алтая (более 2000 мм) и южной части Камчатки (2000 мм), а наименьшие — в пустынях Средней Азии (менее 125 мм) и на арктических островах (менее 200 мм на о. Врангеля и Новосибирских островах). В равнинной части ЕТС и Срединного региона четко проявляются зональные изменения осадков. Те же характерные черты присущи распределению по территории СССР речного стока. Наи-

большие его значения имеют место в горах Кавказа (более 3000 мм), Алтая (более 1500 мм) и южной части Камчатки (более 1500—1800 мм). В пустынях Средней Азии сток менее 5 мм. Наибольшие значения испарения наблюдаются в Колхиде (более 800 мм) и в верхней части бассейна Днепра (более 600 мм), а наименьшие (менее 100 мм) — на арктических островах, северном побережье Таймыра, а также в южных засушливых частях Тувинской котловины, в горах Средней Азии, Сихотэ-Алиня и южной части Камчатки.

Средние по площади союзных республик и экономических районов СССР значения осадков определены по карте (см. рис. 21) с помощью палетки. Значения местного стока рек для республик и районов рассчитаны по методике, основы которой изложены в работах [189, 235]. Испарение определено по разности осадков и местного речного стока. Результаты расчетов среднего годового водного баланса бассейнов морей и больших рек, территорий союзных республик, экономических районов и всей территории СССР представлены в табл. 37—40.

Из данных табл. 37 и 38 следует, что в целом для территории Советского Союза вновь подсчитанный водный баланс мало отличается от водного баланса, опубликованного в работе [56]. Так, например, значение выпадающих осадков менее ранее опубликованного на 30 мм, или на 5,6 %. Значение местного стока менее лишь на 1 мм, или на 0,5 %, а суммарного испарения соответственно на 29 мм, или на 8,7 %. По отдельным республикам и районам различия в новых и опубликованных ранее значениях основных элементов водного баланса более существенны, что объясняется использованием новых дополнительных материалов наблюдений и методов расчета.

14.2. Водные ресурсы СССР

14.2.1. Краткие сведения об изучении поверхностных вод на территории СССР

Развитие и основные результаты экспедиционных и стационарных гидрологических исследований в СССР освещены в работах А. А. Соколова и А. И. Чеботарева [276], А. А. Соколова [275], Л. К. Давыдова [87], М. И. Львовича [176], А. П. Доманицкого, Р. Г. Дубровиной и А. И. Исаевой [94].

Систематизированные сведения о поверхностных водах СССР за весь период с начала наблюдений по 1935 г. включительно содержатся в составленном в 1931—1940 гг. первом издании Водного кадастра СССР, а затем (в 1960—1970 гг.) во втором его издании, в котором систематизированы новые обширные материалы за последующие 25—30 лет. Второе издание кадастра, в отличие от первого, содержит не только сведения по гидрографии и режиму водных объектов, но и рекомендации по расчету элементов гидрологического режима при наличии, отсутствии или

Таблица 37

Водный баланс союзных республик СССР

Союзная республика	Площадь, тыс. км²	Элемент водного баланса						Коэффициент	
		км³/год			мм/год				
		осадки	местный сток	испарение	осадки	местный сток	испарение	стока	испарения
РСФСР	17 075,4	9 200	4007	5193	539	235	304	0,44	0,56
Украинская	603,7	374	49,4	325	620	82	538	0,13	0,87
Белорусская	207,6	156	37,6	118	752	181	571	0,24	0,76
Узбекская	447,4	72,3	12,2	60,1	162	27,4	135	0,17	0,83
Казахская	2 717,3	836	66,8	769	308	24,6	283	0,08	0,92
Киргизская	198,5	76,9	48,7	28,2	387	245	142	0,63	0,37
Таджикская	143,1	69,4	52,2	17,2	485	365	120	0,75	0,25
Туркменская	488,1	79,3	0,23	79,1	163	0,5	162	0,003	0,997
Молдавская	33,7	18,5	0,81	17,7	549	24	525	0,04	0,96
Латвийская	63,7	48,2	16,6	31,6	756	261	495	0,35	0,65
Литовская	65,2	47,9	14,6	33,3	735	224	511	0,30	0,70
Эстонская	45,1	33,1	11,9	21,2	734	264	470	0,36	0,64
Грузинская	69,7	93,2	52,6	40,6	1337	755	582	0,56	0,44
Армянская	29,8	17,3	7,2	10,1	582	242	340	0,42	0,58
Азербайджанская	86,6	38,4	8,0	30,4	443	92	351	0,21	0,79
СССР	22 274,6	11 160	4386	6774	501	197	304	0,39	0,61

Таблица 38

Водный баланс экономических районов СССР

Экономический район	Площадь, тыс. км²	Элемент водного баланса						Коэффициент	
		км³/год			мм/год				
		осадки	местный сток	испарение	осадки	местный сток	испарение	стока	испарения
Прибалтика и Белоруссия (включая Калининградскую область)	396,7	296	83,6	212	746	210	536	0,28	0,72
Европейский Север	1926,1	1278	601	677	664	312	352	0,47	0,53
Центральный	652,9	463	111	352	710	170	540	0,24	0,76
Юго-Запад ЕТС	634,7	393	50,2	343	619	79	540	0,13	0,87
Северный Кавказ	355,1	221	43,7	177	623	123	500	0,20	0,80
Закавказье	186,1	149	67,8	81,1	800	364	436	0,46	0,54
Урал	680,4	351	102	249	516	150	366	0,29	0,71
Поволжье	680,1	356	68,3	288	523	100	423	0,19	0,81
Казахстан	2717,3	836	66,8	769	308	24,6	283	0,08	0,92
Средняя Азия	1277,1	298	113	185	233	88,7	144	0,38	0,62
Западная Сибирь	2427,2	1319	481	838	543	198	345	0,36	0,64
Восточная Сибирь	4122,8	2100	1067	1033	510	260	251	0,51	0,49
Дальний Восток	6215,9	3100	1530	1570	500	246	254	0,49	0,51

Бассейн моря	Данные монографии [56]							
	Площадь, тыс. км²	Элемент водного баланса						Коэффициент стока
		км³/год			мм/год			
		осадки	сток	испарение	осадки	сток	испарение	
								Склон бассейна Атлан
Балтийского	661	506	171	335	765	259	506	0,34
Азовского	*1347*	*889*	*159*	*730*	*660*	*118*	*542*	*0,18*
Черного								
								Склон бассейна Север
Белого	*1192* / *1260*	*846*	*408*	*438*	*710*	*341*	*369*	*0,48*
Баренцева								
Карского	6579 / 6630	3640	1324	2316	553	201	352	0,36
Лаптевых	3650 / 3670	1642	781	861	450	214	236	0,47
Восточно-Сибирского	1302 / 1326	461	234	227	354	180	174	0,51
Чукотского	95,8 / 102	31,2	28,3	2,9	326	295	31	0,49
								Склон бассейна
Берингова (включая Тихоокеанское побережье п-ва Камчатки)	573	393	221	172	685	385	300	0,56
Охотского	2561	1603	615	988	626	240	386	0,39
Японского (в пределах СССР)	135	123	43,0	80,0	912	319	593	0,35
								Область внутрен
Каспийского	2927	1440	300	1140	491	102	389	0,21

Примечания. 1. Данные об элементах водного баланса, заимствованные материковую часть их водосборной площади (числитель), отличающуюся от об морей — их общую (материковую и островную) водосборную площадь. Данные ная. Курсивом даны суммарные величины для Азовского и Черного морей, а

2. Данные ГГИ 1980 г. об элементах водного баланса водосборных площа ского, Японского и Каспийского), в которые поступает сток рек, формирующий тах — для советской части (числитель) и для всей водосборной площади (знаме Азовского, Черного и Каспийского морей сток (приток в моря) речных вод, при венно на 6,8; 5,6 и 10,0 км³/год, обусловленных естественными потерями стока притока речных вод отличается от значения их суммарных ресурсов на 6,2 Для Черного моря (советской его части) в числителе приведены данные по стоку лийскому его рукаву и с зарубежной части бассейна Днестра. Значения стока новой, Г. А. Плиткина, Т. Е. Григоркиной, Н. П. Захаровой, В. К. Юдиной. по карте работы [189] методом среднего взвешенного, а значения испарения —

Таблица 39

Союза по бассейнам морей

Площадь, тыс. км²	Данные ГГИ 1980 г.							
	Элемент водного баланса							Коэффициент стока (в море)
	км³/год			мм/год				
	осадки	сток (в море)	испарение	осадки	сток (в море)	испарение		
тического океана								
569/638	417/462	139/159	278/303	734/724	244/249	490/475	0,33/0,34	
572	329	35,9	293	576	63	513	0,11	
795	572	114	458	720	143	577	0,20	
—	—	234	—	—	—	—	—	
ного Ледовитого океана								
711	481	223	258	677	314	363	0,46	
718	485	227	258	676	317	359	0,47	
540	327	209	118	606	387	219	0,64	
556	337	215	122	606	386	220	0,64	
6010	3163	1347	1816	526	224	302	0,43	
6086	3190	1363	1827	524	224	300	0,43	
3693	1492	753	739	404	204	200	0,50	
1296	467	220	247	360	170	190	0,47	
101	57,6	39,1	18,5	570	387	183	0,68	
Тихого океана								
570	436	318	118	765	557	208	0,73	
1695/2547	1177/1661	592/684	552/944	675/639	349/268	326/371	0,52/0,42	
124	106	46,1	59,9	855	372	483	0,43	
134	113	48,1	64,9	846	359	487	0,43	
него стока								
2538	1339	276	1063	528	109	419	0,21	
2607	1375	281	1094	527	108	419	0,20	

из монографии [56], характеризуют для морей Северного Ледовитого океана
щей площади (знаменатель) этих морей на площадь островов; для остальных
по Черному морю (совместно с Азовским) получены без учета бассейна р. Ду-
также Белого и Баренцева морей.
дей для ряда морей (Балтийского, Черного, Белого, Баренцева, Карского, Охот-
ся не только в пределах СССР, но и за рубежом, приведены в двух вариан-
натель), включающей и зарубежные части бассейнов этих рек. Для бассейнов
веденный в таблице, меньше общих ресурсов речных вод этих морей соответст-
в нижних частях впадающих в них рек. Для бассейна Карского моря значение
км³/год, формирующихся в пределах замкнутых понижений бассейна Иртыша.
только для территории СССР, а в знаменателе — с учетом стока р. Дуная по Ки-
(притока в моря) приняты по результатам расчетов Г. А. Ельцовой, И. Б. Ива-
Средние по бассейнам морей значения осадков определены Г. А. Плиткиным
по разности осадков и стока (притока в моря).

Таблица 40

Сравнение результатов определения среднего многолетнего годового водного баланса (мм) бассейнов больших рек СССР (с учетом данных об исправленных осадках)

Река	Площадь водосбора, тыс. км²	Данные монографии [56]			Данные монографии [211]				Данные ГГИ 1980 г.		
		Осадки	Сток	Испарение	Осадки	Сток	Испарение		Осадки	Сток	Испарение
							по водному балансу	по уравнению связи М. И. Будыко			
Склон бассейна Атлантического океана											
Нева	281	755	284	471	738	284/294	454/444	405	711	280	431
Западная Двина	87,9	777	243	534	770	218/232	552/538	480	771	218	553
Неман	98,2	765	219	546	765	201/210	564/555	520	739	201	538
Днестр	72,1	580	120	460	651	129/133	522/518	510	699	134/137	565/562
Днепр	504	680	106	574	660	104/106	556/554	546	669	100/106	569/563
Дон	422	570	70	500	575	66,0/68,5	509/506,5	477	588	54,1/65,7	534/522
Кубань	57,9				970	192/232	778/738	635	892	197/226	695/666
Риони	13,4				1700	950/950	750/750	650	(2400)	978	1422
Склон бассейна Северного Ледовитого океана											
Печора	322	700	397	303	720	410/422	310/298	310	688	410	278
Северная Двина	357	715	308	407	725	306/303	419/422	410	710	305	405
Обь	2454/3060	(674)	(159)	(515)	543	130/130	413/413	400	569/533	163/132	406/401
Енисей	2580	520	238	282	560	237/237	323/323	320	488	245	243
Лена	2490	460	204	256	462	214/214	248/248	272	423	215	208
Колыма	647	406	184	222	420	212/212	208/208	210	377	210	167

Склон бассейна Тихого океана											
Камчатка	55,9	(765)	(513)	(252)	870	580/580	290/290	276	960	592	368
Анадырь	191				525	314/314	211/211	207	(490)	336	(154)
Амур	1855	(600)	(185)	(415)	605	191/191	414/414	389	595	190	405
Область внутреннего стока (бассейны Каспийского и Аральского морей)											
Терек	43,2				716	192/266	524/45	450	1090	185/213	905/877
Волга	1360	662	179	483	657	176/187	481/470	470	642	176/185	466/457
Урал	237	(445)	(51)	(394)	407	47,2/48,1	360/359	340	450	300/430	150/20
Амударья (горная часть)	288	(468)	(278)	(190)	592	(268)/268	324/324	286			
Сырдарья (горная часть)	140	427	(111)	316	640	(275)/275	365/365	393			

Примечания. 1. Данные об осадках, стоке и испарении, заимствованные из работы [56] и заключенные в круглые скобки, определены до замыкающих гидрометрических створов (а не до устьев рек).

2. Для бассейна р. Оби элементы водного баланса, принятые по данным работы [56] для площади 2450 тыс. км² (до г. Салехарда), получены без учета замкнутых понижений; по данным монографии [211] — для расчетной площади 2900 тыс. км² (с учетом указанных замкнутых понижений), а по последним данным ГГИ — для уточненных площадей бассейна до устья (для сточной его части 2454 тыс. км² и для общей площади 3060 тыс. км², т. е. с учетом замкнутых понижений в бассейне р. Иртыша, занимающих площадь 606 тыс. км²).

3. Данные о стоке и испарении (по водному балансу, т. е. по разности осадков и стока), принятые согласно работе [211] и последним оценкам ГГИ (1980 г.), даны в двух вариантах: по фактическим материалам о бытовом стоке в устьях рек в современный период (числитель) и на основе определения суммарных ресурсов речных вод в бассейне (знаменатель). При этом суммарные ресурсы определены или по карте нормы годового стока [211] или как сумма восстановленного (естественного) стока в замыкающем гидрометрическом створе и стока с площади водосбора на участке от этого гидроствора до устья, определяемого по карте нормы годового стока (данные 1980 г.). Средние для водосборов осадки определены Г. А. Плиткиным в 1980 г. по карте их годовых норм, опубликованной в работе [189], а испарение — по разности осадков и стока.

недостаточности гидрометрических данных (47 порайонных научно-прикладных монографий «Ресурсы поверхностных вод СССР»).

Согласно сводным данным по гидрографии СССР, полученным при составлении второго издания Водного кадастра СССР и содержащимся в работе [94], на территории СССР протекает более 2900 тыс. рек, ручьев и временных водотоков (табл. 41). Число озер различной величины на территории нашей страны, согласно этим обобщениям, более 2850 тыс. (табл. 42), из них 95 % — с пресной водой. Суммарная площадь этих озер равна примерно 490 тыс. км², что составляет около 2 % всей территории страны. В различных районах СССР сооружено к настоящему времени свыше 100 тыс. искусственных водоемов — водохранилищ и прудов.

Таблица 41

Реки СССР

Категория длин рек, км		Количество	Суммарная длина, км
Самые малые	<10	2 812 587	5 624 881
Малые	10—25	113 974	1 697 939
Малые	26—100	32 733	1 426 288
Средние	101—500	3 844	669 861
Большие	>501	260	228 895
Всего		2 963 398	9 647 864

Таблица 42

Озера СССР

Площадь зеркала, км²	Количество	Суммарная площадь зеркала, км²
Менее 1	2 814 727	159 532
1—10	36 896	87 075
10—100	2 358	55 913
Более 100	185	185 920
Всего	2 854 166	488 440

Эти данные по гидрографии СССР создали фундамент для последующих оценок объемов воды в водных объектах страны. Согласно подсчету Р. А. Нежиховского [221], единовременный объем воды в реках СССР составляет 504 км³, в озерах — 27 994 км³ (в том числе в оз. Байкал 23 тыс. км³), в водохранилищах — 60 км³.

14.2.2. Современные данные о вековых запасах поверхностных вод на территории СССР

Под водными ресурсами какой-либо территории обычно понимаются все запасы поверхностных и подземных вод, имеющихся в ее пределах. Не все виды воды доступны для использования в современной хозяйственной деятельности. Некоторые из них, которые в будущем при появлении технических возможностей для их использования могут быть вовлечены в хозяйственный оборот, являются в настоящее время лишь потенциальными ресурсами. К потенциальным водным ресурсам, по определению К. П. Воскресенского [63], относятся воды морей и соленых озер, которые могут быть использованы после их опреснения, глубокие подземные воды, требующие ряда технических мероприятий для их эксплуатации, а также запасы воды, аккумулированные в ледниках. Лишь незначительная часть общих запасов воды той или иной территории пригодна для непосредственного использования в хозяйственных целях. Это в первую очередь пресные воды в руслах рек, в озерах и водохранилищах.

Как отмечалось ранее, некоторые виды природных вод в процессе естественного круговорота воды расходуются и восстанавливаются настолько медленно, что их практически можно считать неизменными в течение современного периода. К таким водам относятся, например, вековые запасы подземных вод, запасы воды в крупных озерах, ледниках и многолетних (вечных) снегах, наледях районов многолетней (вечной) мерзлоты, а также в болотах. Их называют медленно возобновляемыми водными ресурсами, или вековыми запасами воды. На территории СССР вековые запасы воды составляют, согласно данным Воскресенского [63], 48,8 тыс. км^3, или 91 % общих запасов пресных вод страны, примерно равных 53,5 тыс. км^3, а ежегодно возобновляемые — лишь около 4,7 тыс. км^3, или 9 %. Сток и уровни воды рек из года в год и в течение года колеблются в зависимости от поступления в русла талых снеговых, дождевых и грунтовых вод. Единовременные запасы воды в руслах рек СССР при средних уровнях составляют 475 км^3. В течение года речные воды полностью возобновляются 9,9 раз, или в среднем через каждые 37 сут [63].

Общие запасы пресной воды в озерах СССР, определенные по среднему многолетнему уровню, составляют около 26 500 км^3. Более 98 % озер представляют собой мелководные водоемы с площадью поверхности 0,01—0,02 км^2 и не более 1 км^2 и глубинами 1,0—1,5 м. Однако запасы воды в них невелики. Почти все запасы пресных озерных вод содержатся примерно в 15 озерах с площадью водного зеркала более 1000 км^2 каждое. В оз. Байкал сосредоточено 87 % озерных вод СССР и 26 % их мировых запасов. Объем этого озера более чем в 5 раз превышает суммарный годовой сток всех рек Советского Союза. Сведения о запасах воды в крупных озерах СССР приведены в табл. 43.

Таблица 43

Запасы пресной воды в крупных озерах СССР

Озеро	Площадь водной поверхности, км²	Глубина, м		Запасы воды, км³	Поверхностный приток в озеро, км³/год	Сток из озера, км³/год
		наибольшая	средняя			
Байкал	31 500	1741	730	23 000	60,1	59,3
Ладожское	17 700	230	51	908	67,8	73,7
Онежское	9 630	127	29	295	14,9	19,4
Балхаш	18 300	26	6,1	112	18,7	Бессточное
Иссык-Куль (солоноватое)	6 200	702	279	1 730	3,0	»
Зайсан	5 490 [1]	80	9,8	49,6	19,4	18,8
Таймыр	4 650	26	2,8	13	—	0,03
Ханка	4 070	10,6	4,5	18,5	2,0	1,7
Чудско-Псковское	3 550	15	7,1	24,1	11,2	12,0
Чаны	2 500 [2]	9	2,2	4,3	0,7	Бессточное
Топозеро и Пяозеро	1 645 [3]	56	15	25	—	1,5
Тенгиз (солоноватое)	1 590	8	7	11,1	—	Бессточное
Севан	1 227 [4]	78	26	32	0,73	0,2
Белое	1 290	20	4,5	5,2	—	5,2
Ильмень	1 200 [5]	—	10	12	15,6	15
Всего	111 490	—	—	26 243	—	211,8

Примечания. 1. Образует один водоем с Бухтарминским водохранилищем.

2. При высоких уровнях площадь увеличивается до 3600 км².

3. Образуют один водоем после сооружения Кумской ГЭС.

4. При сработке уровня на 20 м по сравнению с естественным, наблюдавшимся до сооружения каскада ГЭС на р. Раздан.

5. В зависимости от уровня воды площадь колеблется от 733 до 2090 км².

Суммарный объем сооруженных в различных районах СССР более чем 100 000 искусственных водоемов (водохранилищ и прудов) составляет 848 км³, а полезный, который может быть использован для практических целей, 414 км³. Основные запасы воды (98 %) сосредоточены в 157 водохранилищах объемом свыше 100 млн. м³ каждое [63]. Данные о запасах воды в наиболее крупных из сооруженных и строящихся водохранилищ с полным объемом, превышающим 8 км³, приведены в табл. 44.

Значительную часть площади некоторых районов СССР составляют болота. Так, например, на северо-западе ЕТС болота занимают около 40 % территории, а в северной половине Западной Сибири — даже 50—70 %. Средняя мощность болотных торфяников примерно равна 4,5 м, а общий их объем в пределах СССР — 3160 км³. В торфяной залежи болот в среднем содер-

Таблица 44

Запасы воды в наиболее крупных водохранилищах СССР

Водохранилище	Река	Основные параметры			Примечание
		площадь зеркала, км²	объем, км³		
			полный	полезный	
Байкальское (Иркутское)	Ангара	32 970	47,6	—	Включая площадь оз. Байкал
Братское	„	5 470	169,3	48,2	
Красноярское	Енисей	5 000	73,3	30,4	
Зейское	Зея	2 420	68,4	32,1	
Усть-Илимское	Ангара	1 870	59,4	2,8	
Куйбышевское	Волга	6 450	58,0	34,6	
Бухтарминское	Иртыш	5 490	49,6	30,8	Включая оз. Зайсан
Вилюйское	Вилюй	2 170	35,9	17,8	
Волгоградское	Волга	3 120	31,4	8,25	
Саянское	Енисей	633	29,1	14,7	
Капчагайское	Или	1 850	28,1	6,64	
Рыбинское	Волга	4 550	25,4	16,7	
Цимлянское	Дон	2 700	23,9	11,5	
Токтогульское	Нарын	284	19,5	14,0	
Каховское	Днепр	2 150	18,2	6,80	
Мингечаурское	Кура	600	16,1	7,40	
Чебоксарское	Волга	2 190	13,8	5,70	
Кременчугское	Днепр	2 250	13,5	9,07	
Кумское	Кума	1 910	13,3	8,68	Включая Топозеро и Пяозеро
Колымское	Колыма	441	14,6	6,51	
Саратовское	Волга	1 830	12,4	1,75	
Камское (Пермское)	Кама	1 920	12,2	9,20	
Верхнетуломское	Тулома	745	11,5	3,86	Включая оз. Нотозеро
Имандровское	Нива	876	11,2	—	Включая оз. Имандра
Нурекское	Вахш	98	10,5	4,50	
Воткинское	Кама	1 120	9,36	3,70	
Новосибирское	Обь	1 070	8,80	4,40	
Горьковское	Волга	1 590	8,82	2,78	

Примечание. В основу таблицы положены данные (округленные), заимствованные из книги «Водохранилища мира» (М.: Наука, 1979).

жится около 95 % воды; следовательно, суммарные запасы болотных вод составляют приблизительно 3000 км³, из них около 1000 км³ приходится на болота Западной Сибири. Использование вековых запасов болотных вод для практических целей возможно лишь после проведения мелиоративных мероприятий на болотах. При этом, очевидно, может быть использована лишь часть вод, которая свободно стекает из торфяной залежи.

Общая площадь оледенения в СССР составляет около 81 200 км² (примерно 0,3 % территории страны), в том числе 55 600 км² на арктических островах и 25 600 км² в горных райо-

нах [63]. Объем льда примерно равен 21 600 км³, а запас воды 19 300 км³. Данные о площади оледенения и запасах воды в основных ледниковых районах СССР приведены в табл. 45. Наибольшие площади оледенения (около 55 600 км²) и запасы воды (примерно 16 300 км³) имеют место на островах Северного Ледовитого океана, а также в горах Средней Азии (соответственно около 18 400 км² и 2 500 км³).

Таблица 45

Запасы воды в ледниках СССР

Территория	Площадь оледенения, км²	Объем льда, км²	Запасы воды, км³
Острова Северного Ледовитого океана	55 625	18 170	16 350
В том числе:			
Земля Франца-Иосифа	13 735	2 820	2 530
Новая Земля	24 420	10 220	9 200
Северная Земля	17 470	5 130	4 620
Горные материковые районы	25 591	3 463	3 958
В том числе:			
Средняя Азия (включая Памиро-Алай)	18 370	2 795	2 460
Кавказ	3 610	377	243
Джунгарский Алатау, Алтай и Саяны	1 635	160	140
Север и восток Сибири	1 951	130	114
Северный Урал	25	1	1
Всего на территории СССР	81 216	21 633	19 308

В районах многолетней мерзлоты значительное количество воды аккумулировано в речных наледях, представляющих собой многолетние образования и часто имеющих большие размеры (до 100 км² с объемом льда до 0,5—0,6 км³). В пределах Северо-Востока СССР учтено более 7 500 наледей с суммарным объемом около 30 км³.

14.2.3. Современные данные об ежегодно возобновляемых ресурсах пресных вод

В отличие от других природных ресурсов, запасы которых постоянны, вода на земном шаре находится в непрерывном движении (круговороте), постоянно расходуется и возобновляется. Скорость расходования и возобновления отдельных видов природных вод, как отмечалось ранее, неодинакова и колеблется от нескольких тысячелетий (полярные льды и глубокие подземные воды) до нескольких суток (влага в атмосфере и речные воды) и даже не-

скольких часов (биологическая вода, входящая в состав растений и живых организмов).

Запасы пресной воды в озерах, болотах и ледниках, при допущении отсутствия их односторонних изменений (тренда) в течение современного периода, можно считать находящимися в состоянии определенного динамического равновесия, при котором в среднем за длительный период расходование воды равно ее возобновлению (приходу). Такое равновесие и обеспечивает относительное постоянство («вечность») величины этих запасов. Очевидно, что ввиду непостоянства во времени характеристик радиационного, теплового и водного режима водных объектов, ежегодное расходование и возобновление воды постоянно, что является предметом их специального изучения.

Здесь же важно подчеркнуть, что сами значения ежегодного расходования и возобновления малы в сравнении с вековыми запасами этих вод. Например, ежегодно возобновляемые воды крупных озер составляют менее 1 % их вековых запасов. В ежегодном круговороте участвует незначительная часть ледниковых и болотных вод (главным образом лишь верхнего деятельного слоя болот), поэтому для практической деятельности человеческого общества наибольшее значение имеют ежегодно возобновляемые речные воды, образующиеся вследствие выпадения осадков. На бóльшую часть территории СССР влага приносится с Атлантического океана и Средиземного моря, а в районы Средней Азии и на Дальний Восток она поступает также с Индийского и Тихого океанов.

Ежегодно возобновляемые водные ресурсы равны суммарному стоку всех рек СССР. Они составляют в среднем 4719 км^3 в год (табл. 46), из которых 4386 км^3 формируются непосредственно на территории СССР, а 333 км^3 (7 %) притекают из зарубежных стран. В общий речной сток входят также подземные воды, дренируемые руслами рек, которые составляют примерно 1000 км^3, т. е. около 20 % суммарного стока рек. Сток подземных вод, не дренируемых реками, поступающий непосредственно в океан и в крупные бессточные водоемы, оценивается примерно в 290 км^3 в год, или около 6 % речного стока [63].

Суммарный сток рек СССР составляет немногим более 10 % мировых водных ресурсов рек. По удельной водоносности средний сток с территории СССР на 37 % ниже, чем со всей суши земного шара [56, 63].

Сводные данные о ресурсах речного стока на территории СССР, союзных республик и экономических районов (табл. 46) приведены согласно последним данным [189], табл. 1 и 2. Водные ресурсы каждой республики или района слагаются из вод, формирующихся на данной территории, и вод, поступающих из смежных районов. В одних республиках эти водные ресурсы формируются почти полностью водами местного стока (РСФСР, Киргизская ССР), в других Туркменская, Узбекская и Молдавская ССР) воды местного стока почти отсутствуют и преобладающая часть

Таблица 46

Ресурсы речного стока и удельная водообеспеченность экономических районов и союзных республик СССР

Экономический район, союзная республика	Площадь, тыс. км²	Местный сток, км³/год	Приток, км³/год		Общие ресурсы, км³/год	Отток, км³/год		Водообеспеченность, тыс. м³/год			
								на 1 км² площади		на одного человека ***	
			всего	из-за границы		всего	за пределы СССР	местный сток	общие ресурсы	местный сток	общие ресурсы
Экономические районы											
Прибалтика и Белоруссия	396,7	83,6	26,6	1,6	110	110	3,17	211	278	4,71	6,20
Европейский Север	1926,1	601	134	28,4	735	735	—	312	382	27,8	34,0
Центральный	652,9	111	27,1	—	138	138	—	170	212	3,02	3,76
Юго-запад ЕТС	634	50,2	157	123	207,3	207	8,4	79,2	328	0,94	3,86
Северный Кавказ	355,1	43,7	26,7	—	70,4	69,8	—	123	198	2,82	4,55
Закавказье	186,1	67,8	12,1	12,1	79,9	78,0	—	364	429	4,82	5,68
Урал	680,4	102	12,9	—	115	114	—	150	169	6,56	7,39
Поволжье	680,1	68,3	224	—	292	290	—	100	429	3,53	15,1
Казахстан	2717,3	66,8	59,2	24,0	126	78,8 *	0,29	24,6	46,5	4,55	8,58
Средняя Азия	1277,1	113	18,1	18,1	131	70,2	5,95	89,7	103	4,43	5,14
Западная Сибирь	2427,2	481	72,6	—	554	552	—	198	228	37,1	42,8
Восточная Сибирь	4122,8	1067	32,3	(28,6)	1101	1097	5,0	259	267	131	135
Дальний Восток	6215,9	1530	290	89,4	1820	1820	—	246	293	224	267

Союзные республики											
РСФСР	17 075,4	4007	221	156	4228	(4228)	3,0	235	248	29,2	30,8
Украинская	603,7	49,4	157	123	206	206	8,4	82,2	351	0,99	4,14
Белорусская	207,6	37,6	21,6	—	59,2	59,2	3,17	181	285	3,94	6,20
Узбекская	447,4	12,2	92,4	—	105	63,6	—	27,3	233	0,92	7,87
Казахская	2 717,3	66,8	59,2	24,0	126	78,8 *	0,29	24,6	46,5	4,55	8,58
Киргизская	198,5	48,7	0,37	—	49,1	35,7	5,95	245	248	13,8	13,9
Таджикская	143,1	52,2	34,3	15,2	86,5	85,4	—	365	604	13,7	22,8
Туркменская	488,1	0,23	67,8	2,8	68,0	60,0	—	4,17	139	0,08	24,6
Молдавская	33,7	0,81	10,6	0,28	11,4	11,4	—	24,0	339	0,21	2,88
Латвийская	63,7	16,6	17,9	—	34,5	34,3	—	261	542	6,58	13,7
Литовская	65,2	14,6	10,6	—	25,2	25,2	—	224	387	3,12	7,41
Эстонская	45,1	11,9	4,85	—	16,8	16,8	—	264	372	8,11	11,5
Грузинская	69,7	52,6	9,8	8,8	62,4	62,4	—	755	894	10,5	12,4
Армянская	29,8	7,2	2,2	2,2	9,4	8,6	—	242	315	2,38	3,10
Азербайджанская	86,6	8,0	22,3	1,1	30,3	30,3	—	92,4	350	1,33	5,03
СССР	22 274,6	4386	333	333	4719	4563 **	20,8	197	212	16,7	18,0

* В том числе в крупные бессточные водоемы: оз. Балхаш, Аральское море.
** Без учета потерь стока на испарение с бессточных водоемов.
*** Численность населения принята по данным переписи на 17/I 1979 г.

Таблица 47

Удельная водообеспеченность и безвозвратные потери воды при их хозяйственном использовании на территории Сибири и Дальнего Востока (по административным областям, краям и автономным республикам)

Административная единица (область, край, автономная республика), экономический район	Площадь, тыс. км²	Численность населения по данным переписи на 17 января 1979 г., тыс. чел.	Площадь на 1 жителя, км²	Водообеспеченность, тыс. м³/год				Учтенные безвозвратные потери воды (на уровень 1977 г.) при хозяйственном их использовании, в % от объема местного стока различной обеспеченности			
				на 1 км² площади		на 1 жителя					
				ресурсами местного речного стока	общими ресурсами речных вод	ресурсами местного речного стока	общими ресурсами речных вод	средний по водности год	75 %	95 %	99 %
Западно-Сибирский экономический район											
Тюменская область	1435,4	1 887	0,76	218	387	166	294	0,25	0,28	0,33	0,38
Омская область	139,5	1 955	0,07	34	277	2,4	19,6	8,90	13,3	22,2	34,4
Томская область	316,9	866	0,37	196	570	71,8	209	0,04	0,04	0,05	0,06
Кемеровская область	95,5	2 958	0,03	437	460	14,1	14,8	2,73	3,18	3,85	4,48
Новосибирская область	178,2	2 618	0,07	59	344	4,0	23,7	4,24	8,83	23,6	60,3
Алтайский край	261,7	2 675	0,10	186	193	18,2	19,1	0,98	1,14	1,40	1,66
Экономический район в целом	2427,2	12 959	0,19	198	228	37,1	42,8				
Восточно-Сибирский экономический район											
Красноярский край	2401,6	3198	0,75	291	373	218	280	0,10	0,12	0,13	0,14
Тувинская АССР	170,5	266	0,64	234	261	150	168	0,28	0,31	0,37	0,43

Иркутская область	767,9	2560	0,30	229	411	68,7	124	0,41	0,45	0,51	0,56
Бурятская АССР	351,3	901	0,39	226	294	88,3	115	0,26	0,30	0,36	0,40
Читинская область	431,5	1233	0,35	168	188	58,7	66,0	0,13	0,16	0,19	0,23
Экономический район в целом	4122,8	8158	0,51	259	267	131	135	0,18	0,19	0,21	0,24
Дальневосточный экономический район											
Якутская АССР	3 103,2	839	3,10	176	283	650	1045	0,01	0,01	0,01	0,01
Магаданская область	1 199,1	466	2,58	254	257	655	662	0,01	0,02	0,02	0,02
Амурская область	363,7	938	0,39	260	473	101	183	0,02	0,03	0,03	0,04
Хабаровский край	824,6	1 565	0,53	314	619	165	326	0,12	0,14	0,18	0,21
Приморский край	165,9	1 978	0,08	260	294	21,8	24,7	1,12	1,39	1,62	2,28
Сахалинская область	87,1	655	0,13	513	513	68,3	68,3	0,17	0,18	0,19	0,21
Камчатская область	472,3	378	1,25	510	517	638	646	0,01	0,01	0,01	0,01
Экономический район в целом	6 215,9	6 819	0,91	246	293	224	267	0,07	0,07	0,08	0,08
РСФСР	17 075,4	137 552	0,12	235	248	29,2	30,8				
СССР	22 274,6	262 442	0,08	197	212	16,7	18,0				

Примечание. Безвозвратные потери воды определены приближенно по разности объемов вод, забираемых на хозяйственные нужды и сбрасываемых после их использования (на основании данных государственного учета вод и их использования).

водных ресурсов состоит из речных вод, притекающих с соседних территорий. Так, приток речных вод в пределы Узбекской ССР, составляющий 92,4 км³ в год, в 7,6 раза превышает местные водные ресурсы. В наименее обеспеченную ресурсами местного стока Туркменскую ССР (0,2 км³) притекает сравнительно большой объем воды из Узбекской ССР и из-за границы (около 68 км³). В пределы Украинской ССР из-за границы по р. Дунаю поступает 123 км³, что в 2,5 раза превышает объем вод местного стока.

Наибольшими ресурсами местного стока располагает РСФСР, на территории которой формируется 4007 км³ воды в средний по водности год. Значительные ресурсы местного стока формируются также на территориях Грузинской, Казахской, Таджикской, Украинской и Киргизской ССР.

Распределение ресурсов речного стока СССР по экономическим районам довольно неравномерное (см. табл. 46). Большая часть водных ресурсов формируется на территории Дальнего Востока, Восточной Сибири, Европейского Севера и Западной Сибири. На их долю приходится до 84 % ресурсов речного стока, формирующихся на всей территории СССР. Наименьшие объемы водных ресурсов формируются на территориях Северного Кавказа, Юго-Запада ЕТС, Казахстана. Соотношения местного стока и притока речных вод для экономических районов являются более выровненными по сравнению с таковыми для союзных республик.

Из приведенных выше данных можно заключить, что несмотря на большой суммарный речной сток распределение его по территории СССР крайне неравномерное и в значительной степени не согласуется с размещением населения, промышленности и сельского хозяйства. К районам недостаточного обеспечения водой относятся засушливые части Украины и Молдавии, степные районы Крыма и Приазовья, Южное Заволжье, Прикаспийская низменность, южные районы Западной Сибири и Казахстана, Центральная Якутия и юг Забайкалья, а в особенности огромные территории пустынь, полупустынь и прилегающих к ним сухих степей среднеазиатских республик и ряда районов Казахстана. Наиболее обеспечены водой северные районы, прибалтийские республики, горные районы Кавказа, Средней Азии, Саян и Дальнего Востока. Наибольшую обеспеченность водами местного стока на 1 км² площади имеют Грузинская, Таджикская и Эстонская ССР, а общими ресурсами речного стока — Грузинская, Таджикская и Латвийская ССР. Наименьшую обеспеченность водными ресурсами на 1 км² площади имеют Туркменская, Казахская и Молдавская ССР.

Водообеспеченность населения экономических районов, союзных и автономных республик, краев и областей (табл. 46 и 47) зависит не только от наличия водных ресурсов, но и от его численности населения. В среднем для территории республик наиболее обеспечены общими водными ресурсами РСФСР, Туркменская, Таджикская и Киргизская ССР, где на одного человека при-

ходится от 31 до 18 тыс. м³ воды в год, а наименее — Молдавская, Армянская и Украинская ССР (от 4,5 до 3 тыс. м³ воды в год). Туркменская ССР располагает очень малыми ресурсами вод местного стока, но водообеспеченность ее общими ресурсами речных вод значительно выше за счет существенного притока речных вод извне (см. табл. 47).

Водные ресурсы той или иной союзной или автономной республики, экономического района, административной области или края могут быть искусственно увеличены путем переброс вод из более увлажненных районов в засушливые. Искусственное увеличение количества воды, которое может быть использовано для практических целей, достигается также регулированием стока рек водохранилищами. Это регулирование приводит к выравниванию стока как в многолетнем разрезе (при многолетнем регулировании стока), так и внутри года (сезонное и другие виды регулирования).

Количество используемой воды увеличивается по мере развития народного хозяйства. Величина водопотребления в различных отраслях народного хозяйства СССР на 1975 г. приведена в табл. 48.

Таблица 48

Водопотребление в СССР на 1975 г.

Водопотребление	Количество потребляемой воды, км³	
	общее	безвозвратное
Коммунальное хозяйство	14	2,3
Промышленность	83	3,9
Сельское хозяйство и рыборазведение	181	107
Водохранилища	16	16
Всего (с округлением)	290	130

Как следует из данных этой таблицы, общее водопотребление в СССР на уровень 1975 г. составляет 290 км³ в год, в том числе безвозвратное — 130 км³. По отношению к общим ежегодно возобновляемым ресурсам стока рек СССР общее водопотребление составляет лишь около 6 %, а безвозвратное — 2,6 % [63].

Исходя из перспективного плана развития народного хозяйства СССР можно ожидать, что количество потребляемой воды к 2000 г. удвоится. Но и тогда безвозвратное водопотребление

составит только около 5 % общей величины возобновляемых ресурсов речных вод [277].

Таким образом, водные ресурсы СССР в целом вполне достаточны для обеспечения населения страны водой как в настоящее время, так и в ближайшем будущем при условии их рационального использования, включающего для ряда районов проведение водохозяйственных мероприятий по регулированию стока водохранилищами и по переброске стока с целью устранения естественной неравномерности распределения стока во времени и по территории.

15. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О МИРОВОМ ВОДНОМ БАЛАНСЕ И ВОДНЫХ РЕСУРСАХ ЗЕМЛИ

15.1. Общие представления о гидросфере и влагообороте

В результате длительного изучения природных вод широким кругом наук, прежде всего такими, как физическая география, океанография, гидрология, климатология, гидрогеология, геофизика, геохимия, физика и химия, составились определенные представления о количестве и состоянии воды в различных природных объектах, о ее круговороте, происхождении и балансе на отдельных территориях и акваториях и на земном шаре в целом, о структуре и физико-химических свойствах воды.

В настоящее время преобладающей является концепция единства вод земного шара. Это единство определяется тем, что воды всех частей гидросферы вещественно, т. е. по молекулярному составу, одинаковы, лишь незначительно различаясь по изотопному составу; образуют единую водную оболочку земного шара, хотя и с весьма неравномерным распределением массы воды в ее частях; происходят из единого источника — магмы земных недр и, наконец, находятся в непрерывных многочисленных круговоротах, физических и химических взаимодействиях со средой.

Несмотря на значительные успехи, достигнутые в изучении природных вод, многие вопросы до настоящего времени не решены полностью и являются дискуссионными. К их числу относятся, например, вопросы о генезисе воды на земном шаре, о процессе ее накопления и балансе в ходе геологического времени, о достоверном количестве пресных вод, находящихся в литосфере, и т. д.

Существуют различные определения самого понятия гидросферы, ее верхней и нижней границ. Анализируя определения понятия гидросферы, предложенные разными исследователями, И. А. Федосеев [308] делает вывод, что под гидросферой в широком смысле слова следует понимать «сплошную оболочку земного шара, простирающуюся вниз до верхней мантии, где в условиях высоких температур и давления наряду с разложением молекул воды непрерывно происходит их синтез, а вверх — примерно до высоты тропопаузы, выше которой молекулы воды подвергаются фотодиссоциации». В то же время Федосеев считает правомерным употребление термина «гидросфера» и в более узком смысле, данном Г. П. Калининым, М. И. Львовичем и А. И. Чеботаревым, включающими в гидросферу лишь подземные воды

верхнего этажа земной коры, т. е. капельно-жидкую воду, способную к перемещению в горных породах.

По мере дифференциации и обособления геосфер Земли на протяжении ее геологической истории изменялись и усложнялись процессы влагообмена между отдельными геосферами Земли, носящие название частных влагооборотов (между атмосферой и литосферой, между атмосферой и биосферой и т. д.). А. М. Алпатьевым [7] выделены в геологическом аспекте следующие четыре типа влагооборота:

1) геокосмический, характеризующий влагообмен между Землей и космосом (поступление воды и составляющих ее элементов из межпланетного пространства на Землю вместе с метеоритной и космической пылью, и обратно — из сферы притяжения Земли в космос путем диссипации водорода или частичного ухода атомов в зодиакальное облако);

2) атмосферно-океанический, становление и развитие которого началось задолго до образования суши на земном шаре;

3) атмосферно-континентально-океанический, развитие которого началось с появлением и становлением на Земле материков;

4) атмосферно-литосферно-биологический (или атмосферно-почвенно-биологический), появление которого связано с зарождением жизни на Земле, с развитием биосферы.

Интенсивность влагооборота в разные геологические периоды не оставалась постоянной. Это в основном определялось соотношением масс воды в свободном жидком (в Мировом океане, реках, озерах) и парообразном состоянии (в атмосфере) — с одной стороны; в связанном (часть подземных вод) и в твердом состояниях (воды ледников и «вечных» снегов и т. д.), ограничивающим их активное участие в общем влагообороте,— с другой. На соотношение площади океана и суши, а следовательно, и на интенсивность общего влагооборота влияет изменение массы воды в свободном состоянии, а также океанические течения. Могучим регулятором интенсивности общего влагооборота является биосфера. Оказывают на нее влияние также изменения массы зоосферы и численности населения [7, 32].

Чрезвычайно важное свойство влагооборота заключается в том, что он, взаимодействуя с литосферой, атмосферой и биосферой, связывает воедино все части гидросферы: океан, реки, почвенную влагу, подземные воды, атмосферную воду [100].

Исследование процессов и явлений, определяющих развитие влагооборота в природе, тесным образом связано с задачами и нуждами хозяйственной деятельности человека. Эта органическая связь вытекает из преобразования человечеством природы, в результате чего образуется географическая среда, отличная от естественного ее состояния. Понимание существа тенденций развития влагооборота на Земле под влиянием естественных природных факторов и хозяйственной деятельности человечества представляет большой научный и практический интерес.

Вопрос о происхождении воды и образовании гидросферы неразрывно связан с более общей проблемой естествознания — проблемой происхождения самой Земли и нашей солнечной системы [308]. Большинство исследователей разделяют мнение В. И. Вернадского, что основная масса воды на Земле образовалась на ранней стадии развития планеты и что с самых древних геологических отложений, с архейской эры, не только в общем состав и формы нахождения воды должны быть аналогичны современным, но и ее количество должно было быть тем же или близким. Доказывая неизменность количества воды в биосфере в течение этого времени, Вернадский замечал, что речь идет о неизменности средней величины, о динамическом равновесии, при котором возможны колебания в ту или другую сторону. Аналогичного мнения придерживаются В. Д. Быков и Г. П. Калинин [36], которые считают, что общий баланс свободной воды на Земле в пределах не только исторической эпохи, но начиная с архейской эры можно считать постоянным.

15.2. Мировой водный баланс

15.2.1. Краткие сведения о развитии исследований по количественной оценке элементов мирового водного баланса

Первые попытки определения составляющих мирового водного баланса были предприняты во второй половине XIX в. Первые подсчеты годового стока рек были выполнены Риччиоли и Бюффоном и дали весьма преувеличенные результаты [308]. Ранее 1867 г. К. Джонстон также оценил сток рек земного шара исходя из количества осадков, выпадающих на суше, и принятого им определенного значения коэффициента стока.

Во второй половине XIX в. были выполнены первые оценки значений осадков для земного шара. По расчетам А. Гумбольдта, высота слоя дождевых осадков в течение года под экватором составляет 2440 мм, на широте 45° — 740 мм, а на широте 60° — только 430 мм. Э. Ленц, приняв в качестве средней для всего земного шара высоту слоя дождя, выпадающего в Петербурге за год (457 мм), нашел, что годовое количество осадков на Земле равняется 238 тыс. км^3. В его книге «Физическая география» 1851 г. издания впервые в русской литературе появляется «Карта для показания распределения дождя по земной поверхности», на которой более влажные области имеют более темный цвет (без обозначения значений осадков). В 1882—1883 гг. американский метеоролог Э. Лумис впервые составил карту осадков для всей суши, по которой Дж. Муррей подсчитал в 1887 г. среднее значение годовых осадков. Карта с показанием количества осадков (дождя и снега) на суше по пяти градациям и с выделением 14 областей, различающихся распределением осадков по временам

года, дана в 1884 г. А. И. Воейковым в книге «Климаты земного шара, в особенности России». Распределение осадков на океанах в первом приближении было представлено на карте, составленной А. Зупаном и опубликованной в 1898 г. в «Petermanns Mitteilungen».

Сведения об испарении с континентов и океана к концу XIX в. были еще более ограниченными, чем сведения о стоке и осадках, что объясняется большой трудностью измерения его, особенно на море.

Несмотря на указанную ограниченность гидрометеорологических данных, накопленных к концу XIX в.—началу XX в., именно в это время появляется серьезная обобщающая работа Э. Брикнера «Баланс круговорота воды на Земле», опубликованная в 1905 г. в русском журнале «Почвоведение». В ней впервые была предложена схема круговорота воды на земном шаре (в виде уравнений для среднего года) и даны количественные значения элементов водного баланса в целом для земного шара, для Мирового океана, всей суши, а также для ее периферической и внутренней («бессточной») частей.

Ниже кратко остановимся на важнейших после работы Э. Брикнера исследованиях элементов мирового водного баланса.

В 1909 г. В. Мейнардус в работе «О круговороте воды» определил повторяемость и продолжительность круговорота, в 1920 г. метеоролог Г. Вюст дал картину распределения осадков на всем земном шаре и произвел сопоставление их с испарением по отдельным широтным зонам каждого из полушарий, в 1930 г. английские метеорологи К. Брукс и Т. Хент опубликовали наиболее полную сводку имевшихся к тому времени сведений об осадках на суше и Мировом океане, в 1933 г. осадкам на Индийском и Тихом океанах посвятил работу немецкий гидролог С. Шотт. Все упомянутые работы явились основанием для обобщающего исследования по водному балансу Земли В. Мейнардуса «Eine neue Niederschlagskarte der Erde» (1934 г.).

Мировой водный баланс обстоятельно рассмотрен в 1945 г. в монографии М. И. Львовича «Элементы режима рек земного шара» [173]. Для определения стока Львович построил мировую (за исключением Антарктиды и мелких океанических островов) «Схематическую карту распределения годового стока» в масштабе 1 : 75 000 000.

Для не изученной в отношении стока части суши им были рассчитаны (по данным об осадках в 700 пунктах) значения «климатического» стока по графикам Вундта (1937 г.), выражающим зависимость стока от осадков. Средний годовой слой осадков был определен Львовичем для суши по опубликованной в 1939 г. в 1 томе «Большого советского атласа мира» карте осадков, составленной О. А. Дроздовым; для Мирового океана осадки были приняты им по Мейнардусу.

В работах советских ученых А. А. Григорьева и М. И. Будыко [82 и др.] обстоятельному анализу подверглась проблема

связи балансов тепла и влаги. Используя созданные в ГГО мировые карты составляющих теплового баланса, Будыко в 1956 г. дал оценку испарения, а следовательно, и осадков для всего земного шара. В статье Л. И. Зубенок «Водный баланс континентов и океанов» (1956 г.) приведена мировая карта испарения, составленная по данным об испарении, рассчитанном по методике Будыко с использованием мировой карты осадков Дроздова (Морской атлас, 1953 г.). В «Физико-географическом атласе мира» 1964 г. приведена мировая карта испарения, разработанная в ГГО Л. И. Зубенок и Л. А. Строкиной. Позже карты испарения с суши составлены Зубенок [114].

Обстоятельные разработки проблемы мирового водного баланса выполнены в последние десятилетия в Институте географии АН СССР коллективом ученых под руководством Львовича [173, 174, 177].

15.2.2. Современные данные о мировом водном балансе

К итоговой конференции по Международному гидрологическому десятилетию, проведенной в сентябре 1974 г. в Париже, Междуведомственный комитет СССР по МГД выпустил в 1974 г. фундаментальную монографию «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» [211], составленную коллективами ученых ГГИ, ГГО, ААНИИ Госкомгидромета и Института водных проблем АН СССР под общим руководством В. И. Корзуна и А. А. Соколова. Эта монография основана на результатах многолетних наблюдений, проведенных гидрологическими и метеорологическими станциями многих стран. В ней были использованы новые данные по странам и районам, прежде слабо или совсем не изученным в гидрологическом отношении, и более полные материалы наблюдений на сети гидрологических и метеорологических станций и постов более изученных в гидрологическом отношении стран.

Во всех предыдущих исследованиях мирового водного баланса не учитывался факт существенного недоучета осадков большинством измерительных приборов из-за ветрового выдувания (в арктических и антарктических районах при сильных ветрах, наоборот, имеет место надувание в приборы так называемых ложных осадков), смачивания осадкомерного сосуда и испарения из него части собранных осадков за период от момента выпадения их до момента (срока) измерения. Как показали исследования в СССР и ряде других стран, введение этих поправок существенно меняет представление о водном балансе.

В монографии [211] при обобщении данных об осадках в общей сложности использованы материалы наблюдений более чем по 50 000 метеостанций и постов. При этом в показания приборов (в разных странах разных конструкций) были введены указанные выше поправки, что является одним из существенных преимуществ данного обобщения в сравнении с предыдущими.

Другим достоинством работы [211] является использование наиболее полной информации о стоке. В общей сложности были использованы данные наблюдений более чем по 18 000 пунктам измерений. Для районов, слабо изученных в гидрологическом отношении, был использован способ косвенной его оценки по зависимости коэффициента стока от индекса сухости. При определении суммарного притока в Мировой океан поверхностных вод в работе [211] учтено, что во многих случаях на участках между устьем реки и замыкающим створом с наибольшим значением стока для данной реки (например, реки Инд, Шатт-эль-Араб, Хуанхэ, Нил и др.) происходят большие естественные и антропогенные потери стока на испарение, которые относить к притоку в океан нет оснований. В работе [211], в отличие от большинства предшествующих обобщений, при расчетах мирового водного баланса сделано четкое разграничение смешивавшихся прежде многими исследователями понятий «речной сток» и «приток в Мировой океан».

На основании специальных проработок были оценены значения стока подземных вод в океан.

При определении испарения с поверхности суши в качестве основного метода расчета в работе [211] использована схема расчета М. И. Будыко [30], т. е. его уравнение связи элементов водного и теплового балансов. Применимость метода Будыко в различных физико-географических условиях была проверена, особенно для тропической и экваториальной зон, для которых потребовалось ее некоторое уточнение.

Результаты расчета среднего годового водного баланса всего земного шара, отдельных континентов и величайших рек мира, опубликованные [211], приводятся в табл. 49—51. Эти данные, в частности, показывают, что в среднем за год с поверхности земного шара испаряется и возвращается обратно в виде осадков слой воды 1130 мм (см. табл. 49). Слой осадков на Мировой океан (1270 мм) превышает таковой на поверхность суши (800 мм), а слой испарения с океана (1400 мм) — аналогичную величину со всей суши (485 мм). Слои осадков и испарения для периферийной части суши (соответственно 924 и 529 мм) существенно выше таковых для областей внутреннего стока (300 мм).

Из континентов более всего атмосферных осадков выпадает в Южной Америке (1600 мм); здесь же более всего речной воды (660 мм), что примерно в 2 раза больше, чем в среднем для всей суши. Еще более богаты речной водой крупные острова Океании (Новая Зеландия, Новая Гвинея, Тасмания и др.), где слой осадков достигает в среднем 2700 мм, а слой стока 1560 мм.

Меньше всего пресной воды в Австралии: слой осадков составляет здесь 456 мм, а слой стока — лишь 40 мм. Небогата ресурсами речного стока также Африка (средний слой стока здесь равен 151 мм), что в значительной степени объясняется наличием обширных пустынь — Сахары, Калахари и др.

Таблица 49

Средний годовой водный баланс земного шара

Поверхность	Площадь, млн. км²	Объем, км³			Слой, мм		
		осадки	сток	испарение	осадки	сток	испарение
Земной шар	510	577 000	—	577 000	1130	—	1130
Мировой океан	361	458 000	47 000	505 000	1270	130	1400
Суша	149	119 000	47 000	72 000	800	315	485
В том числе:							
Область стока в океан	119	110 000	47 000	63 000	924	395	529
Область внутреннего стока	30	9 000	—	9 000	300	—	300

Примечание. Слой стока (оттока) с суши в океан отнесен ко всей площади суши, а сток (приток) речных вод в океан с суши — ко всей площади океана.

Таблица 50

Средний годовой водный баланс суши по континентам вместе с островами и областями внутреннего стока (округленные величины с увязкой баланса)

Континент	Площадь, тыс. км²	Объем, км³			Слой, мм			Коэффициент стока
		осадки	сток	испарение	осадки	сток	испарение	
Европа	10 500	8 290	3 210	5 080	789	306	489	0,39
Азия	43 475	32 240	14 410	17 830	742	332	410	0,45
Африка	30 120	22 350	4 570	17 780	742	151	591	0,20
Северная Америка	24 200	18 300	8 200	10 100	756	339	417	0,45
Южная Америка	17 800	28 400	11 760	16 640	1600	660	940	0,41
Австралия	7 615	3 470	300	3 170	456	40	415	0,09
Океания	1 335	3 610	2 090	1 520	2700	1560	1140	0,58
Антарктида	31 980	2 310	(2 310)	0	165	(165)	0	(1,00)
Вся суша	149 000	119 000	47 000	72 000	800	315	485	0,40
Суша без Антарктиды и островов Арктики	135 000	116 000	44 000	72 000	859	326	533	0,38

Таблица 51

Средний многолетний годовой водный баланс бассейнов величайших рек мира по континентам (без рек СССР)

Река	Площадь бассейна, тыс. км²	Элементы водного баланса						
		слой, мм						
		осадки P	сток			испарение		
			в устье Q	суммарный $\sum Q$	потери $\Delta Q=\sum Q-Q$	по водному балансу		по уравнению связи М. И. Будыко, $E_Б$
						современному $E'=P-Q$	естественному $E=P-\sum Q$	
Европа								
Дунай	817	863	246	262	16	617	601	597
Рейн	224	1100	408	453	43	692	647	580
Висла	198	735	166	164	—2	569	571	560
Эльба	148	800	178	195	17	622	605	560
Луара	120	940	232	318	87	708	622	580
Одер	112	726	151	148	—3	575	578	555
Рона	99,0	1220	556	564	8	664	656	650
Дуэро	95,0	830	215	368	153	615	462	495
Азия								
Янцзы	1800	1100	550	569÷580	19÷30	550	531÷520	605
Система Ганга, Брахмапутры и Мегхны	1730	1465	710	810	100	755	655	651
Инд	960	568	98	230	132	470	338	425
Меконг	810	1570	630	636÷655	6÷25	940	934÷915	838

Шатт-эль-Араб (Тигр, Евфрат, Карун)	750	382	61	147	86	321	235	318
Хуанхэ	745	458	72	89	17	386	369	370
Чжуцзян	437	1580	830	853÷876	23÷46	750	727÷704	800
Иравади	410	1970	1185	1209÷1234	24÷49	785	761÷736	761
Годавари	314	1110	350	390	40	760	720	688
				Африка				
Конго	3822	1550	370	382	12	1180	1168	1070
Нил	2870	730	25	70	45	705	660	620
Нигер	2090	798	130	153	153	668	645	588
Замбези	1330	990	80	115	35	910	875	870
Оранжевая	1020	367	15	27	12	352	340	352
Джуба (без р. Веби-Шебели)	750	410	23	38	15	387	372	375
				Северная Америка				
Миссисипи	3220	875	180	180	—	695	695	641
Маккензи	1800	480	194	194	—	286	286	284
Святого Лаврентия	1290	1036	340	340	—	696	696	625
Нельсон	1070	566	81	81	—	485	485	436
Юкон	852	508	243	243	—	265	265	234
				Южная Америка				
Амазонка	6915	2150	1000	1000	—	1150	1150	1060
Парана (с Уругваем)	2970	1240	244	244	—	996	996	902
Ориноко	1000	1990	914	914	—	1080	1080	963
Сан-Франсиску	600	1050	157	157	—	893	893	741
				Австралия				
Муррей	1057	517	9,90	22,3	12,4	507	495	450
Дарлинг	650	444	2,05	13,4	11,3	442	431	393
Фицрой	143	730	40	40	—	690	690	649

Река	Площадь бассейна, тыс. км²	Элементы водного баланса							
		объем, км³							
		осадки P	сток			испарение			
			в устье Q	суммарный $\sum Q$	потери $\Delta Q = \sum Q - Q$	по водному балансу		по уравнению М. И. Будыко $E_Б$	
						современному $E' = P - Q$	естественному $E = P - \sum Q$		
Европа									
Дунай	817	705	201	214	13	504	491	488	
Рейн	224	246	91,4	101	9,6	155	145	130	
Висла	198	146	32,9	32,5	—0,4	113	113	111	
Эльба	148	118	26,3	28,9	2,6	92	89	82,9	
Луара	120	113	27,8	38,2	10,4	85	75	69,6	
Одер	112	81,3	16,9	16,6	—0,3	64	65	62,2	
Рона	99,0	121	55,0	55,8	0,8	66	65	64,4	
Дуэро	95,0	78,8	20,4	35,0	14,6	58	44	47,0	
Азия									
Янцзы	1800	1980	995	1025÷1045	30÷50	985	955÷935	1090	
Система Ганга, Брахмапутры и Мегхны	1730	2530	1230	1400	170	1300	1130	1030	
Инд	960	538	94	220	126	444	318	408	
Меконг	810	1270	510	515÷530	5÷20	760	755÷740	680	
Шатт-эль-Араб (Тигр, Евфрат, Карун)	750	286	46	110	64	240	176	238	

Хуанхэ	745	340	54	66	12	286	274	275
Чжуцзян	437	690	363	373÷383	10÷20	327	317÷307	350
Иравади	410	810	486	496÷506	10÷20	324	314÷304	312
Годавари	314	348	110	122	12	238	226	216
Африка								
Конго	3822	5924	1414	1460	45,8	4510	4460	4090
Нил	2870	2095	71,3	202	129	2020	1890	1780
Нигер	2090	1667	270	320	48,3	1400	1350	1230
Замбези	1330	1317	106	153	46,5	1210	1160	1000
Оранжевая	1020	374	15,3	27,5	12,2	359	366	359
Джуба (без р. Веби-Шебели)	750	308	17,2	28,5	11,2	291	280	281
Северная Америка								
Миссисипи	3220	2820	580	580	—	2240	2240	2060
Маккензи	1800	865	350	350	—	515	515	512
Святого Лаврентия	1290	1330	439	439	—	891	891	805
Нельсон	1070	606	86	86	—	520	520	466
Юкон	852	433	207	207	—	226	226	199
Южная Америка								
Амазонка	6915	14 900	6930	6930	—	7970	7970	7330
Парана (с Уругваем)	2970	3 700	725	725	—	2975	2975	2680
Ориноко	1000	1 990	914	914	—	1080	1080	963
Сан-Франсиску	600	630	94	94	—	536	536	445
Австралия								
Муррей	1057	546	10,5	23,6	13,1	536	522	475
Дарлинг	650	289	1,33	8,71	7,38	288	280	255
Фицрой	143	104	5,72	5,72	—	98,3	98,3	92,8

Река	Площадь бассейна, тыс. км²	Навязка водного баланса			Коэффициент стока	
		абсолютная		относительная		
		$\eta = P - \sum Q - E_Б = E - E_Б$				
		мм	км³	$\eta\,\% = \frac{\eta}{P}\,100$	бытового современного (до устья) $\alpha' = \frac{Q}{P}$	естественного (суммарного) $\alpha = \frac{\sum Q}{P}$
Европа						
Дунай	817	4	3,3	0,5	0,28	0,30
Рейн	224	67	15,0	6,1	0,37	0,41
Висла	198	11	2,2	1,5	0,23	0,22
Эльба	148	45	6,7	5,6	0,22	0,24
Луара	120	42	5,0	4,5	0,25	0,34
Одер	112	23	2,6	3,2	0,21	0,20
Рона	99,0	6	0,6	0,5	0,46	0,46
Дуэро	95,0	—33	—3,1	—4,0	0,26	0,44
Азия						
Янцзы	1800	—74÷—85	—133÷—153	—6,7÷—7,7	0,50	0,52÷0,53
Система Ганга, Брахмапутры и Мегхны	1730	4	6,9	0,3	0,48	0,55
Инд	960	—87	83,5	—15,3	0,17	0,41
Меконг	810	96÷77	77,8÷62,4	6,1÷4,9	0,40	0,41÷0,42
Шатт-эль-Араб (Тигр, Евфрат, Карун)	750	—83	—62,2	—21,7	0,16	0,39

Хуанхэ	745	—1	—0,7	—0,2	0,16	0,19
Чжуцзян	437	—73÷ —96	—31,9÷ —71,5	—4,6÷ —6,1	0,53	0,54÷0,55
Иравади	410	0÷ —25	0÷ —10,2	0÷ —1,3	0,60	0,61÷0,63
Годавари	314	32	10,0	2,9	0,32	0,35
Африка						
Конго	3822	98	375	6,3	0,24	0,25
Нил	2870	40	115	5,5	0,03	0,10
Нигер	2090	57	119	7,1	0,16	0,19
Замбези	1330	5	6,6	0,5	0,08	0,12
Оранжевая	1020	—12	—12,2	—3,3	0,04	0,07
Джуба (без р. Веби-Шебели)	750	—3	—2,2	—0,7	0,06	0,09
Северная Америка						
Миссисипи	3220	54	174	6,2	0,21	0,21
Маккензи	1800	2	3,6	0,4	0,40	0,40
Святого Лаврентия	1290	71	91,6	6,9	0,33	0,33
Нельсон	1070	49	52,4	8,7	0,14	0,14
Юкон	852	31	26,4	6,1	0,48	0,48
Южная Америка						
Амазонка	6915	90	622	4,2	0,47	0,47
Парана (с Уругваем)	2970	94	279	7,6	0,20	0,20
Ориноко	1000	113	113	5,7	0,46	0,46
Сан-Франсиску	600	152	91,2	14,5	0,15	0,15
Австралия						
Муррей	1057	45	47,6	8,7	0,02	0,04
Дарлинг	650	38	24,7	8,6	0,01	0,03
Фицрой	143	41	5,9	5,6	0,05	0,05

15.2.3. Закономерности пространственного распределения зональных значений элементов и структуры водного баланса

Круговорот воды тесно связан с преобразованием солнечной радиации, которая является единственным существенным источником энергии для физических процессов, развивающихся в географической оболочке Земли. Круговорот воды, с одной стороны, существенно зависит от природных энергетических ресурсов, с другой стороны, сам оказывает большое влияние на энергетический баланс атмосферы и земной поверхности. На круговорот воды большое влияние оказывает циркуляция в гидросфере (особенно теплые и холодные морские течения) и атмосфере. Главная роль атмосферной циркуляции в водном балансе земного шара — это формирование осадков и переноса тепла и влаги. Воздушные течения, создаваемые общей циркуляцией, перемешивают водяной пар, формирующийся над океаном и сушей, упорядочивают поверхностные течения в океане и усиливают испарение. Согласно исследованиям Б. П. Алисова [4], режим осадков и переноса влаги имеет определенные характерные черты распределения по широтным зонам (экваториальной зоне, субтропическим, умеренных широт и полярным зонам обоих полушарий).

Многообразие природных ландшафтов на Земле в основном является следствием изменяющихся от полюсов к экватору условий теплообеспеченности и увлажнения, зависящих от географического положения территории, общей циркуляции атмосферы и ряда других факторов. Принятое деление земного шара на географические пояса: экваториальный, субэкваториальный, тропический, субтропический, умеренный, субарктический и арктический (в южном полушарии соответственно субантарктический и антарктический), а внутри поясов — на географические зоны — основывается главным образом на распределении тепла и влаги.

Исследованию показателей соотношения тепла и влаги, являющихся основными ландшафтообразующими факторами, посвящено немало работ. Основополагающими из них являются исследования А. А. Григорьева и М. И. Будыко [32, 82, 83]. В них выявлена связь географической зональности с радиационным балансом земной поверхности и радиационным индексом сухости.

Составленные новые карты осадков, стока и испарения [15] позволили Н. М. Алюшинской оценить водный баланс для различных природных зон разных географических поясов (для равнинной и низкогорной частей суши). При этом границы зон ею приняты по карте [309].

Зональные значения осадков — основной приходной части водного баланса — меняются в широких пределах от 50—100 мм (пустыни разных географических поясов) до 2000—2500 мм в год и более (зоны постоянно влажных субэкваториальных и экваториальных лесов). Структура водного баланса, характеризуемая долей осадков, расходующихся на сток (коэффициент стока),

весьма сильно меняется в разных природных зонах (от значений менее 0,01 до единицы). В жарких пустынях тропического и умеренного поясов почти все осадки испаряются. В холодных пустынях Антарктиды и арктических островов они практически расходуются только на сток (в суммарной его величине велика доля стока льда, поступающего в океан в виде айсбергов). Весьма значителен удельный вес стока в водном балансе зоны тундры и зоны постоянно влажных вечнозеленых лесов.

Несмотря на большую изменчивость коэффициента стока в структуре водного баланса природных зон Земли существуют определенные закономерности. Так, в пределах одного и того же географического пояса по мере перехода от менее увлажненных к более увлажненным природным зонам, как правило, коэффициент стока возрастает, а коэффициент испарения, наоборот, уменьшается. Это наиболее отчетливо проявляется в субтропических, тропических, субэкваториальных и экваториальном поясах, где при больших тепловых ресурсах (испаряемость E_0 превышает 1000 мм в год) коэффициенты стока полностью зависят от условий увлажнения. Во внетропических поясах коэффициенты стока, а следовательно, и структура водного баланса определяются условиями увлажнения и теплообеспеченности. По мере приближения к приполярным областям роль последнего фактора усиливается. В арктических и антарктических поясах коэффициент стока, близкий к единице, является следствием очень малых значений радиационного баланса (испаряемость $E_0 \to 0$).

Другая закономерность заключается в значительном сходстве структуры водного баланса (при разных абсолютных значениях его составляющих) для однотипных природных зон различных географических поясов. Так, для зоны степей умеренного пояса, зоны сухих саванн субтропического, тропического и субэкваториальных поясов характерны коэффициенты стока преимущественно в пределах 0,05—0,15, для зон постоянно влажных лесов всех географических поясов — порядка 0,40—0,55. Исключение из этой закономерности представляет тундра, где коэффициент стока примерно такой же (0,50—0,60), как и в зонах постоянно влажных лесов. Лимитирующим фактором для развития лесной растительности в тундровой зоне является недостаток тепла (низкие значения радиационного баланса).

В арктическом и антарктическом поясах Земли в связи с крайне неблагоприятным тепловым режимом господствует холодная пустыня (на Антарктиде и большинстве арктических островов, расположенных в высоких широтах — ледяная пустыня). Испаряемость в этой зоне близка к нулю при осадках, составляющих на Антарктиде в среднем около 200 мм и на арктических островах — примерно 300 мм в год. Индекс сухости E_0/P здесь также практически равен нулю. Наоборот, наибольший для Земли индекс сухости E_0/P, превышающий 10—20, характерен для субтропических и тропических пустынь, где испаряемость E_0 достигает 1800—2200 мм в год, а осадки очень малы ($<$200 мм, а местами

30—50 мм). В зонах тундры и лесотундры (в южном полушарии эти зоны отсутствуют), являющихся переходными от арктической пустыни к лесной зоне, и в зонах степей, саванн и прерий (переходных от пустынь внетропических и тропических поясов к лесным ландшафтам) значения осадков соизмеримы, а испаряемость различается в среднем в 5 раз. Весьма разнообразным сочетанием тепла и влаги характеризуются лесные ландшафты Земли.

Несмотря на это многообразие существует четкая обратная (криволинейная) связь между зональными значениями коэффициента стока Q/P и индекса сухости E_0/P [211]. Таким образом, осадки и испаряемость, по существу, определяют не только тип ландшафта, но и структуру его водного баланса.

15.3. Водные ресурсы Земли

15.3.1. Краткие сведения о развитии представлений о количестве воды на земном шаре

Развитие представлений о количестве воды на земном шаре происходило в связи с формированием и развитием общегеографических знаний, топографических, гидрографических, гидрометеорологических и других исследований. Они имеют длительную историю. Впервые близкий к действительному объем воды в Мировом океане — 1284 млн. км^3 — вычислил в 1879 г. немецкий океанограф О. Крюммель [308].

Длительную историю имеет изучение подземных вод. Интерес к их количеству проявил еще Б. Варений, затем, 200 лет спустя,— Ж. Бюффон, который писал, что «количество подземных вод... весьма невелико». Первые оценки количества подземных вод относятся ко второй половине XIX — началу XX вв. (А. Делес в 1861 г., Ч. Слихтер в 1902 г. и т. д.). В последующем разными исследователями оценивались количества воды в земной коре в целом, отдельно в осадочных и кристаллических породах; количества гравитационных вод осадочной толщи суши и т. д. Полученные ими значительно различающиеся оценки количества подземных вод, особенно пресных, свидетельствуют о недостаточной надежности материалов, положенных в их основу.

Определение объема воды, одновременно содержащейся в руслах рек, в озерах и болотах — задача, несомненно, более трудная, чем определение объема океанических вод. Немецкий гидролог В. Хальбфасс в 1913—1914 гг. произвел оценку объема воды в реках, озерах и болотах, в 1933 г. Э. Коссина подсчитал общий объем речной и озерной пресной воды. Однако надежные данные о морфометрических характеристиках рек, озер и болот были получены лишь в последние десятилетия благодаря достижениям геодезии, аэрофотосъемки и космической съемки Земли. Величину единовременного объема воды в реках мира в 1945 г. дал

М. И. Львович [173], затем оценил американский гидролог Р. Нейс (1964 г.) и советский гидролог Г. П. Калинин (1968 г.).

Оценки объема воды в озерах производили Хальбфасс (1934 г.), А. Полдерварт (1955 г.), Р. Нейс (1964 г.), Г. П. Калинин (1968 г.). В результате этих исследований было выяснено, что количество речной воды не только не преобладает над количеством пресной воды в озерах, как полагал В. И. Вернадский, а, наоборот, составляет лишь незначительную ее часть.

Данные о количестве воды, содержащейся в ледниках, получены в результате более чем столетнего их изучения. Впервые такую оценку произвел А. Пенк (до 1892 г.), затем В. Хальбфасс (1913 г.), а в последние десятилетия — А. Кайё (1959 г.), А. Флит, А. Бауэр (до 1963 г.), К. К. Марков и И. А. Суетова (1964 г.), П. А. Шумский и А. Н. Кренке (1964 г.) и др. [142].

Первый подсчет суммарного количества влаги (водяных паров) в атмосфере произвел в 1909 г. немецкий метеоролог В. Мейнардус, затем американский метеоролог В. Хэмфрейс (1940 г.), советские ученые О. А. Дроздов и А. С. Григорьева (1963 г.).

Производились также определения объема почвенной влаги (американец Нейс, советские ученые), а также массы воды в живых организмах (В. И. Вернадский, А. М. Алпатьев, Х. Пенман).

Таким образом, к настоящему времени дана оценка количества всех видов воды на земном шаре: в литосфере (в связанном виде в составе минералов земной коры и внутреннего ядра планеты и в свободном состоянии — подземные воды верхних слоев литосферы и почвенная влага), в океанах и морях, в водных объектах суши — реках, озерах, болотах, ледниковых и снежных покровах полярных стран и горных районов, в сезонном снежном покрове, в биосфере (в живых организмах и растительном покрове) и в атмосфере (в виде водяного пара, капель воды и кристаллов льда).

15.3.2. Современные данные о запасах воды на земном шаре и возобновляемых водных ресурсах

Наиболее полные и современные данные о мировых запасах воды приведены в монографии [211], сводная таблица из которой (по К. П. Воскресенскому) воспроизводится в табл. 52. Из этих данных следует, что общее количество воды на земном шаре составляет 1386 млн. км^3, из них только 35 млн. км^3, или 2,5 %, приходится на долю пресных, все остальное (97,5 %) — соленые воды Мирового океана, минерализованные подземные и воды соленых озер. Без предварительной обработки, уменьшающей их жесткость, все осолоненные воды непригодны не только для питья, но даже для технических нужд.

Подавляющая часть пресной воды на Земле находится в труднодоступном для использования состоянии: 68,7 % пресных вод заключено в ледниковых покровах полярных стран и в горных ледниках, 30,1 % — в пресных подземных водах и т. д. (см.

Таблица 52

Запасы воды на земном шаре

Вид воды	Площадь распространения, км²	Объем, км³	Слой, м	Доля, %	
				от общих запасов воды на земном шаре	от запасов пресных вод
Воды Мирового океана	361 300 000	1 338 000 000	3700	96,53	—
Подземные воды (гравитационные и капиллярные)	134 800 000	23 400 000 *	174	1,69	—
В том числе:					
минерализованные	134 800 000	12 870 000	96	0,93	—
преимущественно пресные	134 800 000	10 530 000	78	0,76	30,060
Почвенная влага	82 000 000	16 500	0,2	0,001	0,047
Воды в ледниках и постоянно залегающем снежном покрове	16 227 500	24 064 100	1463	1,739	68,697
В том числе:					
в Антарктиде	13 980 000	21 600 000	1546	1,56	61,663
в Гренландии	1 802 400	2 340 000	1298	0,17	6,680
на Арктических островах	226 100	83 500	369	0,006	0,238

в горных районах	224 000	40 600	181	0,003	0,116
Подземные льды зоны многолетнемерзлых пород	21 000 000	300 000	14	0,022	0,857
Воды в озерах	2 058 700	176 400	85,7	0,013	—
В том числе:					
в пресных	1 236 400	91 000	73,6	0,007	0,260
в соленых	822 300	85 400	103,8	0,006	—
Воды болот	2 682 600	11 470	4,28	0,0008	0,033
Воды в руслах рек	148 800 000	2 120	0,014	0,0002	0,006
Биологическая вода	510 000 000	1 120	0,002	0,0001	0,003
Вода в атмосфере	510 000 000	12 900	0,025	0,001	0,037
Общие запасы воды на земном шаре	510 000 000	1 385 984 610	2718	100	—
В том числе:					
пресные воды	148 800 000	35 029 210	235	2,53	100

* Не включая запасы подземных вод в Антарктиде, ориентировочно оцениваемых 2 млн. км³, в том числе преимущественно пресных около 1 млн. км³.

табл. 52). В руслах всех рек содержится одновременно 0,006 % пресных вод, или лишь около 2/1 000 000 частей общих запасов воды.

Различные виды воды в процессе их перемещения взаимосвязаны. Из-за разной скорости переноса отдельных видов воды различно и время их расходования и возобновления [211]. Оно колеблется в широких пределах — от нескольких часов (биологическая вода) до нескольких тысячелетий (ледники) и даже десятков тысячелетий (подземные воды), (табл. 53).

Таблица 53

Периоды возобновления запасов воды на Земле

Виды воды	Период возобновления
Воды Мирового океана	2500 лет
Подземные воды	1400 лет
Почвенная влага	1 год
Полярные ледники и постоянно залегающий снежный покров	9700 лет
Воды в ледниках горных районов	1600 лет
Подземные льды зоны многолетней мерзлоты	10000 лет
Воды в озерах	17 лет
Воды болот	5 лет
Вода в руслах рек	16 сут
Биологическая вода	Несколько часов
Атмосферная влага	8 сут

Из пресных вод наиболее замедлен обмен запасов ее, аккумулированных в ледниках горных районов и полярных стран. Активность водообмена подземных вод увеличивается к поверхности Земли: наиболее быстро обмениваются пресные воды верхних горизонтов (не глубже 200 м от поверхности), наиболее медленно возобновляются солоноватые воды глубоких горизонтов, переходящие еще глубже в соленые воды и рассолы, которые часто имеют застойный характер.

Периоды возобновления водных запасов озер колеблются в больших пределах: от одного года для малых водоемов засушливых областей до нескольких сотен лет для наиболее крупных озер. Так, например, полное возобновление водных запасов величайшего пресного водоема мира оз. Байкал происходит в течение 380 лет. Воды, аккумулированные в озерах, в среднем полностью возобновляются в течение 17 лет. Ежегодно возобновляемые озерные воды составляют не более 1—2 % объема озер.

Воды болот, расходующиеся главным образом на испарение и в меньшей степени на сток путем фильтрации в русла рек, возобновляются в среднем за 5 лет.

Запасы почвенной влаги имеют приблизительно годичный цикл накопления и расходования. В основном почвенные воды затра-

чиваются на испарение (включая транспирацию) и частично на сток в русла рек.

Единовременные запасы воды в руслах рек мира в среднем полностью возобновляются в течение 16 сут. Для отдельных континентов периоды восстановления речных вод составляют от 9 до 16 сут.

Важнейшей особенностью запасов речных вод среди других видов вод является их ежегодное возобновление в процессе водообмена между сушей и океаном, где загрязненные на суше воды проходят физическую и биологическую очистку. Эта замечательная способность речных вод к самовозобновлению и самоочищению в процессе круговорота является причиной того, что речной сток является и, вероятно, еще долгое время будет служить основным источником для удовлетворения многообразных потребностей в воде человеческого общества [277]. Широкое хозяйственное использование находят также пресные подземные воды. Однако следует иметь в виду, что изъятие на хозяйственные нужды подземных (грунтовых) вод верхних водоносных горизонтов, дренируемых речной сетью, по-существу равнозначно использованию части общего речного стока (подземной его составляющей).

Обеспеченность водами речного стока одного жителя разных континентов весьма различна (табл. 54) и зависит как от естест-

Таблица 54

Возобновляемые водные ресурсы мира

Континент (с островами)	Площадь, тыс. км²	Население, млн. чел. (по данным на 1971 г.)	Речной сток			Водообеспеченность речным стоком 1 человека, тыс. м³/год
			км³/год	мм/год	доля от общего стока Земли, %	
Европа	10 500	654	3 210	306	7	4,9
Азия	43 475	2161	14 410	332	31	6,7
Африка	30 120	290	4 570	151	10	15,8
Северная Америка	24 200	327	8 200	339	17	25,1
Южная Америка	17 800	185	11 760	661	25	63,6
Австралия (с о. Тасмания)	7 633	12,7	343	45,3	1	27,4
Океания	1 267	7,1	2 040	1610	4	287
Антарктида	13 980	Постоянного населения нет	2 310	165	5	—
Вся суша	149 000	3037	46 300	314	100	12,9

венной водоносности рек, так и от плотности населения. Наименее обеспечено этими водами население Европы (4,9 тыс. м³/год на 1 чел.), где проживает около 20 % населения земного шара, а ресурсы речного стока составляют всего 7 % мировых. Сравни-

тельно слабо обеспечены водой жители Азии (6,7 тыс. м^3/год на 1 чел.), особенно обширных районов Центральной Азии. Наиболее обеспечены речными водами жители Южной Америки (63,6 тыс. м^3/год на 1 чел.) и Океании (287 тыс. м^3/год на 1 чел.).

Расчеты показывают, что к 2000 г. с учетом возможного роста населения и развития производительных сил полное водопотребление может составить: в Европе — 23 %, в Азии — 22,7 %, в Африке — 8,3 %, в Северной Америке — 15,8 %, в Южной Америке — 2,6 %, в Австралии — 2,5 % среднего годового речного стока. В целом по всем континентам это составит около 13 % возобновляемых водных ресурсов [277]. Однако если учесть крайне неравномерное распределение речного стока во времени и пространстве и сопоставить водопотребление не со средним годовым стоком, а с реально возможной для использования его долей (не более 40 %), то приведенные цифры следует увеличить по крайней мере в 2—3 раза. Это означает, что в Европе и Азии, т. е. там, где проживает $^2/_3$ населения земного шара, потребность в воде к 2000 г. превысит 50 % реальных водных ресурсов. Таким образом, человечество должно предпринять неотложные меры, обеспечивающие рациональное использование и охрану от загрязнения ресурсов пресных вод и прежде всего ресурсов речного стока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянов С. Ф. Борьба с засолением орошаемых земель.— М.: Колос, 1973.— 288 с.

2. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 264 с.

3. Алексеев Г. А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 96 с.

4. Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран.— М.: Географгиз, 1950.— 345 с.

5. Алпатьев А. М. Влагооборот культурных растений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1954.— 248 с.

6. Алпатьев А. М., Перченок Ф. Ф. Суммарное испарение с поверхности снежного покрова на Европейской территории СССР.— Изв. ВГО, 1963, т. 95, № 6, с. 496—503.

7. Алпатьев А. М. Влагообороты в природе и их преобразования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 324 с.

8. Андреянов В. Г. Внутригодовое распределение речного стока. (Основные закономерности и их использование в гидрологических и водохозяйственных расчетах).— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 328 с.

9. Андреянов В. Г., Семенова Г. С. Восстановление естественных характеристик стока зарегулированных рек бассейна Верхней Волги.— Сборник работ Московской ГМО, 1963, вып. 2, с. 4—63.

10. Андреянов В. Г. О расчете доли осадков, испаряющихся непосредственно с поверхности почвы и растительности.— Труды ГГИ, 1977, вып. 241, с. 76—87.

11. Андреянов В. Г. Усовершенствование методики расчетов водного баланса речных водосборов на основе физико-математической модели.— Труды ГГИ, 1977, вып. 241, с. 56—75.

12. Арапов П. П. Прямые измерения испарения, таяния и теплопотоков на ледниках.— В кн.: Материалы гляциол. исследований. Хроника. Обсуждения. М., 1973, вып. 22, с. 117—122.

13. Арэ А. Л. Роль зимнего испарения в общем балансе снегозапасов малоснежных районов Центральной Якутии.— Записки Забайкал. фил. геогр. об-ва СССР, 1972, вып. 65, с. 39—41.

14. А. с. 681374 (СССР). Испаритель/Н. Б. Протасьев — Заявл. 23.1.78 № 2572468/30—15; Опубл. в Б. И., 1979, № 31.

15. Атлас мирового водного баланса.— М.; Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 64 л.

16. Бабкин В. И. Взаимосвязь элементов водного баланса речных бассейнов.— Труды ГГИ, 1979, вып. 260, с. 26—38.

17. Багров Н. А. О расчете испарения с поверхности суши.— Метеорология и гидрология, 1954, № 2, с. 12—18.

18. Берюлев Г. П. и др. *Радиолокационные измерения осадков и организация контрольных наземных наблюдений.*— Труды ГГИ, 1980, вып. 266, с. 50—63.

19. Биндеман Н. Н., Язвин Л. С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. (Методическое руководство). 2-е изд.— М.: Недра, 1970.— 215 с.

20. Бисвас А. К. Человек и вода.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 288 с.
21. Боричевский Р. Е. Испарение с поверхности снега и почвы в Омске в весенний период.— Изв. Омского отд. геогр. об-ва СССР, 1960, вып. 3(10), с. 71—77.
22. Боровиков А. М. и др. Радиолокационные измерения осадков.— Л.: Гидрометеоиздат.— 140 с.
23. Бочков А. П. Об уточнении расчета средних годовых осадков.— Труды ГГИ, 1965, вып. 127, с. 174—187.
24. Бочков А. П. О влиянии агротехнических и лесомелиоративных мероприятий на сток рек лесостепных и степных районов.— Труды ГГИ, 1965, вып. 127, с. 10—81.
25. Бочков А. П. Составление водных балансов речных бассейнов за конкретные интервалы времени.— Труды ГГИ, 1974, вып. 217, с. 3—44.
26. Браславский А. П., Шергина К. Б. Потери на испарение из водохранилищ засушливой зоны Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1965.— 228 с.
27. Браславский А. П., Струзер Л. Р., Шергина К. Б. Методика определения исправленных величин атмосферных осадков при срочных наблюдениях.— Труды ГГО, 1975, вып. 341, с. 32—50.
28. Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги.— М.: Наука, 1964.— 243 с.
29. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1948.— 136 с.
30. Будыко М. И. Об определении испарения с поверхности суши.— Метеорология и гидрология, 1955, № 1, с. 52—58.
31. Будыко М. И., Зубенок Л. И. Определение испарения с поверхности суши.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1961, № 6.
32. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 472 с.
33. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 352 с.
34. Булавко А. Г. Водный баланс речных водосборов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 304 с.
35. Булавко А. Г. Водные ресурсы и человек.— Минск: Наука и техника, 1976.— 40 с.
36. Быков В. Д., Калинин Г. П. Водные ресурсы мира, их изменения по территории и во времени.— Вестник МГУ, 1968, № 4, с. 12—15.
37. Великанов М. А. Водный баланс суши.— М.: Гидрометеоиздат, 1940.— 180 с.
38. Вериго С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 328 с.
39. Вершинина Л. К. Оценка многолетней изменчивости влагозапасов верхнего слоя почвогрунтов в осенне-зимний период.— Труды ГГИ, 1969, вып. 178, с. 155—160.
40. Вершинина Л. К. Анализ зависимости объема весеннего стока рек в бассейне р. Дона от обусловливающих факторов.— Труды ГГИ, 1974, вып. 218, с. 45—71.
41. Вершинина Л. К. К вопросу об увязке рядов наблюдений по снегомерным съемкам.— Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 30—36.
42. Вершинина Л. К., Белова Л. Б. Оценка случайных ошибок измерения и погрешностей интерполяции характеристик снежного покрова и твердых осадков.— Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 3—29.
43. Вершинина Л. К. Оценка возможностей определения запасов воды в снеге самолетным гамма-методом в районах с неустойчивым залеганием снежного покрова.— Труды ГГИ, 1979, вып. 259, с. 68—74.
44. Вершинин А. П. Влияние «оазисного эффекта» на испарение с орошаемых сельскохозяйственных полей.— Труды ГГИ, 1976, вып. 230, с. 48—56.
45. Вершинин А. П., Калюжный И. Л. Влияние теплообмена с грунтом на показания водных испарителей.— Сборник работ по гидрологии, 1979, № 15, с. 87—108.
46. Вершинин А. П., Виноградов В. В., Новикова М. И. Систематические погрешности основных методов определения суммарного испарения.— Труды ГГИ, 1980, вып. 268, с. 106—115.

47. Викулина З. А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 176 с.
48. Вильд Г. И. Влияние качеств и установки дождемера на его показания.— Метеорологический сборник, 1885, т. 9, № 9.
49. Вильд Г. И. Об осадках в Российской империи.— СПб., 1888.
50. Владимиров Л. А. Водный баланс Большого Кавказа.— Тбилиси: Мецниереба, 1970.— 142 с.
51. Влияние перераспределения стока вод на природные условия Сибири.— Новосибирск: Наука, 1980.— 184 с.
52. Водогрецкий В. Е. Влияние агролесомелиораций на годовой сток. Методика исследований и расчеты.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 184 с.
53. Водогрецкий В. Е., Крестовский О. И. Воднобалансовые экспедиционные исследования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 144 с.
54. Водно-солевой баланс орошаемых земель Южного Казахстана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 280 с.
55. Воейков А. И. Влияние снеговой поверхности на климат.— Избранные сочинения, 1949, том 2, с. 9—14.
56. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 200 с.
57. Водные ресурсы и водный баланс/Под ред. В. В. Куприянова и П. С. Кузина.— Л.: Гидрометеоиздат.— 426 с. (Труды Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 2).
58. Водный баланс СССР и его преобразование.— М.: Наука, 1969.— 338 с.
59. Вольфцун И. Б. О расчете потерь дождевого стока на малом водосборе.— Труды ГГИ, 1962, вып. 95, с. 14—28.
60. Вольфцун И. Б. Расчет элементов баланса грунтовых вод.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 272 с.
61. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 548 с.
62. Воскресенский К. П., Соколов А. А., Шикломанов И. А. Ресурсы поверхностных вод СССР и их изменения под влиянием хозяйственной деятельности.— Водные ресурсы, 1973, № 2, с. 33—37.
63. Воскресенский К. П. Водные ресурсы Советского Союза, их учет и использование.— Обнинск: Отпеч. на множит. аппарате. ВНИИГМИ—МЦД, 1978.— 16 с.
64. Временные методические указания воднобалансовым станциям на мелиорируемых землях по производству наблюдений и обработке материалов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.
65. Временные методические указания управлениям Гидрометслужбы по составлению русловых водных балансов.— Л.: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1972.— 44 с.
66. Временные указания по введению поправок в месячные суммы осадков при расчетах водных балансов речных бассейнов.— Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1967.— 23 с.
67. Вуглинский В. С. Среднемноголетние водные балансы горных водосборов бассейна р. Витим по месячным интервалам времени.— Сборник работ по гидрологии, 1973, № 11, с. 114—128.
68. Гаврилов А. М. Основы учета стока на гидроэлектростанциях (Пособие для гидрологов).— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 420 с.
69. Гандин Л. С., Соловейчик Р. Э. К расчету испарения с ограниченных водоемов при учете горизонтального перемешивания.— Доклады АН СССР, 1960, т. 133, № 5.
70. Гета Р. И. Применение теории подобия к расчету испарения с водной поверхности.— Метеорология и гидрология, 1979, № 2, с. 88—95.
71. Гидрологические приборы и гидрометрические сооружения. Ч. 1. Гидрологические приборы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 158 с.
72. Гидрологические приборы и гидрометрические сооружения. Ч. 2. Гидрометрические сооружения и установки и их эксплуатация.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 148 с.

73. Гиринский Н. К. Подсчет коэффициента водоотдачи по данным опытных водопонижений и мощных кустовых откачек.— Разведка и охрана недр, 1965, № 10, с. 45—51.
74. Глушков В. Г. Водный баланс и прогнозы. (1935 г.) — В кн.: Вопросы теории и методы гидрологических исследований. М., 1961, с. 90—98.
75. Голубев В. С. О корректном измерении атмосферных осадков осадкомером Третьякова.— Труды ГГИ, 1970, вып. 181, с. 87—97.
76. Голубев В. С. Методика корректировки срочных и месячных величин атмосферных осадков и результаты ее проверки.— Труды ГГИ, 1973, вып. 207, с. 11—27.
77. Голубев В. С. Экспериментальное определение составляющих водного баланса.— В кн.: Экспериментальные исследования гидрологических процессов и явлений. Ч. 2. М., 1979, с. 8—21.
78. Голубев В. С. Исследование влияния двойных заборных защит на показания осадкомера Третьякова.— Труды ГГИ, 1979, вып. 258, с. 91—101.
79. Голубев В. С., Калюжный И. Л., Федорова Т. Г. Теплоизолированный испаритель ГГИ-3000 ТМ и результаты его испытаний.— Труды ГГИ, 1980, вып. 266, с. 74—85.
80. Голубев В. С., Кузнецов В. И. Анализ состояния сети водноиспарительных станций и предложения по ее рационализации.— Труды ГГИ, 1980, вып. 266, с. 64—73.
81. Горшенин Н. М. Испарение снега в полезащитных лесных полосах и на межполосных пространствах.— Метеорология и гидрология, 1948, № 4, с. 80—82.
82. Григорьев А. А., Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности.— Доклады АН СССР, 1956, т. 110, № 1, с. 129—132.
83. Григорьев А. А. Режим тепла и влаги и географическая зональность.— В кн.: Материалы к 3 съезду Геогр. об-ва СССР. Л.: Отпеч. на множит. аппарате. ВТО СССР, 1959, с. 20—23.
84. Грин А. М. Динамика водного баланса Центрально-Черноземного района.— М.: Наука, 1965.— 148 с.
85. Гронская Т. П. Особенности расчета притока воды в озеро Иссык-Куль.— В кн.: Исследования водного баланса, термического и гидрохимического режима озера Иссык-Куль. Л., 1980, с. 16—21.
86. Гронская Т. П., Знаменский В. А., Москвина Н. Н. Некоторые закономерности зонального распределения составляющих водного баланса озер и водохранилищ земного шара.— Труды ГГИ. 1981, вып. 274, с. 3—9.
87. Давыдов Л. К. Гидрография СССР. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1953.— 183 с.
88. Давыдов Л. К. Гидрография СССР. Ч. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1955.— 600 с.
89. Денисов Ю. М., Трофимов Е. Б. Математическое описание некоторых физических характеристик снежного покрова.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 15(96), с. 87—93.
90. Денисов Ю. М., Сергеев А. И. Расчет водного режима орошаемого массива, состоящего из отдельных участков.— Труды САРНИГМИ, 1976, вып. 39(120), с. 15—25.
91. Димаксян А. М., Михайлова З. А. О методике измерения запаса воды в снеге радиоэлектронным снегомером М-100.— Труды ГГИ, 1974, вып. 215, с. 15—19.
92. Дмитриев А. В. и др. Самолетная гамма-съемка снежного покрова.— Метеорология и гидрология, 1970, № 3, с. 17—19.
93. Дмитриев А. В., Фридман Ш. Д. Основы дистанционных методов измерения влагозапасов в снеге и влажности почв по гамма-излучению земли.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 402 с.
94. Доманицкий А. П., Дубровина Р. Г., Исаева А. И. Реки и озера Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 104 с.
95. Донченко Р. В. Экспериментальные исследования испарения с поверхности льда.— Труды ГГИ, 1968, вып. 159, с. 55—60.
96. Дрейер Н. Н. Распределение элементов водного баланса на территории СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 6.

97. Дрейер Н. Н. Новая карта испарения с территории СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 5, с. 18—73.
98. Дрейер Н. Н. Карта среднего годового стока рек Советского Союза.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 6, с. 69—73.
99. Дроздов О. А. Средние месячные и годовые количества осадков СССР. Автореф. дисс. на соискание учен. степени д-ра геогр. наук.— Л., 1948, с. 15—110.
100. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.
101. Дроздов О. А. и др. Погрешности учета атмосферных осадков.— Труды ГГО, 1965, вып. 175, с. 24—30.
102. Дубов А. С., Быкова Л. П., Марунич С. В. Турбулентность в растительном покрове.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 183 с.
103. Дунин-Барковский Л. В. Физико-географические основы ирригации.— М.: Наука, 1976.— 300 с.
104. Дюнин А. К. Испарение снега.— Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1961.— 118 с.
105. Емец В. П. Исследования и расчеты элементов водного баланса орошаемых земель Северного Кавказа.— В кн.: Воднобалансовые исследования на мелиорируемых землях. Л., 1981.
106. Емец В. П. Водный баланс нижнего течения р. Талас.— Труды ГГИ, 1976, вып. 230, с. 114—130.
107. Жигалов И. И. О потерях талого стока на водосборах.— Метеорология и гидрология, 1964, № 2 с. 40—41.
108. Завилейский С. В., Шуранова Н. Н. Прогноз уровня грунтовых вод на территории действия Большого Ставропольского канала с помощью электромоделирования.— Труды ГГИ, 1978, вып. 251, с. 106—114.
109. Заводчиков А. Б. Сток и водный баланс склонов в зоне недостаточного увлажнения.— Труды ГГИ, 1966, вып. 134, с. 191—232.
110. Заводчиков А. Б., Журавин С. А. Исследования на воднобалансовых станциях СССР. Итоги и перспективы.— Труды ГГИ, 1981, вып. 282.
111. Завьялов Ю. П., Прохоров И. И. Испарение снега в условиях Северного Казахстана.— Труды КазНИГМИ, 1960, вып. 15, с. 124—136.
112. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Ч. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 240 с.
113. Зубенок Л. И. Об определении суммарного испарения за отдельные годы.— Труды ГГО, 1968, вып. 233, с. 101—109.
114. Зубенок Л. И. Испарение на континентах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 264 с.
115. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.— 405 с.
116. Иверонова М. И. Испарение со снежного покрова на хребте Терскей-Алатау.— В кн.: География снежного покрова. М., 1960, с. 20—36.
117. Идрисов Р. И. Испарение с поверхности снежного покрова в период снеготаяния на Сахалине.— Метеорология и гидрология, 1968, № 3, с. 87—89.
118. Изучение подруслового стока при воднобалансовых исследованиях (методические рекомендации).— Л.: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1968.— 44 с.
119. Изучение и расчет элементов водного баланса. Ч. 1. Водный баланс и основы методики его расчета/Под ред. А. П. Муранова и Г. А. Плиткина.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 112 с.
120. Изучение и расчет элементов водного баланса. Ч. 2. Изучение элементов водного баланса/Под ред. А. П. Муранова и Г. А. Плиткина.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 150 с.
121. Инструкция по учету стока воды на гидроэлектростанциях.— М.: Отпеч. на множит. аппарате специализированного центра научно-технической информации ОРГРЭС, 1975.— 16 с.
122. Каган Р. Л. О точности определения средней по площади по данным точечных измерений.— Труды ГГО, 1965, вып. 175, с. 117—131.
123. Каган Р. Л. К оценке репрезентативности осадкомерных данных.— Труды ГГО, 1966, вып. 191, с. 22—34.

124. Каган Р. Л. Некоторые вопросы интерпретации осадкомерных данных.— Труды ГГО, 1967, вып. 206, с. 64—75.
125. Каган Р. Л., Полищук А. И. О точности определения средней величины по дискретным данным.— Труды ГГО, 1972, вып. 286, с. 95—119.
126. Каган Р. Л. К вопросу об осреднении методом полигонов.— Труды ГГО, 1974, вып. 336, с. 120—138.
127. Калинский Е. А. Испарение с поверхности снега в Киргизии.— Вопросы водного хозяйства, 1972, вып. 24, с. 91—99.
128. Капотова Н. И. Водоотдача водоносных грунтов.— Труды ГГИ, 1972, вып. 194, с. 218—241.
129. Карта подземного стока СССР (зона интенсивного водообмена).— М.: Изд. ГУГК Мин. геологии СССР, 1965.— 4 л.
130. Карта подземного стока СССР в процентах от общего речного стока и коэффициентов подземного стока в процентах от осадков.— М.: Изд. ГУГК Мин. геологии СССР, 1965.— 4 л.
131. Келлер Р. Воды и водный баланс суши.— М.: Прогресс, 1965.— 435 с.
132. Кирилюк М. И. Водный баланс водосборов горных рек Закарпатской стоковой станции за отдельные годы.— Труды ГГИ, 1969, вып. 174, с. 96—130.
133. Коган Р. М., Назаров И. М., Фридман Ш. Д. Основы гамма-спектрометрии природных сред.— М.: Атомиздат, 1976.— 360 с.
134. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов.— М.: Гидрометеоиздат, 1959.— 240 с.
135. Константинов А. Р. Испарение в природе.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 532 с.
136. Копанев И. Д. Методы изучения снежного покрова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 360 с.
137. Корзун В. И. Сток и потери талых вод на склонах полевых водосборов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 168 с.
138. Корзун В. И., Соколов А. А. Состояние и перспективы развития гидрологии.— В кн.: Генеральные доклады IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1973, с. 5—33.
139. Коронкевич Н. И. Преобразование водного баланса.— М.: Наука, 1973.— 116 с.
140. Коссович П. С. Водные свойства почвы.— Журнал опытной агрономии, 1904, кн. 2 и 3, с. 329—365.
141. Костяков А. Н. Основы мелиораций.— М.: Изд. автора, 1927.— 760 с.
142. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 480 с.
143. Крестовский О. И., Капотова Н. И. Расчет запасов воды в речных бассейнах.— Труды ГГИ, 1968, вып. 152, с. 18—65.
144. Крестовский О. И. Водный баланс водосборов ВНИГЛ.— Труды ГГИ, 1969, вып. 165, с. 3—71.
145. Крестовский О. И. Исследования стока и водного баланса водосборов (ВНИГЛ).— Труды ГГИ, 1969, вып. 176, с. 22—50.
146. Крестовский О. И. Опыт расчета и прогноза элементов водного баланса весеннего половодья бассейна р. Вятки.— Труды ГГИ, 1977, вып. 233, с. 3—14.
147. Крестовский О. И., Соколова Н. В. Весенний сток и потери талых вод в лесу и поле.— Труды ГГИ, 1980, вып. 265, с. 32—60.
148. Куваева Г. М. Особенности испарения с поверхности снежного покрова на склонах разной ориентации в горах Кавказа.— Труды ВГИ, 1974, вып. 27, с. 3—13.
149. Кузин П. С. Карта испарения с поверхности речных бассейнов Союза ССР.— Метеорология и гидрология, 1940, № 11, с. 21—29.
150. Кузин П. С. Водный баланс Советского Союза.—. М.; Л.: Природа, 1950, № 11, с. 12—24.
151. Кузин П. С. Объемы стока весеннего половодья на равнинных реках СССР.— Труды ГГИ, 1955, вып. 50(104), с. 3—55.
152. Кузин П. С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 455 с.

153. Кузин П. С. Метод водного баланса и его практическое значение.— Метеорология и гидрология, 1973, № 4, с. 99—106.

154. Кузнецов В. И. Испарение со снежного покрова.— Труды ГГИ, 1964, вып. 109, с. 3—56.

155. Кузнецов В. И. Исследования испарения с водной поверхности.— Труды ГГИ, 1969, вып. 176, с. 127—148.

156. Кузнецов В. И. Методика расчета испарения с бассейнов площадью 20 м² по наблюдениям в испарителях ГГИ-3000.— Труды ГГИ, 1970, вып. 181, с. 3—32.

157. Кузнецов В. И., Голубев В. С. Объективный анализ поля испарения и состояние сети водноиспарительных станций.— Труды ГГИ, 1971, вып. 198, с. 3—33.

158. Кузнецова Л. П. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР.— М.: Наука, 1978. 90 с.

159. Кузьмин П. П. Таяние ледников и тепловой баланс.— Журнал геофизики, 1937, т. 7, вып. 4, с. 272—282.

160. Кузьмин П. П. Опыт исследования теплового и водного баланса снеготаяния.— Труды ГГИ, 1947, вып. 1(55), с. 11—46.

161. Кузьмин П. П. Процессы теплообмена, абляции и стока ледников в бассейне р. Зеравшан.— Труды ГГИ, 1948, вып. 3(57), с. 91—160.

162. Кузьмин П. П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова.— Труды ГГИ, 1953, вып. 41(95), с. 34—52.

163. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 345 с.

164. Кузьмин П. П. Теоретическая схема оценки ошибок расчета испарения с поверхности суши.— В кн.: Материалы междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши. Валдай, 1966, с. 271—283.

165. Кузьмин П. П. О расчетном и экспериментальном способах определения испарения с поверхности снежного покрова.— Труды ЗакНИГМИ, 1974, вып. 58, с. 25—43.

166. Кузьмин П. П. О соотношении между показаниями водных испарителей и испарительного бассейна площадью 20 м².— Труды ГГИ, 1979, вып. 258, с. 111—121.

167. Куприянов В. В. Гидрологические аспекты урбанизации.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 184 с.

168. Ландшафт и воды/Под ред. А. И. Субботина.— М.: Мысль, 1976.— 207 с.— (Вопросы географии, № 102).

169. Лебедев А. В. Определение параметра μ по данным стационарных наблюдений за влажностью грунтов зоны аэрации.— Труды ВСЕГИНГЕО, 1957, № 15, с. 50—61.

170. Лебедев А. В. Водный и тепловой балансы природных комплексов речных бассейнов.— В кн.: Экологическое влияние леса на среду. Красноярск, 1977, с. 15—48.

171. Лебедева И. М. Испарение с ледников Средней Азии.— В кн.: Материалы гляциол. исследований (МГГ). Хроника. Обсуждения. М., 1972, вып. 20, с. 94—105.

172. Леготина С. И., Орленко Л. Р. О расчете турбулентных потоков тепла и влаги по данным градиентных наблюдений.— Труды ГГО, 1978, вып. 402, с. 29—39.

173. Львович М. И. Элементы режима рек земного шара.— Свердловск: М.: Гидрометеоиздат, 1945.

174. Львович М. И., Грин А. М., Дрейер Н. Н. Основы метода изучения водного баланса и его преобразований.— М.: Изд. АН СССР, 1963.— 68 с.

175. Львович М. И. Виктор Григорьевич Глушков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 118 с.

176. Львович М. И. Реки СССР.— М.: Мысль, 1971.— 352 с.

177. Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее.— М.: Мысль, 1974.— 446 с.

178. Маклаков А. Ф., Ефремычев В. И., Хоменко Я. М. Очерки развития отечественного гидрометеорологического приборостроения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 240 с.

179. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 876 с.

180. Матулявичене В., Волошинене А. К вопросу об испарении с поверхности снежного покрова в условиях Литовской ССР.— Научные труды высших учебных заведений Литовской ССР. Геогр. и геол., 1972, 9, с. 9—12.

181. Материалы конференции по проблеме «Развитие теории и методов расчета водного баланса речных водосборов». 2—4 декабря 1970 г.— Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1972.— 324 с.

182. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши.— Валдай. Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1966.

183. Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов и организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений. 2—6 августа 1966 г.— Валдай. Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1966. 545 с.

184. Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов. 6—12 сентября 1967 г.— Валдай. Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1967.— 286 с.

185. Материалы совещания работников воднобалансовых (стоковых) станций Гидрометслужбы СССР. 3—6 августа 1970 г.— Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1971.— 384 с.

186. Мезенцев В. С. Расчеты водного баланса.— Омск: Отпеч. на множит. аппарате. ОСХИ, 1976.— 76 с.

187. Межзональное перераспределение водных ресурсов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 376 с.

188. Мелиорация земель в СССР/Под ред. Б. Г. Штепа — М.: Колос, 1975.— 272 с.

189. Методические основы расчета водных ресурсов и водного баланса территории СССР/В. И. Бабкин, К. П. Воскресенский, И. Б. Иванова и др.— Труды ГГИ, 1977, вып. 241, с. 11—28.

190. Методические рекомендации по оценке и учету влияния агролесомелиоративных мероприятий на годовой сток в гидрологических расчетах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 88 с.

191. Методические рекомендации по оценке точности и гидрологическому контролю данных государственного учета вод и их использования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 118 с.

192. Методические рекомендации по контролю за мелиоративным состоянием орошаемых земель.— М.: Отпеч. на множит. аппарате. ВНИИГиМ, 1978, вып. 1, 2.— 70, 108 с.

193. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 26. Организация и производство авиаразведки снежного покрова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 48 с.

194. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 48. Организация наблюдений за режимом подземных вод на водосборах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.— 84 с.

195. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 52.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 76 с.

196. Методические указания № 62.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 28 с.

197. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 80. Расчет водного баланса сельскохозяйственных полей.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 31 с.

198. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 82. Публикация материалов наблюдений станций комплексной воднобалансовой и агрометеорологической опорной сети.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 43 с.

199. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 84. Производство комплексных воднобалансовых наблюдений на опорных пунктах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 160 с.

200. Методические указания управлениям Гидрометслужбы.— Эксплуатация радиоэлектронного походного снегомера М-100. Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 18 с.
201. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 89. Составление водных балансов речных бассейнов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 96 с.
202. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 90. Составление русловых водных балансов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 104 с.
203. Методические указания к четвертой части Справочника по климату СССР, разд. 2 Атмосферные осадки. Введение поправок на недоучет осадков осадкомерами.— Л.: Отпеч. на множит. аппарате. ГГО, 1966.— 39 с.
204. Методы изучения гидрологического режима водных объектов. Ч. 1. Общие вопросы методики исследований.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 162 с.
205. Методы изучения гидрологического режима водных объектов. Ч. 2. Изучение уровенного режима и стока воды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 174 с.
206. Методы изучения гидрологического режима водных объектов. Ч. 3. Изучение стока наносов, качества вод и русловых процессов. Ч. 4. Изучение ледово-термического режима рек и гидрометеорологического режима озер, водохранилищ и болот.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 208 с.
207. Методы исследования водного баланса территории и картирования его элементов. (Основы методического руководства).— М.: Изд. АН СССР, 1973.— 220 с.
208. Методы расчета влагопереноса в зоне аэрации (методические указания).— Минск: Отпеч. на множит. аппарате. ЦНИИКИВР, 1974.— 82 с.
209. Методы расчета водных балансов. Международное руководство по исследованию и практике/Под ред. А. А. Соколова и Т. Г. Чапмена.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 120 с.
210. Миддлтон У. История теорий дождя и других форм осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 198 с.
211. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 638 с.
212. Многоязычный словарь по ирригации и дренажу. Русско-англо-французский/Под ред. К. К. Шубладзе.— М.: Русский язык, 1978.— 544 с.
213. Молчанов А. А. Гидрологическая роль леса.— М.: Изд. АН СССР, 1960.— 488 с.
214. Мхитарян А. М. Некоторые вопросы гидродинамики пограничного слоя атмосферы.— В кн.: Водный и тепловой баланс водоемов. Ереван.— 323 с.
215. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 2, ч. 1. Агрометеорологические наблюдения на станциях и постах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 288 с.
216. Наставление гидрометеорологическим постам и станциям. Метеорологические наблюдения на станциях. Вып. 3, ч. 1. Основные метеорологические наблюдения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1946.— 288 с.
217. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, ч. 1. Метеорологические наблюдения на станциях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 306 с.
218. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6, ч. 2. Наблюдения на малых реках.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 266 с.
219. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 8. Гидрометеорологические наблюдения на болотах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 296 с.
220. Нежиховский Р. А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 192 с.
221. Нежиховский Р. А. Объем воды в реках, озерах и водохранилищах Советского Союза.— Труды ГГИ, 1973, вып. 202.
222. Нежиховский Р. А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 476 с.
223. Нездюров Д. Ф. Очерки развития метеорологических наблюдений в России.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 224 с.
224. Нечаев И. Н. Потери осадков на смачивание осадкомеров и методика корректировки сумм осадков.— Труды ГГО, 1965, вып. 175, с. 76—86.

225. Никифоров М. В., Пегоев А. Н. Гамма-съемка влажности почвы и снежного покрова.— Труды ИЭМ, 1974, вып. 1, с. 3—12.

226. Ольдекоп Э. М. Об испарении с поверхности речных бассейнов.— Юрьев: Изд. Юрьевской гидрометобсерватории, 1911.

227. Опыт расчета водных балансов речных бассейнов за короткие интервалы времени/К. П. Воскресенский, В. И. Бабкин, Т. Е. Григоркина и др.— Труды ГГИ, 1979, вып. 260, с. 3—25.

228. Орлов Г. И. Результаты испытаний дождемеров разного устройства в разных условиях.— Труды ГГО, 1938, вып. 21.

229. Орлов Г. И. К вопросу об измерении снежных осадков.— Труды НИУ ГУГМС, 1946, сер. 1, вып. 23.

230. Основы гамма-спектрометрии природных сред.— М.: Атомиздат, 1969.— 310 с.

231. Паршин В. Н., Салов М. С. Весенний сток в бассейне р. Дона и его предвычисление.— Л.: Гидрометеоиздат, 1955.— 102 с.

232. Пенман Х. Л. Растение и влага/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 164 с.

233. Плиткин Г. А. Водный баланс Западной Сибири.— Труды ГГИ, 1976, вып. 228, с. 3—248.

234. Плиткин Г. А. Ресурсы поверхностных вод Казахстана.— Водные ресурсы, 1976, № 5, с. 26—32.

235. Плиткин Г. А. Водные ресурсы экономических районов Сибири и Дальнего Востока и методика их расчета за отдельные годы.— Сборник работ по гидрологии, 1978, № 13, с. 44—57.

236. Плиткин Г. А. Методика оценки ресурсов речных вод административных единиц за отдельные годы и ее практическое применение (на примере Дальневосточного экономического района).— Труды ДВНИГМИ, 1979, вып. 76, с. 24—34.

237. Плиткин Г. А. К вопросу о возможном перспективном водном балансе бассейна р. Оби.— Сборник работ по гидрологии, 1979, № 15, с. 190—202.

238. Подземный сток на террритории СССР.— М.: Изд. МГУ, 1966.— 303 с.

239. Попов О. В. Подземное питание рек.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 292 с.

240. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока.— М.: Гидрометеоиздат, 1963.— 395 с.

241. Постников А. Н. К методике расчета испарения в период снеготаяния и половодья в Центрально-Черноземных областях ЕТС.— Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 70—83.

242. Подземный сток на территории СССР.— М.: Изд. МГУ, 1966.— 304 с.

243. Разумова Л. А. Пространственная изменчивость и способы учета влажности почвы на орошаемых землях.— Труды ЦИП, 1965, вып. 145, с. 3—29.

244. Расчет изменений запасов подземных вод при гидрологических исследованиях (методическое пособие).— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 48 с.

245. Раунер Ю. Л. Тепловой баланс растительного покрова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 210 с.

246. Рахманов В. В. Речной сток и агротехника.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 114, с. 199.

247. Рекомендации по методике комплексных воднобалансовых исследований на орошаемых землях.— М.: Отпеч. на множит. аппарате. ВНИИГиМ, 1978, вып. 1.— 40 с.

248. Рекомендации по методике комплексных воднобалансовых исследований на орошаемых землях.— М.: Отпеч. на множит. аппарате. ВНИИГиМ, 1978, вып. 2.— 42 с.

249. Рекомендации по организации, оборудованию и производству наблюдений на воднобалансовых площадках мелиорируемых земель.— М.: Отпеч. на множит. аппарате. ВСЕГИНГЕО, 1972.— 130 с.

250. Рекомендации по применению водомерных устройств на мелиорированных системах.— Киев, 1978.— 169 с.

251. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 96 с.
252. Репрезентативные и экспериментальные бассейны. Международное руководство по исследованиям и практике/Под ред. К. Тоубса и В. Урываева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 428 с.
253. Рихман Г. В. Труды по физике. Ч. 3.— М.: Изд. АН СССР. 1956.— 712 с.
254. Рогоцкий В. В. Исследование влагообмена в зоне аэрации и влагообеспеченности сельскохозяйственных культур.— Труды ГГИ, 1971, вып. 198, с. 94—117.
255. Рогоцкий В. В. Результаты исследований водного баланса сельскохозяйственных угодий в районе Валдая и возможности их практического использования.— В кн.: Воднобалансовые исследования на сельскохозяйственных полях. Л., 1978, с. 36—46.
256. Рогоцкий В. В. Методика оценки точности воднобалансовых измерений и расчетов.— Труды ГГИ, 1979, вып. 258, с. 16—29.
257. Рогоцкий В. В. Водный баланс и динамика влагообмена сельскохозяйственных угодий Валдайского региона Нечерноземной зоны.— Труды ГГИ, 1980, вып. 266, с. 3—28.
258. Роде А. А. Водные свойства почвогрунтов.— М.: Изд. АН СССР, 1959.
259. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Т. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.
260. Романов В. В. Испарение с болот Европейской территории СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 228 с.
261. Рудовиц Л. Ф. Испарение снега.— Метеорологический вестник, 1924, т. 34, с. 50—52.
262. Руководство по снегомерным работам в горах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.— 57 с.
263. Руководство по производству наблюдений над испарением с почвы и снежного покрова. Ч. 1.—Л.: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1963.— 155 с.
264. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 130 с.
265. Руководство по определению агрогидрологических свойств почв на гидрометстанциях.— М.: Гидрометеоиздат, 1964.— 124 с.
266. Руководство по изучению режима и баланса подземных вод в речных бассейнах международного гидрологического десятилетия.— М.: Отпеч. на множит. аппарате. ВСЕГИНГЕО, 1968.— 255 с.
267. Руководство по обработке и подготовке к печати материалов наблюдений на озерах и водохранилищах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 252 с.
268. Руководство воднобалансовым станциям.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 306 с.
269. Руководство по теплобалансовым наблюдениям.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 150 с.
270. Рылов С. П. Испарение снежного покрова в условиях полупустынной зоны Казахстана.— Труды КазНИГМИ, 1969, вып. 32, с. 64—79.
271. Серова Н. В. Сравнение составляющих теплового баланса водохранилища и испарительного бассейна.— Труды ГГО, 1967, вып. 206, с. 77—82.
272. Сеттон О. Г. Микрометеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 258 с.
273. Скворцов А. А. Орошение сельскохозяйственных полей и микроклимат.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 274 с.
274. Слейчер Р. Водный режим растений.— М.: Мир, 1970.— 365 с.
275. Соколов А. А. Гидрография СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 535 с.
276. Соколов А. А., Чеботарев А. И. Очерки развития гидрологии в СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 310 с.
277. Соколов А. А. Мировые водные ресурсы: перспективы и проблемы.— Метеорология и гидрология, 1977, № 11, с. 100—104.
278. Соседов И. С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах.— Алма-Ата: Наука, 1967.— 197 с.
279. Соседов И. С. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах.— Алма-Ата: Наука, 1976.— 151 с.

280. Спенглер О. А. Слово о воде.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 152 с.
281. Справочник по климату СССР. Ч. 4. Атмосферные осадки и снежный покров.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.
282. Справочник мелиоратора/Под ред. Б. С. Маслова — М.: Россельхозиздат, 1976.— 235 с.
283. Струзер Л. Р. и др. Систематические погрешности измерения атмосферных осадков.— Метеорология и гидрология, 1965, № 10, с. 50—54.
284. Струзер Л. Р. и др. Методика корректировки многолетних норм осадков.— Метеорология и гидрология, 1965, № 11, с. 43—50.
285. Струзер Л. Р. Основные недостатки и пути улучшения методов измерения атмосферных осадков.— Труды ГГО, 1965, вып. 175, с. 5—23.
286. Струзер Л. Р. Первые результаты корректировки норм атмосферных осадков на территории СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1967, № 3, с. 90—95.
287. Струзер Л. Р., Богданова Э. Г. Основы методики учета влияния метелей при корректировке норм атмосферных осадков.— Труды ГГО, 1975, вып. 341, с. 18—31.
288. Субботин А. И. Сток талых и дождевых вод (по экспериментальным данным).— М.: Гидрометеоиздат, 1966.— 377 с.
289. Субботин А. И., Змиева Е. С. Некоторые результаты наблюдений над весенним стоком на лесных и безлесных водосборах.— Метеорология и гидрология, 1975, № 5, с. 92—99.
290. Сумарокова В. В., Цыценко К. В. О снижении стока рек в бассейне Аральского моря.— Труды ГГИ, 1978, вып. 251, с. 73—88.
291. Техническое задание на проектирование воднобалансовой станции для гидрометеорологического обслуживания оросительных систем.— М.: Гидрометеоиздат, 1978.— 13 с.
292. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов.— Л.: Гидрометеоиздат.— 291 с.
293. Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР.— М.;—Л.: Изд. АН СССР, 1948.— 111 с.
294. Труды Западно-Сибирского регионального научно-исследовательского гидрометеорологического института. Вып. 26. Состояние и перспективы изучения водных ресурсов Западной Сибири.— М.: Гидрометеоиздат, 1976.— 128 с.
295. Тюрк Л. Баланс почвенной влаги.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.— 228 с.
296. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик СН 435-72.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 20 с.
297. Указания по производству снегомерных наблюдений на гидрометеорологических станциях и постах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 74 с.
298. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 83 с.
299. Указания для управлений Гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков.— Л.: Отпеч. на множит. аппарате. ГГО и ГГИ, 1969.— 64 с.
300. Урываев В. А. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае.— Л.: Гидрометеоиздат, 1953.— 232 с.
301. Урываев В. А. Экспериментальное изучение элементов водного баланса и процесса формирования стока. Вопросы географии, разд. гидрология.— В кн.: Сборник статей для XVIII Международного географического конгресса. Отпеч. на множит. аппарате. ВГО СССР. 1956.— 12 с.
302. Урываев В. А. и др. Основные недостатки методов наблюдений над снежным покровом и осадками и предложения ГГИ по их улучшению.— Труды ГГО, 1965, вып. 175, с. 31—58.
303. Урываев В. А., Вершинина Л. К. Результаты экспериментальных исследований самолетного гамма-метода измерения запасов воды в снеге.— Труды ГГИ, 1967, вып. 178, с. 56—115.
304. Федоров С. Ф. Влияние леса на водный баланс малых водосборов.— Труды ГГИ, 1962, вып. 95, с. 55—100.
305. Федоров С. Ф., Буров А. С. Оценка величины задержания твердых осадков и определение испарения с елового леса в зимний период.— Труды ГГИ, 1970, вып. 181, с. 77—86.

306. Федоров С. Ф. Исследование элементов водного баланса в лесной зоне Европейской территории СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 264 с.
307. Федосеев И. А. Гидрология суши.— В кн.: Развитие физико-географических наук (XVII—XX вв.). М., 1975, с. 118—173.
308. Федосеев И. А. История изучения основных проблем гидросферы.— М.: Наука, 1975.— 208 с.
309. Физико-географический атлас мира.— М.: ГУГК, 1964.— 298 с.
310. Филатова Л. Н. О конструкциях снежных испарителей для горных условий.— Вопросы географии Казахстана, 1962, вып. 9, с. 223—229.
311. Форш Л. Ф. Испарение с поверхности ледяного покрова Байкала за зимы 1942—1945 гг.— М.: Доклады АН СССР, 1949, т. 66, № 2, с. 195—198.
312. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель. 2-е изд.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 373 с.
313. Харченко С. И., Цыценко К. В. Оценка влияния ирригационных мероприятий на речной сток (на примере р. Чу).— Труды ГГИ, 1976, вып. 230, с. 6—33.
314. Харченко С. И. Тепловодобалансовый метод расчета водного режима (осушения и орошения) почв в Нечерноземной зоне.— Труды ГГИ, 1978, вып. 251, с. 3—25.
315. Харченко С. И., Волков А. С. Основы методов определения режимов орошения. Обзор. Серия «Гидрология суши».— Обнинск: Отпеч. на множит. аппарате Информационного центра ВНИИГМИ—МЦД, 1979.— 56 с.
316. Цейтин Г. З. Некоторые вопросы трансформации воздушных масс и теории испарения.— Труды ГГО, 1957, вып. 71, с. 169—183.
317. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 427 с.
318. Швер Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 302 с.
319. Шикломанов И. А. Влияние хозяйственной деятельности на водные ресурсы и гидрологический режим (обзор результатов исследований).— Обнинск. Отпеч. на множит. аппарате ВНИИГМИ—МЦД, 1976.
320. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 302 с.
321. Широкозахватные дождевальные машины «Фрегат» и «Волжанка».— Труды ВНИИ механизации и техники полива, 1974, т. 5.— 381 с.
322. Штангей А. И. Новый способ учета потерь воды на испарение при дождевании.— Гидротехника и мелиорация, 1975, № 9, с. 51—53.
323. Шульц В. Л. Испарение и конденсация на поверхности снежников в период их таяния.— Известия Узб. фил. географ. об-ва СССР, 1955, т. 1, с. 39—43.
324. Щербак А. В. К вопросу об испарении со снежного покрова в Карпатах в весенний период.— Труды УкрНИГМИ, 1967, вып. 73, с. 117—121.
325. Halley E. An account of the evaporation of water.— Philosophical Transaction R. Soc., 1964, 18, p. 183—190.
326. Kern H. Schneeverdunstungmessungen in Obernach.— Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch, 1955, N 12, S. 69—72.
327. Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration.— Geneva: World Meteorological Organization. Technical Note, N 83, 1966.— 121 p.
328. Quervain M. de. Zur Verdunstung der Schneedecke.— Arch. f. Meteorol. Geophysik. u. Bioklimatologie, 1951, Serie B, Bd. 3, S. 47—64.
329. Rodda J. C. Eighteenth century evaporation experiments.— Weather, 1953, 18, p. 266.
330. Survey on Water Balance of Large Lakes and Reservoirs of the World.— Paris: UNESCO Press, 1975.— 21 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

1. Метод водного баланса и его практическое применение (*Г. А. Плиткин*) 5
1.1. Развитие представлений о методе водного баланса 5
1.2. Общие сведения о методе водного баланса, его научном и практическом значении 11
1.3. Уравнение водного баланса общего вида и его практическое применение 13
1.3.1. Общий вид уравнения водного баланса 13
1.3.2. Практическое применение уравнения водного баланса общего вида 17
1.3.3. Основные положения методики расчета ресурсов и баланса речного стока административных единиц 21
1.4. Уравнение водного баланса разных водных объектов суши в естественных условиях 29
1.4.1. Уравнения водного баланса «замкнутых» и «висячих» речных бассейнов 29
1.4.2. Уравнение водного баланса горного ледника 30
1.4.3. Уравнение водного баланса проточного и бессточного озер 30
1.4.4. Уравнения водного баланса низинного и верхового болот 31
1.4.5. Уравнение водного баланса участка реки 32
1.5. Преобразование водного баланса под влиянием хозяйственной деятельности 33
1.5.1. Краткая история вопроса 33
1.5.2. Методические основы составления водных балансов, преобразованных в результате хозяйственной деятельности 36

2. Водные балансы речных бассейнов (*Г. А. Плиткин*) 47
2.1. Общие положения 47
2.2. Расчетные уравнения 50
2.3. Основы методики определения элементов водного баланса . . . 51
2.3.1. Атмосферные осадки 51
2.3.2. Речной сток 57
2.3.3. Суммарное испарение 57
2.3.4. Изменения запасов воды в снеге, наледях, ледниках и снежниках 61
2.3.5. Изменения запасов воды в озерах, водохранилищах и прудах 62
2.3.6. Изменения запасов воды в болотах 62
2.3.7. Изменения запасов воды в русловой сети 63
2.3.8. Изменения запасов воды в почвогрунтах зоны аэрации 63
2.3.9. Изменения запасов подземных вод 64
2.3.10. Невязка водного баланса 65
2.3.11. Некоторые особенности определения элементов уравнения водного баланса, используемого при прогнозах стока рек 67
2.4. Анализ и обобщение данных о водном балансе речных бассейнов 71
2.4.1. Анализ результатов расчета текущих водных балансов 71

2.4.2. Оценка точности воднобалансовых измерений и расчетов (*П. П. Кузьмин*) 82
2.4.3. Обобщение данных о водном балансе речных бассейнов . . . 89

3. Водные балансы озер и водохранилищ (*Г. А. Плиткин, Т. П. Гронская*) 105
3.1. Водные балансы водохранилищ 109
3.2. Водные балансы озер 116

4. Водные балансы мелиорируемых земель (*В. П. Емец*) 122
4.1. Общие сведения 122
4.2. Расчетные уравнения 125
4.3. Основы методики определения элементов водного баланса мелиорируемых земель 129
4.3.1. Подача и сброс поверхностных вод 130
4.3.2. Суммарное испарение и вертикальный влагообмен в зоне аэрации 134
4.3.3. Аккумуляционные составляющие 137
4.4. Некоторые аспекты практического применения результатов исследования водного баланса мелиорируемых земель 139

5. Экспериментальные и комплексные воднобалансовые и агрометеорологические исследования (*А. Б. Заводчиков, В. В. Рогоцкий*) 141
5.1. Общие сведения 141
5.2. Воднобалансовые станции (ВБС) 148
5.3. Репрезентативные, экспериментальные и парные бассейны 151
5.4. Экспедиционные исследования 154
5.5. Комплексные воднобалансовые и агрометеорологические исследования 156

6. Методы измерения и расчета атмосферных осадков (*В. С. Голубев*) 165
6.1. Общие сведения 165
6.2. Случайные и систематические погрешности определения осадков 168
6.2.1. Случайные погрешности 168
6.2.2. Систематические погрешности 172
6.3. Способы измерения действительного количества атмосферных осадков 175
6.4. Расчет действительных значений осадков в пункте наблюдений (корректировка осадков) 176
6.5. Радиолокационный метод измерения осадков и перспектива его применения 178

7. Методы снегомерных наблюдений (*Л. К. Вершинина*) 180
7.1. Основные виды снегомерных съемок и методика их производства 181
7.1.1. Методы снегомерных съемок 181
7.1.2. Производство полевых измерений 184
7.1.3. Снегомерные съемки на воднобалансовых станциях 188
7.1.4. Снегомерные съемки в горах 190
7.2. Обработка и анализ результатов снегомерных съемок 190
7.3. Увязка рядов наблюдений с различными методами производства снегосъемок 193
7.4. Существующая сеть и точность определения характеристик снежного покрова при снегосъемках 194
7.5. Дистанционные методы изучения снежного покрова 195

8. Методы определения испарения с поверхности суши (*В. П. Вершинин, П. П. Кузьмин, Г. А. Плиткин, С. Ф. Федоров, В. В. Виноградов, С. В. Марунич, М. Д. Ральцевич*) 201
8.1. Общие положения и история исследований 201
8.2. Методы экспериментального определения испарения с суши . . . 205
8.2.1. Метод водного баланса участка суши 205
8.2.2. Метод водного баланса изолированного почвенного монолита 207
8.2.3. Методы, основанные на определении потоков пара в атмосфере 209
8.3. Расчетные методы определения испарения 219

8.3.1. Методы, основанные на уравнениях связи 219
8.3.2. Методы, основанные на использовании зависимости испарения от влажности почвы 224
8.3.3. Полуэмпирические методы расчета испарения 231
8.3.4. Методы расчета испарения с достаточно увлажненной поверхности 232
8.3.5. Влияние адвективного переноса тепла и влаги на испарение 233
8.4. Сравнительная оценка основных методов определения испарения, используемых в СССР 235
8.5. Методы определения испарения с леса 238
8.5.1. Специфика определения испарения с леса 239
8.5.2. Особенности расчета испарения с леса 242
8.6. Методы определения испарения с болот 245
8.6.1. Определение испарения методами весовых испарителей и теплового баланса 245
8.6.2. Расчетные способы определения испарения с болот 246

9. Методы измерения и расчета испарения с водной поверхности (*В. С. Голубев, Т. Г. Федорова*) 249
9.1. Метод водного баланса 250
9.2. Метод водных испарителей 252
9.3. Метод теплового баланса 259
9.4. Метод турбулентной диффузии 262
9.5. Расчет испарения по полуэмпирическим формулам 263

10. Методы измерения и расчета испарения со снега (*П. П. Кузьмин*) . . . 266
10.1. Общие сведения 266
10.2. Измерение испарения 268
10.3. Методы расчета 271
10.4. Восстановление пропусков в наблюдениях 281
10.5. Заключение 282

11. Экспериментальные исследования стока (*О. И. Крестовский*) 284
11.1. Общие сведения 284
11.2. Исследования стока с небольших водосборов 286
11.3. Исследования стока со склонов 292
11.4. Примеры экспериментальных исследований стока и основные их результаты 301

12. Изучение режима подземных вод применительно к расчету водного баланса водосборов (*Н. И. Капотова*) 305
12.1. Наблюдения за режимом подземных вод 305
12.2. Расчет изменений запасов подземных вод 307

13. Методы измерения и расчета влагозапасов в почвогрунтах зоны аэрации (*А. А. Капотов*) 313
13.1. Водно-физические свойства почвогрунтов и способы их определения 314
13.2. Методы и приборы для измерения влажности и влагозапасов почвогрунтов 321
13.3. Производство съемки влажности почвогрунтов 324
13.4. Наблюдения за глубиной промерзания и оттаивания почвогрунтов 328

14. Водный баланс и ресурсы поверхностных вод территории СССР (*Г. А. Плиткин*) 333
14.1. Водный баланс территории СССР 333
14.1.1. Изучение и картирование элементов водного баланса территории СССР 333
14.1.2. Исследования и расчеты водного баланса территории СССР 336
14.1.3 Современные данные о водном балансе территории СССР 338
14.2. Водные ресурсы СССР 339
14.2.1. Краткие сведения об изучении поверхностных вод на территории СССР 339

14.2.2. Современные данные о вековых запасах поверхностных вод на территории СССР 347
14.2.3. Современные данные об ежегодно возобновляемых ресурсах пресных вод 350
15. Основные сведения о мировом водном балансе и водных ресурсах Земли (*А. А. Соколов, Г. А. Плиткин*) 359
15.1. Общие представления о гидросфере и влагообороте 359
15.2. Мировой водный баланс 361
15.2.1. Краткие сведения о развитии исследований по количественной оценке элементов мирового водного баланса 361
15.2.2. Современные данные о мировом водном балансе 363
15.2.3. Закономерности пространственного распределения зональных значений элементов и структуры водного баланса 372
15.3. Водные ресурсы Земли 374
15.3.1. Краткие сведения о развитии представлений о количестве воды на земном шаре 374
15.3.2. Современные данные о запасах воды на земном шаре и возобновляемых водных ресурсах 375

Методы изучения и расчета водного баланса

Редактор О. Н. Потапова. Технический редактор Н. Ф. Леоненкова
Корректор И. В. Жмакина. Н/К

Сдано в набор 16.07.81. Подписано в печать 10.12.81. М-21677. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 25,5 (в т. ч. вкл.). Кр.-отт. 25,5. Уч.-изд. л. 29,59. Тираж 3200 экз. Индекс ГЛ-45. Заказ № 235. Цена 1 руб. 30 коп.

Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.