

Е.Д.ГОПЧЕНКО, А.В.ГУШЛЯ

ГИДРОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ МЕЛИОРАЦИИ

Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника
для студентов вузов,
обучающихся по специальности «Метеорология»



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1989

УДК [556+631.6](075.8)

Рецензенты: Ленинградский гидрометеорологический институт (д-р геогр. наук А. М. Владимиров), д-р геогр. наук В. С. Мезенцев
Научный редактор д-р геогр. наук А. М. Владимиров

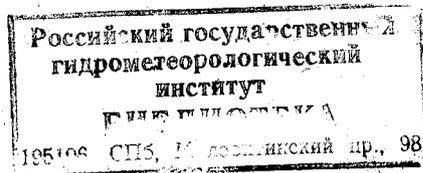
Рассматриваются сведения о водном хозяйстве, процессы и явления, совершающиеся в гидросфере, вопросы формирования режима различных водных объектов, элементы водного баланса. Излагаются основы гидрометрии, статистические методы исследования стока, расчеты основ основных гидрологических характеристик; приводятся сведения об осушительных и оросительных системах, даны рекомендации по расчету мелиоративных норм.

Для студентов гидрометеорологических вузов и географических факультетов университетов, обучающихся по специальности «Агрометеорология», «Метеорология»; может быть использован в практической работе мелиораторов, географов, гидрологов, гидротехников.

The book by Gopchenko E. U. and Gushlya A. V. "Hydrology with the Foundation of Reclamation" consists of the information concerning water economy, the processes and phenomena taking place in the hydrosphere as well as some aspects of different water bodies budget and water balance elements.

The foundation of hydrometry, statistic methods of runoff investigation and basic hydrologic characteristics estimates are dealt with. The book gives information about drainage and irrigation systems and recommendation on reclamation rates.

The manual is written for the students of "Agrometeorology" and "Meteorology", but may as well be used by practical geographers, reclamation, hydraulic engineers and other specialists dealing with the studying, use, modification and control of water resources.



Г 1805040700-075 27-89
069(02)-89

© Гидрометеоиздат, 1989 г.

ISBN 5-286-00136-X

ПРЕДИСЛОВИЕ

Наличие воды является одним из главных факторов, влияющих на расселение людей, развитие промышленности, сельского хозяйства и транспорта. Роль водного фактора в экономическом и социальном развитии человеческого общества непрерывно повышается, поскольку из года в год потребление воды увеличивается: возросло водопотребление на душу населения, большие объемы водных ресурсов используются промышленностью для технологических целей, крупными водопотребителями являются тепловые и атомные электростанции, увеличивается потребность в воде в сельском хозяйстве, особенно на орошение в засушливых районах и на увлажнение осушенных земель.

Водные ресурсы выступают теперь как важный фактор в планировании, развитии и размещении отраслей народного хозяйства. Хотя наша страна и богата водными ресурсами — второе место в мире по суммарным запасам, — однако во многих районах проблема обеспечения водой стоит остро. Это обусловлено неравномерностью распределения водных ресурсов по территории страны, по годам и сезонам внутри года, несоответствием территориального распределения водных ресурсов густоте населения, потребностям сельского хозяйства и расположению промышленных центров, росту населения и объему производимой продукции; увеличением количества сточных вод, что приводит к ухудшению качественного состояния природных вод, и т. д. Поэтому вопросы правильного учета, рационального использования и охраны природных ресурсов приобретают ныне все большее значение. Совершенствование методов гидрологических исследований является составной частью широкой программы по охране природы, в том числе водных ресурсов, осуществляемой в нашей стране.

В последние годы принят ряд важных постановлений и законов, направленных на сохранение и рациональное использование водных ресурсов. Особое место эти вопросы заняли в материалах XXVII съезда КПСС.

При написании настоящего учебника авторы стремились рассмотреть в нем общие закономерности гидрологических процессов и явлений и их взаимосвязь с процессами, происходящими в атмосфере и литосфере, поэтому в основу построения учебника положена структура водного и теплового баланса и ее взаимосвязь с морфологией водных объектов.

Сведения об истории развития и задачах дисциплины, значения ее в народном хозяйстве, водных ресурсах и водообмене гидросферы приводятся в первых двух разделах.

Предисловие

Третий раздел посвящен статистическим приемам и расчетам гидрологических характеристик.

В разделах, посвященных озерам, водохранилищам, ледникам и болотам, показаны особенности их водного, термического, солевого и гидрохимического режимов.

Два раздела включают основы мелиорации: виды мелиорации, расчеты количества воды, доставляемой на орошаемые площади или удаляемой с переувлажненных земель.

Антропогенное воздействие на водные объекты суши рассмотрено в заключительном (восьмом) разделе учебника.

Изложение материала ведется таким образом, чтобы *учащиеся*, основываясь на знании законов физики, химии, гидромеханики и метеорологии, смогли получить представление о гидрологических явлениях и процессах, неразрывно связанных с окружающей средой, чтобы он мог не только получить соответствующие знания, но и самостоятельно производить научный анализ и обобщения.

Буквенные обозначения в формулах, где это возможно, унифицированы.

При написании учебника авторы учитывали требования программ учебных курсов по гидрологии, гидротехнике, гидромелиорации и водному хозяйству, изучаемых в соответствующих вузах.

В основу учебника положены идеи ученых-гидрологов и мелиораторов, а также работы по гидрологии последних лет А. И. Чеботарева, Б. Б. Богословского, В. С. Мезенцева и др.

Глава 3 «Расчеты речного стока» написана проф. Е. Д. Гопченко, остальные главы — канд. техн. наук А. В. Гушля.

Авторы выражают благодарность проф. А. Н. Бефани и сотрудникам кафедры гидрологии ОГМИ за творческую помощь в работе над рукописью.

1. ВВЕДЕНИЕ

1.1. Гидрология, ее задачи и связь с другими науками

Наука, изучающая гидросферу, ее свойства и протекающие в ней процессы и явления во взаимосвязи с атмосферой, литосферой и биосферой, называется *гидрологией*.

Слово «гидрология» происходит от сочетания двух греческих слов: гидро — вода и логос — наука, т. е. наука о воде.

Гидрология относится к комплексу наук, изучающих физические и географические свойства Земли, в частности ее гидросферы. Предметом изучения гидрологии являются водные объекты: океаны и моря, реки, озера и водохранилища, болота, ледники, почвенные и подземные воды.

Так как процессы, происходящие в океанах и морях, существенно отличаются от процессов, происходящих в реках, озерах и болотах, гидрология делится на *гидрологию моря* (океанологию) и *гидрологию суши*.

По объектам исследования гидрология суши подразделяется на:

- 1) гидрологию рек,
- 2) гидрологию озер и водохранилищ,
- 3) гидрологию болот,
- 4) гидрологию подземных вод или гидрогеологию,
- 5) гидрологию ледников или гляциологию.

Помимо деления по объектам исследования, гидрология суши делится по основным направлениям и методам исследования:

на *общую гидрологию*, которая изучает общие закономерности, происходящие в гидросфере и общие взаимосвязи между гидросферой, атмосферой и литосферой;

гидрографию, которая рассматривает закономерности географического распространения поверхностных вод, описание конкретных водных объектов и их взаимосвязь с географическими условиями территории, а также их режим и хозяйственное значение;

гидрометрию, которая рассматривает методы наблюдений за режимом водных объектов, применяемые при этом устройства и приборы, а также способы обработки результатов наблюдений;

инженерную гидрологию (гидрологические расчеты), которая решает вопросы, связанные с запросами народного хозяйства по определению гидрологических характеристик для нужд гидротехники, мелиорации, дорожного строительства и других отраслей;

гидрологические прогнозы, в задачу которых входят разработка и применение научно обоснованных методов предвычисления гидрологического режима, развития гидрологических явлений во времени и пространстве.

Изучением подземных вод, находящихся в земной коре, занимается гидрогеология, а изучение почвенных вод является одной

1. Введение

из задач почвоведения. Воды атмосферы, особенно атмосферные осадки, изучают метеорология и климатология.

Законы движения жидкости и способы применения их к решению практических задач в конкретных условиях изучает гидравлика.

Гидрофизика занимается изучением физических свойств природной воды, а изучением состава и химических свойств вод и их изменениями во времени и пространстве занимается гидрохимия.

Биологическими процессами, протекающими в воде, и их взаимодействием с окружающей средой занимается гидробиология.

К наиболее важным задачам, которые решает современная гидрология с целью рационального использования и охраны водных ресурсов страны, относятся:

- оценка водных запасов и водного баланса конкретных территорий;
- установление расчетных расходов воды (максимальных, минимальных и др.) и внутригодового распределения стока;
- расчет испарения с поверхности речных бассейнов, озер и проектируемых водохранилищ;
- исследование формирования русел рек, перестроения берегов водохранилищ;
- характеристика температурного и ледового режима рек, озер и водохранилищ;
- прогнозы основных элементов гидрологического режима (уровней, расходов, даты вскрытия, замерзания водных объектов и др.);
- изучение загрязнения природных вод и процессов самоочищения, а также разработка методов борьбы с загрязнением водных объектов;
- исследование возможных преобразований природных процессов в результате перераспределения водных ресурсов между влажными и засушливыми районами страны.

Возложенные на гидрологию чрезвычайно важные, большие задачи свидетельствуют о возросшей роли гидрометеорологической науки в развитии экономики страны, о ее тесной связи с практикой социалистического строительства.

1.2. Краткие сведения о водном хозяйстве

Водное хозяйство представляет собой группу отраслей народного хозяйства, в задачу которого входит разработка и осуществление мероприятий по рациональному использованию поверхностных и подземных вод. Водное хозяйство в зависимости от направления использования водных ресурсов делится на ряд отраслей.

Гидроэнергетика — использование с помощью инженерных средств (гидротехнические сооружения, гидромеханическое и гид-

роэлектрическое оборудование) энергии текущей воды путем ее превращения в электрическую энергию.

Водный транспорт — один из видов транспорта, использующий в качестве пути естественные и искусственные водные объекты (реки, каналы, озера, водохранилища) в совокупности с транспортными гидротехническими сооружениями.

Мелиорация — улучшение земель для сельскохозяйственного использования (орошение и осушение), борьба с речными наводнениями, оврагообразованием, улучшение водного режима лесов, улучшение микроклимата, борьба с подтоплением земель.

Водоснабжение и канализацию — удовлетворение водой хозяйственно-санитарных нужд населенных пунктов, потребностей в воде теплоэнергетики и атомных электростанций, отвод сточных вод промышленных предприятий, тепловых и атомных электростанций.

Обводнение — создание искусственных водных источников для снабжения доброкачественной водой сельскохозяйственных и промышленных районов, городов и населенных пунктов. Пополнение водой извне маловодных рек и озер.

Охрана водных источников от загрязнений — создание водоохраных и санитарноохраных зон, строительство очистных сооружений, прудов-отстойников и др.

Обеспечение рационального использования водных недр — проведение мероприятий по наиболее эффективному развитию и эксплуатации водной фауны и флоры.

Отрасли водного хозяйства по их отношению к водным ресурсам подразделяются на две категории: водопотребители и водопользователи.

Водопотребители — забирают воду из источника, используя ее для выработки промышленной и сельскохозяйственной продукции или бытовых нужд населения, а затем возвращают ее в источник в другом месте, в меньшем количестве и в другом качестве. *Водопользователи* — используют энергию движущейся воды (ГЭС) или используют воду как среду (водный транспорт, рыбное хозяйство, рекреационные цели и т. д.).

Все отрасли водного хозяйства тесно связаны друг с другом гидрологически, технически и экономически, поэтому в нашей стране получило распространение только комплексное использование водных ресурсов, сущность которого состоит в одновременном удовлетворении запросов нескольких отраслей водного хозяйства.

Рациональное использование воды и осуществление мероприятий по борьбе с наводнениями, засухами, неурожаями требуют глубокого знания гидрологических явлений и процессов, а все это может быть достигнуто на базе гидрологической науки и смежных с ней дисциплин.

1.3. История развития гидрологии и мелиорации

Жизнь человека во все времена была тесно связана с водой. Люди селились по берегам рек, которые давали питьевую воду, в реках

1. Введение

они ловили рыбу, охотились и пользовались ими как путями сообщения.

Еще до нашей эры в Месопотамии, Египте, Индии, в Китае осуществлялось гидротехническое строительство. Так, в IV тысячелетии до н. э. египтяне устраивали дамбы для регулирования уровня р. Нила. Китайские гидротехники в III тысячелетии до н. э. вели работы по регулированию рек, применяя методы, основанные на использовании силы потока. За двадцать веков до нашей эры в Голландии велись работы по защите от морских разливов. Сохранившиеся гидротехнические сооружения свидетельствуют об орошении в XIV—VIII вв. до н. э. в государстве Урарту (Закавказье). Значительное развитие ирригация получила в X в. до н. э. и достигла высокого уровня на территории Средней Азии. Поэтому гидрология может считаться одной из древнейших наук в мире. Однако понадобилось несколько тысячелетий для того, чтобы гидрология выделилась в самостоятельную научную дисциплину.

В России наблюдения за водным режимом также имеют большую давность. В летописи Нестора (X—XI вв.) приводится подробный перечень рек Восточной Европы. Значительным шагом по изучению рек стала «Книга Большому Чертежу» (1627 г.), служившая текстом к карте России.

В 1700 г. измерен расход воды р. Волги у г. Камышина. В 1709 г. закончилось строительство Вышневолоцкой системы, а в 1731 г.— обходного Ладожского канала. Петру I принадлежит идея сооружения Мариинской водной системы. По указанию Петра I в 1715 г. на р. Неве у Петропавловской крепости был установлен первый водомерный пост, а несколько позднее водомерные наблюдения велись на Ладожском и Валдайских озерах, на Уральских прудах.

В начале XVIII в. В. Н. Татищев осветил ряд вопросов гидрографии и гидрологии в энциклопедическом словаре, где приведены сведения о реках, озерах и некоторых морях.

Большое внимание гидрографическим и гидрологическим исследованиям уделял М. В. Ломоносов. В 1760 г. по его инициативе проводилось анкетное обследование характеристик весенних наводнений, вскрытия и замерзания рек. В 1767 г. создается Главное управление водных коммуникаций и начинается более планомерное исследование и описание водных путей.

Управлением водными и сухопутными сообщениями (1818 г.) дается предписание об обязательных ежедневных измерениях уровня воды на всех водных системах.

Важным этапом явилась организация в 1874 г. навигационно-описной комиссии (НОК) с задачей планомерного изучения русских рек. Деятельностью НОК положено начало русской гидрологической сети. К 1897 г. число постов, наблюдающих за уровнем

воды, составило 443, в 1910 г. оно возросло до 700, а в 1917 г.— до 845.

Наряду с изучением рек для целей судоходства велись работы по сельскохозяйственным мелиорациям. Были организованы экспедиции по осушению болот Полесья (1873—1898 гг.), по орошению на юге России (1880—1891 гг., И. И. Жилинский), по исследованию источников главных рек Европейской России (1894—1903 гг., А. А. Тилло) и др. Этими экспедициями выполнены большие исследования по метеорологии и гидрологии. Вопросами происхождения и классификации болот занимались такие крупные русские ученые, как В. Н. Сукачев, В. С. Доктуровский, К. В. Регель и др.

Крупным вкладом в развитие исследований вод суши явились научные труды русских инженеров и ученых. В 1884 г. выходит работа А. И. Воейкова «Климаты земного шара, в особенности России», где впервые дана классификация рек по источникам питания, рассмотрен водный баланс Каспия и другие вопросы гидрологии, В. М. Лохтина «Механизм речного русла» (1897 г.), Э. М. Ольдекопа по испарению с поверхности речных бассейнов (1911 г.), Н. Е. Жуковского о движении воды на повороте реки (1914 г.), Н. Е. Долгова по теории ливневых вод (1916 г.) и др. В 1916 г. в Москве организуется Торфяная академия, которая впоследствии объединилась с Сельскохозяйственной академией им. К. А. Тимирязева.

После Октябрьской революции гидрология выделилась в самостоятельную науку и получила дальнейшее развитие под влиянием возросших требований народного хозяйства. В 1919 г. создается Российский, ныне Государственный гидрологический институт (ГГИ), ставший центральным научно-исследовательским гидрологическим учреждением страны. Здесь разрабатываются важнейшие проблемы гидрологии суши. Одновременно осуществляется методическое руководство работой гидрологических станций, обобщаются результаты гидрологических наблюдений.

В 1920 г. по инициативе В. И. Ленина принят план об электрификации России (ГОЭЛРО). Выполнение этого плана потребовало всестороннего изучения естественного режима водоемов. В период с 1919 по 1929 г. проведены крупные водные исследования рек Волхова, Москвы, Урала, Днепра, Волги, Амударьи и др.

В 1921 г. Советом Труда и Оборона принимается Постановление об организации мелиоративных товариществ в ряде губерний России. Уже в 1928 г. площадь орошаемых земель составляла 4,17 млн. га, осушенных — свыше 1,3 млн. га. Одновременно большое внимание уделялось торфяно-болотным почвам как средству увеличения продуктов сельскохозяйственного производства.

В 1924 и 1928 гг. были созваны I Всероссийский и II Всесоюзный гидрологические съезды, на которых рассматривались вопросы водного баланса и речного стока, морфометрии речных русел, измерительных приборов и гидробиологии.

1. Введение

В 1929 г. создается Гидрометеорологический комитет при Совете Народных Комиссаров СССР, который в 1933 г. был преобразован в Центральное управление гидрометеорологической службы. В 1936 г.— в Главное управление гидрометеорологической службы, в 1978 г.— в Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, в 1988 г.— в Государственный комитет СССР по гидрометеорологии. Это способствовало развитию сети гидрологических станций, установлению единой методики работ, улучшению качества гидрологических исследований.

Особое место в развитии мелиорации земель занимают народные стройки, за короткое время был создан ряд крупных гидротехнических сооружений. Например, Большой Ферганский канал (длина 275 км, ширина 30 м, глубина 4 м) построен в очень короткий срок— за 45 дней, а в следующем 1940 г. он был продолжен еще на 74 км. В 1940 г. орошаемые площади в стране составили 6,3 млн. га, осушенные — 6 млн. га.

Широкое развитие гидрологические исследования получили в послевоенный период. Восстановление разрушенного войной народного хозяйства, новое строительство, особенно гидротехническое, привели к резкому подъему производительных сил страны. Это потребовало решения многих задач, связанных с обеспечением различных отраслей народного хозяйства сведениями о режиме водных объектов не только для проектирования и строительства, но и для эксплуатации сооружений на водных объектах.

В 1957 г. состоялся III гидрологический съезд, на котором были рассмотрены достижения в области советской гидрологии за 30 лет, прошедших после II съезда, и выработано направление дальнейших гидрологических исследований.

Особенно сильно возросла роль гидрологии после майского (1966 г.) Пленума ЦК КПСС в связи с широким развитием мелиорации земель.

В 1970 г. Верховный Совет СССР принял «Основы водного законодательства Союза ССР и союзных республик», предусматривающие новый, более строгий порядок планирования, использования и охраны водных ресурсов страны.

В 1973 г. состоялся IV Всесоюзный гидрологический съезд. На нем рассматривались вопросы водного и водохозяйственного балансов, государственного учета водных ресурсов и их использования, ведения водного хозяйства, усовершенствования методов гидрологических расчетов и прогнозов, применяемых в практике проектирования, строительства и эксплуатации водных объектов.

В 1986 г. состоялся V Всесоюзный гидрологический съезд, на котором основное внимание уделялось теоретическим и методическим вопросам гидрологической науки; экспериментальным исследованиям и методам математического моделирования гидрологических процессов; требованиям к составу и точности измерений; оценке количественных и качественных изменений водных ресур-

сов и элементов гидрологического режима под влиянием хозяйственной деятельности человека.

В настоящее время осуществляется детально разработанная программа по предотвращению загрязнения бассейнов Волги и Урала, Каспийского, Азовского и Черного морей, рациональному использованию природных комплексов оз. Байкал.

В «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 гг. и на период до 1990 г.» предусмотрено ввести в эксплуатацию 3,4—3,6 млн. га орошаемых и 3,7—3,9 млн. га осушаемых земель, обводнить в пустынных, полупустынных и горных районах 26—28 млн. га пастбищ. Главная задача мелиораторов совместно с работниками сельского хозяйства состоит в обеспечении высокоэффективного использования мелиорируемых земель.

Значительным вкладом в развитие гидрологии и мелиорации явились исследовательские работы ученых:

1) в области изучения закономерностей формирования и разработки методов расчета стока — В. Г. Глушкова, Д. И. Кочерина, Д. Л. Соколовского, А. В. Огиевского, Г. А. Алексева, А. Н. Бэфани, С. Н. Крицкого, М. Ф. Менкеля, А. И. Чеботарева, К. П. Воскресенского, В. Г. Андреянова, П. С. Кузина и др.;

2) в области водного баланса суши — М. А. Великанова, М. И. Львовича, Б. Д. Зайкова, А. А. Соколова, В. К. Давыдова, К. П. Воскресенского, В. С. Мезенцева и др.;

3) в области гидрологических прогнозов — Б. А. Апполова, Г. П. Калинина, Е. Г. Попова, В. И. Сапожникова, Н. Ф. Бэфани и др.;

4) по вопросам формирования русел и динамики потоков — В. М. Лохтина, М. А. Великанова, В. М. Макковеева, К. В. Гришанина, В. Г. Гончарова, Н. Е. Кондратьева, А. В. Караушева, И. В. Попова, Д. И. Гринвальда и др.;

5) по стоку наносов — В. Г. Глушкова, Б. В. Полякова, Г. И. Шамова, Г. В. Лопатина, И. В. Егиазарова, К. И. Россинского и др.;

6) по вопросам испарения с поверхности речных бассейнов и с водной поверхности — В. К. Давыдова, Е. Д. Зайкова, А. П. Браславского, З. И. Викулиной, А. Р. Константинова, П. П. Кузьмина и др.;

7) по вопросам мелиоративной гидрологии — С. Ф. Аверьянова, А. М. Алпатьева, А. Н. Костякова, С. Д. Лысогорова, В. С. Мезенцева, А. А. Роде, С. И. Харченко и др.

Дальнейший подъем народного хозяйства требует углубления теории гидрологической науки, совершенствования методов гидрологических расчетов и прогнозов, повышения качества гидрологических наблюдений. Залогом успешного решения стоящих перед гидрологией и мелиорацией задач является постоянное сотрудничество науки с практикой водохозяйственного строительства.

1. Введение

1.4. Методы изучения водных объектов

Основными методами изучения водных объектов современной гидрологии являются: 1) стационарный, 2) экспедиционный, 3) экспериментальный и 4) теоретический.

Стационарный метод наблюдений служит для изучения динамики элементов гидрологического режима водных объектов во времени. Гидрологический режим представляет собой закономерные изменения состояния водного объекта во времени и проявляется в виде суточных, сезонных и многолетних колебаний уровня и расходов воды, температуры воды, ледовых явлений и др. Систематические наблюдения за гидрологическим режимом производятся гидрометеорологическими станциями и постами. Эти наблюдения ведутся по единой программе, отвечающей задачам науки и техники. Материалы наблюдений обрабатываются и широко используются для географических обобщений, составления справочников, атласов, карт гидрологических характеристик и решения других теоретических и практических задач.

Экспедиционный метод позволяет в сравнительно короткие сроки получить важные сведения о физико-географических характеристиках изучаемых водных объектов, установить на основе полевого обследования особенности их режима. Сведения, получаемые в результате экспедиционных исследований, дают возможность надежно использовать метод гидрологической аналогии, позволяющий по длительным наблюдениям, имеющимся на сходных в физико-географическом отношении водосборах, судить о режиме неизученных водных объектов.

Экспериментальный метод служит для детального исследования как отдельных сторон гидрологических процессов, так и явления в целом. С помощью эксперимента, создаваемого в лаборатории или в полевых условиях, исследуются закономерности формирования речных русел, образования и таяния ледяного покрова, просачивания воды в почву и стекание ее со склонов, испарение с водной поверхности и с суши и многие другие явления.

Теоретический метод исследования заключается в использовании общих физических законов и математических методов решения гидрологических задач. Результаты, полученные теоретическим методом, проверяются на фактическом материале.

Наиболее полные сведения о водных объектах и их режиме могут быть получены при совместном использовании всех четырех методов исследований.

1.5. Основные физические и химические свойства воды

Химически чистая вода состоит по массе из 11,19 % водорода и 88,81 % кислорода. Исследования молекулы воды показали, что атомы кислорода и водорода расположены по углам равнобедрен-

ного треугольника, на вершине которого находится атом кислорода. Угол при вершине равен примерно 105° , а стороны треугольника имеют длину $0,96 \text{ \AA}$ (ангстрема), т. е. 10^{-10} м ; расстояние между ядрами водорода $\text{HH} = 1,50 \text{ \AA}$.

Вода, находящаяся в парообразном состоянии, состоит главным образом из простых молекул, называемых гидролями и соответствующих формуле H_2O . В жидком состоянии вода представляет смесь: простых молекул гидролей (H_2O), двойных — дигидролей

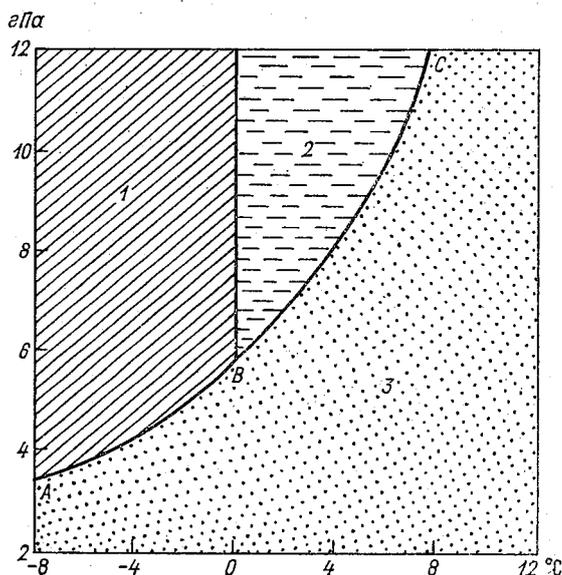


Рис. 1.1. Фазы состояния воды.

1 — твердая, 2 — жидкая, 3 — газообразная фаза.

$(\text{H}_2\text{O})_2$ и тройных молекул — тригидролей $(\text{H}_2\text{O})_3$. В твердой фазе (лед) в воде преобладают тригидроли $(\text{H}_2\text{O})_3$. При изменении температуры и давления соотношение между количеством гидролей, дигидролей и тригидролей изменяется.

Переход воды из жидкого или твердого состояния в пар и обратно возможен при определенном давлении водяного пара над водой или льдом, зависящем от температуры (рис. 1.1).

Линия AB является границей равновесия между парообразной водой и льдом, а линия BC — границей равновесия между жидкой и парообразной водой. При температуре $0,0075^\circ\text{C}$ и давлении, равном $6,1 \text{ гПа}$ в устойчивом равновесии одновременно находится водяной пар, жидкая вода и лед; на графике этому состоянию отвечает точка B , которая называется тройной точкой.

В жидкой фазе структура молекул воды отождествляется с кристаллической решеткой кварца; в твердой фазе (лед) она идентична решетке тридимита. Тридмит имеет менее плотную решетку, чем кварц, и его удельный объем на 10% больше, чем

1. Введение

кварца. Лед по сравнению с водой имеет менее плотную упаковку молекул. При замерзании воды удельный объем увеличивается примерно на 10 %. Плотность чистого льда при температуре 0 °С равна $0,9167 \cdot 10^3$ кг/м³, а воды — $0,99987 \cdot 10^3$ кг/м³, поэтому лед держится на поверхности, предохраняя водоемы от промерзания до дна.

С увеличением температуры в интервале от 0 до +4 °С плотность воды достигает максимума ($0,99997 \cdot 10^3$ кг/м³), а при дальнейшем повышении температуры плотность уменьшается (удельный объем увеличивается) вследствие увеличения расстояния между молекулами.

У морской воды температура наибольшей плотности зависит и от солености. Морская вода замерзает при температуре примерно от —1,0 до —2,0 °С, а кипит при 100,08—100,64 °С (при нормальном давлении). Вода обладает высокой удельной теплоемкостью.

Удельной теплоемкостью воды называется количество тепла, необходимое для нагревания 1 кг воды на 1 К (или 1 °С). Теплоемкость воды равна $4,19 \cdot 10^3$ Дж/(кг · К).

Удельная теплоемкость воздуха и пород земной коры значительно меньше: воздуха 993 Дж/(кг · К), кварца 796 Дж/(кг · К) и гранита 838 Дж/(кг · К).

Большая теплоемкость воды играет значительную роль в процессах охлаждения и нагревания вод суши, а также в формировании климатических условий прилегающих к водоемам районов.

Теплопроводность воды очень незначительна. Теплопроводность химически чистой воды при температуре 293 К (20 °С) равна 0,557 Вт/(м · К). Это значит, что в единицу времени (1 секунду) через единицу поверхности (1 м²) по направлению, перпендикулярному к ней, протекает количество тепла, равное 0,557 Дж, при условии, что температура воды по этому же направлению понижается в слое толщиной 1 м на 1 К. Теплопроводность воздуха при той же температуре составляет всего 0,023 Вт/(м · К). Вода, лед и снег плохо проводят тепло, поэтому в естественных водоемах передача тепла в глубины происходит очень медленно. Распространение тепла в глубь водных объектов связано главным образом с процессами вертикального перемешивания.

Важное значение в гидрологических процессах имеет удельная теплота испарения и льдообразования.

Удельной теплотой парообразования (испарения) называется количество тепла, необходимое для перевода 1 кг воды из жидкого состояния в парообразное без изменения температуры при нормальном атмосферном давлении. Удельная теплота парообразования при 273 К равна $2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг (597 ккал/г), при 373 К — $2,26 \cdot 10^6$ Дж/кг (539 ккал/г). Удельная теплота парообразования чистого льда или снега при 273 К больше, чем воды, на количество теплоты плавления $3,35 \cdot 10^6$ Дж/кг (677 ккал/г).

Температура замерзания и плавления льда при нормальном давлении равна 273 К. Количество тепла в джоулях, затрачиваемое на превращение 1 кг льда в воду, называют удельной теплотой плавления, а количество тепла, затрачиваемое на превращение 1 кг воды в лед — удельной теплотой льдообразования. Для пресного льда и воды она равна $3,35 \cdot 10^5$ Дж/кг (80 ккал/кг).

Поверхностное натяжение. Внутримолекулярные силы проявляются внутри воды в виде сил сцепления, а на свободной поверхности — в виде сил прилипания. Первые обуславливают вязкость, вторые — поверхностное натяжение. На свободной поверхности межмолекулярные силы стремятся втянуть все молекулы во внутрь жидкости и уменьшить свободную поверхность. В результате возникает сила поверхностного натяжения, направленная нормально к поверхности воды. Коэффициент поверхностного натяжения изменяется от $7,13 \cdot 10^{-2}$ до $7,65 \cdot 10^{-2}$ Н/м (от 71,32 до 76,52 дин/см) в зависимости от температуры и солености. С явлениями поверхностного натяжения и смачивания связана способность воды подниматься по капиллярам и порам грунта над свободной водной поверхностью.

Помимо обычных атомов кислорода с атомной массой 16 и водорода с атомной массой 1, существуют более тяжелые атомы — изотопы. Изотопы кислорода имеют атомную массу 17, 18 и 19 (^{17}O , ^{18}O , ^{19}O), изотопы водорода — 2 и 3 (^2H , ^3H). Взаимодействуя между собой, они образуют молекулы тяжелой воды. Плотность тяжелой воды состава $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$ при 4°C равна $1,056 \cdot 10^3$ кг/м³. В природе такая вода составляет незначительную долю от общего объема воды (0,000003 %).

Прозрачность природных вод зависит от содержания растворенных и взвешенных в ней веществ. В процессе взаимодействия гидросферы с атмосферой, литосферой и биосферой вода образует истинные и коллоидальные растворы. В истинных растворах вещества находятся в виде молекул и ионов, размеры растворенных частиц не превышают 10^{-7} мм. Коллоидальные растворы содержат группы молекул и ионов, размеры растворенных частиц в них колеблются от 10^{-1} до 10^{-5} мм.

Концентрация растворимых в воде веществ характеризуется *минерализацией*, или *соленостью*, выражающейся в миллиграммах веществ, растворенных в одном литре воды (мг/л), а при концентрации больше 1000 мг/л — в граммах на литр, или в промилле (‰), т. е. в граммах веществ, растворенных в килограмме воды.

По минерализации природные воды делятся на пресные — с соленостью до 1 ‰, солоноватые — с соленостью от 1 до 24,7 ‰, минеральные — с соленостью от 24,7 до 47 ‰ и рассолы — более 47 ‰.

Химический состав природных вод, по О. А. Алекину, можно разделить на пять групп: 1) главные ионы (хлоридные Cl^- , сульфатные SO_4^{2-} , гидрокарбонатные HCO_3^- , карбонатные CO_3^{2-} , ионы натрия Na^+ , калия K^+ , магния Mg^{2+} и кальция Ca^{2+}); 2) растворенные газы (кислород O_2 , азот N_2 , двуокись углерода CO_2 ,

1. Введение

водород Н, сероводород H_2S и др.); 3) биогенные вещества (соединения азота, фосфора, кремния); 4) микроэлементы и 5) органическое вещество. Газы и органическое вещество присутствуют в виде молекул, соли — в виде ионов и частично в виде комплексов, а минеральные и органические соединения — в виде коллоидов.

Минерализация природных вод носит выраженный зональный характер. Так, минерализация рек лесной зоны СССР не превышает 200 мг/л, а в полупустынных она достигает 1000 мг/л.

В маломинерализованных водах преобладают ионы HCO_3^- и Ca^{2+} , в высокоминерализованных — Cl^- и Na^+ . Ионы SO_4^{2-} занимают промежуточное положение между HCO_3^- и Cl^- , а ионы Mg^{2+} — между Ca^{2+} и Na^+ .

Изменение солевого состава связано с климатическими условиями:



Зональное распределение минерализации вод может нарушаться в связи с различиями в геологическом строении отдельных районов и изменением стока под воздействием хозяйственной деятельности человека.

Большое значение для биологических и биохимических процессов имеют растворенные в воде газы. Из растворенных газов следует особо выделить кислород O_2 , двуокись углерода CO_2 и ион водорода Н.

Обогащение воды кислородом осуществляется за счет поступления кислорода из атмосферы и в результате выделения кислорода растениями в процессе фотосинтеза. Уменьшение кислорода в воде происходит за счет потребления его на окисление органического вещества (дыхание водных организмов, брожение, гниение органических остатков).

При разложении органических веществ в анаэробных условиях (без доступа кислорода) образуется сероводород H_2S . Двуокись водорода в воде находится в виде растворенных молекул, которые вступая во взаимодействие с водой, образуют угольную кислоту H_2CO_3 . Потери двуокиси углерода происходят за счет удаления в атмосферу и потребления растениями при фотосинтезе.

Ионы водорода содержатся в воде в очень малых количествах. Они образуются в результате частичной диссоциации химически чистой воды: $H_2O = H^+ + OH^-$, а в природных условиях — от диссоциации угольной кислоты: $H_2CO_3 \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+$.

Ион H^+ является носителем кислотных, ион OH^- — щелочных свойств. При нейтральной реакции концентрация ионов водорода равна 10^{-7} г/л. Концентрацию ионов водорода в воде выражают в виде степенного показателя (десятичного логарифма), взятого с обратным знаком: $pH = \lg |H^+|$. Таким образом, вода с нейтральной реакцией имеет $pH = 7$. Кислая реакция ($pH < 7$) характерна для болотных вод и некоторых подземных вод. Большинство поверхностных вод имеет слабощелочную ($pH > 7$) или нейтральную реакцию.

Вода является неизменным видом природных ресурсов, без которого невозможна жизнь и деятельность человека. Находясь в непрерывном движении, вода участвует почти во всех процессах, совершающихся на земном шаре.

1.6. Водные ресурсы земного шара

Площадь поверхности Земли равна 510 млн. км². Из этой площади водами Мирового океана покрыто 361 млн. км², или 71 %, а площадь суши составляет 149 млн. км², или 29 %.

Вода и суша распределены на земном шаре неравномерно. В северном полушарии на долю суши приходится 100 млн. км², или 39 %, а в южном — 49 млн. км², или 19 %. Площадь водной поверхности в северном полушарии равна 155 млн. км², т. е. 61 %, а в южном — 206 млн. км², или 81 % (в процентах от каждого полушария).

Водная поверхность земного шара представляет собой единую поверхность, называемую Мировым океаном. По ряду признаков Мировой океан делится на океаны, моря, заливы, бухты и проливы. Основные морфометрические характеристики океанов приведены в табл. 1.1.

Суша земного шара разделена на ряд материков (континентов). Средняя высота суши над уровнем океана 875 м. Основные

Таблица 1.1

Основные морфометрические характеристики океанов

Океан	Общая площадь, млн. км ²	Площадь зеркала, млн. км ²	Площадь островов, млн. км ²	Объем воды, млн. км ³	Средняя глубина, м	Наибольшая глубина, м
Тихий	182,6	178,7	3,9	701,1	3957	11 034
Атлантический	92,7	91,7	1,0	330,1	3602	9 219
Индийский	77,0	76,2	0,8	284,6	3736	7 450
Северный Ледовитый	18,5	14,7	3,8	16,7	1131	5 220
Мировой океан	370,8	361,3	9,5	1338,5	3704	11 034

1. Введение

морфометрические характеристики материков приведены в табл. 1.2.

Таблица 1.2

Основные морфометрические характеристики материков

Материк	Общая площадь с островами, млн. км ²	Площадь островов, млн. км ²	Средняя высота над уровнем моря, м	Наибольшая высота, м	Наименьшая высота, м
Европа	10,5	0,7	300	5642	—28
Азия	43,5	2,7	950	8848	—392
Африка	30,1	0,6	650	5895	—150
Северная Америка	24,2	4,1	700	6193	—85
Южная Америка	17,8	0,1	580	7014	—35
Австралия (с Океанией)	8,9	1,3	350	5029	—12
Антарктида	14,0	0,0	2040	5140	—
Вся суша (с островами)	149,0	9,5	—	8848	—392

Территория суши по условиям стока делится на две части: область внешнего стока (табл. 1.3) (78 %) и область внутреннего стока (22 %).

Таблица 1.3

Области внешнего и внутреннего стока в млн. км²

Материк	Общая площадь материков, млн. км ²	Области внешнего стока				Области внутреннего стока
		Северный Ледовитый океан	Атлантический океан	Индийский океан	Тихий океан	
Европа	10,5	1,5	6,8	—	—	2,2
Азия	43,5	11,7	0,6	7,0	11,9	12,3
Африка	30,1	—	14,9	5,6	—	9,6
Северная Америка	24,2	9,2	9,2	—	5,0	0,8
Южная Америка	17,8	—	15,2	—	1,2	1,4
Австралия	8,9	—	—	3,3	1,7	3,9
Антарктида	14,0	—	4,0	5,0	5,0	—
Вся суша (с островами)	149	22,4	50,7	20,9	24,8	30,2
млн. км ² в %	100	15	34	14	17	20

Главный водораздел делит сушу на два склона: 1) со стоком рек в Атлантический и Северный Ледовитый океаны (60 %), 2) со стоком рек в Тихий и Индийский океаны (40 %). Второстепенные водоразделы — это водоразделы бассейнов океанов Тихого, Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого и областей с внутренним стоком, или бессточных областей.

Большая область внутреннего стока — Арало-Каспийская; к ней принадлежат бассейны рек Волги, Урала, Куры, Сырдарьи, Амударьи и др. К бессточным областям относятся также пустыни Сахара, Аравийская и Центрально-Австралийская.

Общие запасы воды на Земле составляют около 1386 млн. км³ (табл. 1.4). Запас воды в руслах рек равен 2120 км³, в пресных

Таблица 1.4

Запасы воды на Земле

Вид воды	Площадь распространения, млн. км ²	Объем, км ³	Слой, м	Доля в мировых запасах, %	
				от общих запасов воды	от запасов пресных вод
1. Мировой океан	361,3	1338·10 ⁶	3700	96,5	—
2. Подземные воды (гравитационные и капиллярные)	148,8	23,4·10 ⁶	174	1,7	—
3. Пресные подземные воды	148,8	10,5·10 ⁶	78	0,76	30,1
4. Почвенная влага	82,0	16,5·10 ⁶	0,2	0,001	0,05
5. Ледники и постоянный снежный покров					
Из них:					
Антарктида	13,98	21,6·10 ⁶	1546	1,56	61,8
Гренландия	1,8	2,29·10 ⁶	1289	0,16	6,54
Арктические острова	0,23	83,5·10 ³	369	0,006	0,24
6. Горные районы	0,22	40,6·10 ³	181	0,003	0,12
7. Подземные льды зоны многолетнемерзлых пород	21,0	300·10 ³	14	0,02	0,86
8. Запасы воды в озерах:					
пресные	1,24	91·10 ³	73,6	0,006	0,25
соленые	0,82	85,4·10 ³	103,8	0,006	—
9. Вода в болотах	2,68	11·10 ³	4,28	0,0008	0,03
10. Вода в руслах рек	148,8	2120	0,014	0,0002	0,006
11. Биологическая вода	510	1120	0,002	0,0001	0,003
12. Вода в атмосфере	510	12900	0,025	0,001	0,04
13. Пресные воды	148,8	35·10 ⁶	235	2,52	100
14. Общие запасы воды	510	1386·10 ⁶	2718	100	—

озерах — 91 тыс. км³. Запас пресных подземных вод оценивается в 10,5 млн. км³, а общие запасы пресных вод — в 35 млн. км³, что составляет 2,53 % общего объема гидросферы. Если учесть, что

1. Введение

основная масса пресных вод сосредоточена в ледниках, то объем вод, пригодных для использования человеком, резко уменьшается и составляет около 0,8 % объема гидросферы.

Водообеспеченность территории в различных районах земного шара большей частью не согласуется с численностью населения и размещением природных ресурсов, промышленности и сельского хозяйства. В Европе и Азии сосредоточено 77 % населения мира, но на эту территорию приходится около 33 % мировых запасов ежегодно возобновляемых пресных вод. Если учитывать лишь ежегодно возобновляемую воду рек, озер и водохранилищ, то на каждого жителя Земли приходится в среднем 11,6 тыс. м³ в год (табл. 1.5).

Таблица 1.5

Водные ресурсы рек мира

Материк (с островами)	Сток		Доля в сум- марном стоке, %	Водообеспеченность			
	мм	км ³		площадь, тыс. км ²	сток, л/(с. км ²)	насе- ние, млн. человек (на 1977 г.)	сток на душу на- селения, тыс. м ³ в год
Европа	306	3 210	7	10 500	9,7	654	4,9
Азия	332	14 410	31	43 475	10,5	2400	6,0
Африка	151	4 570	10	30 120	4,8	400	11,4
Ю. Америка	661	11 700	25	17 800	21,0	216	54,4
С. Америка	339	8 200	17	24 200	10,7	340	24,1
Австралия	45,3	348	1	7 683	1,44	13,5	25,8
и Океания	1610	2 040	4	1 267	51,1	7,1	287
Антарктида	165	2 310	5	13 980	5,2	—	—
Вся суша	314	46 800	100	149 000	10,0	4031	11,6

Наименее обеспечена водой Европа (4,9 тыс. м³ в год) и Азия (6,0 тыс. м³ в год). Наиболее обеспечена водой Южная Америка (54,4 тыс. м³ в год), Океания (287 тыс. м³ в год) и Австралия (25,8 тыс. м³ в год).

Для отдельных стран водообеспеченность колеблется в более значительных пределах. В СССР средняя водообеспеченность составляет 17,3 тыс. м³ в год, в США около 10 тыс. м³ в год, в КНР — 2,9 тыс. м³ в год.

Таким образом, водообеспеченность населения Земли довольно высокая даже для наиболее сухих континентов и наиболее населенных стран, поэтому в настоящее время водная проблема состоит не в отсутствии ресурсов пресных вод, а в их неравномерном распределении по территории, колебаниях во времени и изменении качества.

1.7. Общий и внутриматериковый круговорот воды

Вода находится в непрерывном движении. Она все время расходуется и восстанавливается в процессе круговорота. Основной причиной круговорота является солнечная энергия.

Считая солнечную постоянную равной $8,2 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ и альbedo Земли близким к $0,33$, М. И. Будыко пришел к выводу, что значение солнечной радиации ($Q_{s\alpha}$), поглощенной Землей как

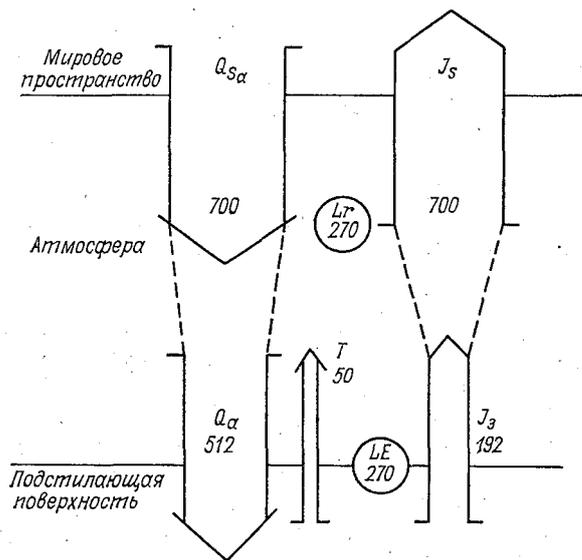


Рис. 1.2. Тепловой баланс Земли.

планетой, равно $700 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ (рис. 1.2). Из этого количества $512 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ поглощается на земной поверхности, а $188 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ — в атмосфере.

Радиационный баланс земной поверхности (R_3) равен $320 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$, а эффективное излучение с земной поверхности (I_3), соответствующее разности поглощенной радиации и радиационного баланса, составляет $192 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

Общее количество уходящего в мировое пространство длинноволнового излучения Земли (I_s) равно $700 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$; т. е. соответствует поглощенной радиации.

Отношение I_3/I_s намного меньше отношения $Q_\alpha/Q_{s\alpha}$, что характеризует влияние парникового эффекта на радиационный режим Земли. Другой характеристикой парникового эффекта является значение радиационного баланса поверхности, равное $320 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

Энергия радиационного баланса расходуется на испарение воды ($LE=270 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$) и на турбулентный обмен земной

1. Введение

поверхности с атмосферой ($T=50$ кДж/(см²·год)). Атмосфера получает тепловую энергию из трех источников: поглощенной коротковолновой радиации (188 кДж/(см²·год)), прихода тепла от конденсации водяного пара ($LC=277$ кДж/(см²·год)), турбулентного потока тепла от земной поверхности (50 кДж/(см²·год)). Сумма этих значений равна потере тепла на длинноволновое излучение в мировое пространство, равной разности I_S и I_3 , т. е. 508 кДж/(см²·год).

Ежегодно с поверхности Земли испаряется 577 тыс. км³ воды. Большая часть (505 тыс. км³) приходится на Мировой океан и меньшая (72 тыс. км³) — на сушу.

Пары, попадая в атмосферу, при определенных условиях конденсируются, образуя осадки, которые выпадают на земную поверхность в виде дождя, снега, града и т. п. Выпавшие на сушу осадки просачиваются в почву и питают грунтовые воды, стекают по склонам местности, образуя временные и постоянные водотоки, а остальная часть их снова испаряется.

Этот непрерывный замкнутый процесс обмена влагой между атмосферой и земной поверхностью называется *круговоротом воды в природе* (рис. 1.3). Отмечают два вида круговорота воды:

1) малый, или океанический, круговорот, когда испарившаяся с поверхности океанов и морей влага не переносится на сушу, а поднявшись вверх, конденсируется и возвращается непосредственно в моря и океаны в виде атмосферных осадков;

2) большой круговорот — это процесс перемещения воздушными течениями на материке водяных паров и их выпадение в виде осадков на поверхность суши, а затем возвращение в моря и океаны поверхностным или подземным путем.

Небольшая часть водяных паров, поступающих с поверхности океанов, выпадает в виде осадков в бессточные области суши.

Объемы и скорость перемещения отдельных видов воды неодинаковы. В пределах нашей планеты обычно рассматриваются следующие типы влагооборота: между землей и космосом, между атмосферой и океаном, между океаном и сушей, между атмосферой, почвенным покровом и биосферой. По существу, все типы влагооборота являются незамкнутыми.

Основными элементами влагооборота являются влагосодержание, атмосферные осадки и испарение (рис. 1.4). Количество водяного пара C , вышедшего за пределы области, выражается уравнением

$$C = A - X + E, \quad (1.1)$$

где A — количество водяного пара, поступившего извне; X — общее количество осадков, состоящее из двух типов осадков: X_A — адвективные осадки и X_E — осадки, образовавшиеся за счет местного испарения; E — испарение, мм.

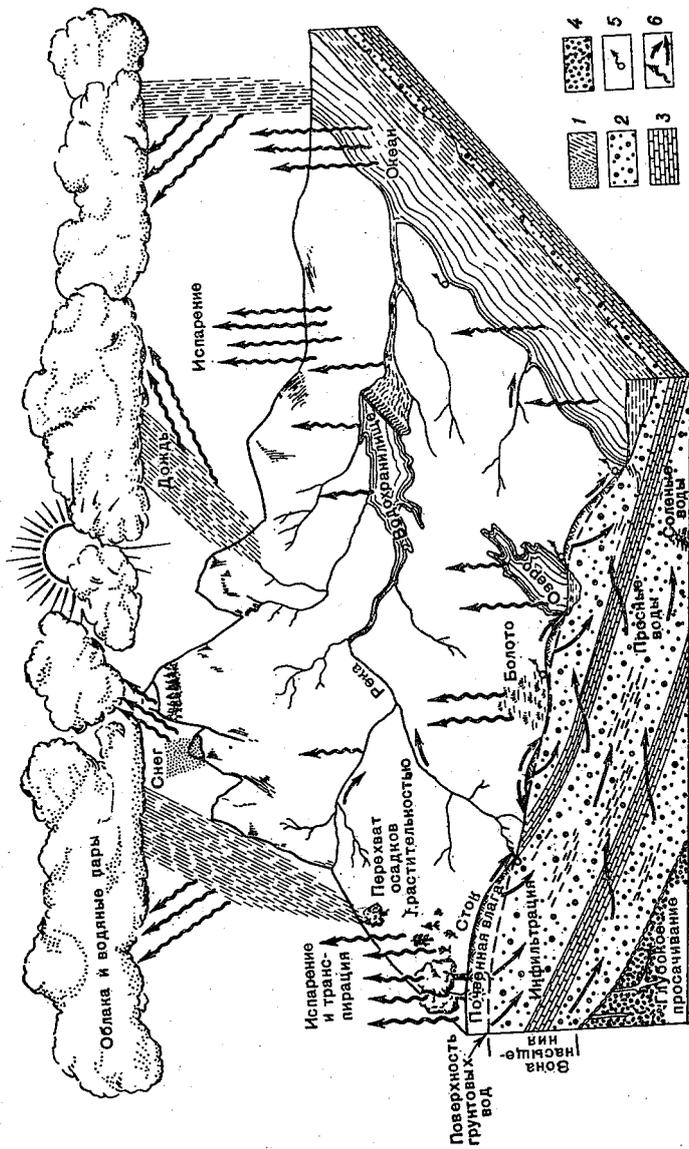


Рис. 1.3. Схема круговорота воды в природе.

1 — осадки, 2 — водопроницаемые породы, 3 — слабопроницаемые породы, 4 — непроницаемые породы, 5 — источник, 6 — направление движения воды и водяных паров.

1. Введение

Для расчета составляющих влагооборота и осадков различного происхождения можно использовать формулы М. И. Будыко и О. А. Дроздова:

$$X_E = X \left(1 + \frac{2W\bar{u}}{El} \right); \quad X_A = X \left(1 + \frac{El}{2W\bar{u}} \right);$$

$$K = X/X_A = 1 + \frac{El}{2W\bar{u}}, \quad (1.2)$$

где W — влагосодержание атмосферы, мм; \bar{u} — средняя скорость адвективного переноса водяного пара, м/с; l — масштаб территории ($l = \sqrt{F}$), км; F — площадь региона, км²; K — коэффициент влагооборота, показывающий число циклов, совершаемых местным паром, прежде чем он будет вынесен за пределы территории.

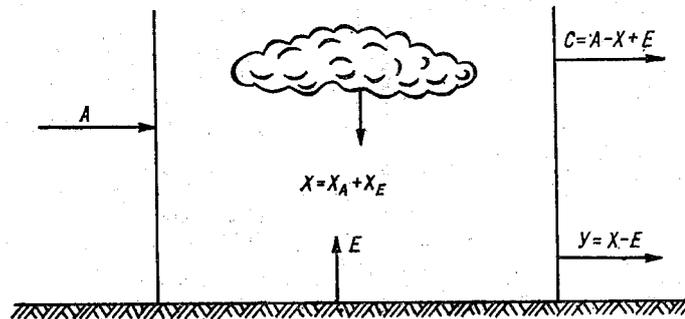


Рис. 1.4. Схема внутриматерикового влагооборота.

A — количество воды (водяного пара), приносимое извне; X — общее количество осадков, выпадающих в пределах рассматриваемой территории; E — испарение с поверхности; C — количество воды (водяного пара), ушедшей за пределы территории; Y — речной сток (возобновляемые водные ресурсы), равный $X - E$, где $X = A - C + E$.

По расчетам О. А. Дроздова, коэффициент влагооборота над континентами колеблется от 1,14 до 1,81 (табл. 1.6). Даже на самом обширном континенте — Азии — большая часть выпадающих осадков образуется из водяного пара, принесенного на континент извне. Таким образом, главным источником увлажнения континентов является океаническая влага.

Основной закономерностью круговорота воды в природе является водообмен между океаном и сушей. Одновременно он дает начало другим частным звеньям общего круговорота.

Различные виды в процессе их перемещения взаимосвязаны. Поскольку скорость воды в процессе их перемещения неодинакова, то и время их расходования и возобновления тоже различно (табл. 1.7)

Оно колеблется в широких пределах; от нескольких часов (биологическая вода) до нескольких тысячелетий (ледники и подземные воды).

Таблица 1.6

Влагооборот земного шара

Материк	Осадки, км ³ /год	Адвективные осадки, км ³ /год	Местные осадки, км ³ /год	Коэффициент влагооборота
Европа	7 540	5 310	2 230	1,42
Азия	33 240	18 360	14 880	1,81
Африка	21 400	15 100	6 300	1,42
Северная Америка	16 200	9 800	6 400	1,65
Южная Америка	28 400	16 900	11 500	1,68
Австралия	3 470	3 040	430	1,14

Таблица 1.7

Периоды возобновления запасов воды на Земле

Вид воды	Период возобновления	Вид воды	Период возобновления
Мировой океан	2500 лет	—	—
—	—	Подземные льды зоны многолетнемерзлых пород	10 000 лет
Подземные воды	1400 лет	Запасы воды в озерах	17 лет
Почвенная влага	1 год	Воды болот	5 лет
Полярные ледники и постоянно залегающий снежный покров	9700 лет	Воды в руслах рек	16 сут
Ледники горных районов	1600 лет	Биологическая вода	Несколько часов
—	—	Атмосферная влага	8 сут

1.8. Мировой водный баланс

В пределах современной геологической эпохи можно считать, что объем воды на земном шаре постоянен и количество ее, участвующее ежегодно в круговороте, практически неизменно.

Математической моделью круговорота воды является уравнение водного баланса, которое имеет вид:

для Мирового океана

$$E_o = X_o + Y, \quad (1.3)$$

для периферийных областей суши

$$E_c = X_c - Y, \quad (1.4)$$

для областей внутреннего стока,

$$E_b = X_b, \quad (1.5)$$

для земного шара

$$E_o + E_c + E_b = X_o + X_c + X_b$$

$$\text{или } E_s = X_s, \quad (1.6)$$

1. Введение

где E — испарение, X — осадки; Y — сток речных вод. Индексы при буквенных выражениях обозначают: о — океан, с — суша, в — области внутреннего стока, з — земля в целом.

Составляющие уравнения водного баланса обычно выражаются в миллиметрах слоя или объемах воды.

В табл. 1.8 приведены средние годовые водные балансы Мирового океана, суши и в целом всей поверхности земного шара.

Таблица 1.8

Мировой водный баланс

Элемент водного баланса	По данным [37]			При исправлении количества осадков по стоку и ресурсам тепла (на суше) [18]		
	объем, тыс. км ³ /год	слой, мм/год	%	объем, тыс. км ³ /год	слой, мм/год	%
Мировой океан, $F_0 = 361 \cdot 10^6$ км ²						
Осадки на океан	458	1270	90,7	458	1270	90,7
Приток с суши	46,8	130	9,3	46,8	130	9,3
Испарение с океана	504,8	1400	100	504,8	1400	100
Суша, $F_c = 149 \cdot 10^6$ км ²						
Осадки на сушу	119,1	800	100	164	1100	100
Сток с суши	46,8	314	39,3	46,8	314	28,5
Испарение с суши	72,3	486	60,7	117,2	786	71,5
Земной шар, $F_z = 510 \cdot 10^6$ км ²						
Осадки	577,1	1130	100	622	1220	100
Испарение	577,1	1130	100	622	1220	100

Данные табл. 1.8 показывают, что годовой объем осадков для всего земного шара составляет 622 тыс. км³, или 1220 мм слоя, что численно равно испарению. Годовой объем осадков на континентах 164 тыс. км³, или 1100 мм, объем осадков на океанах и морях 458 тыс. км³, или 1270 мм в год. Как видно, слой осадков на суше примерно в 1,2 раза, а объем осадков в 3 раза меньше, чем на океанах и морях. Из общего количества атмосферных осадков, выпадающих в течение года на сушу, более 70 % испаряется, остальная часть стекает в океан.

Для территории СССР средние многолетние значения водного баланса составляют: $X = 11\,694$ км³ (530 мм), $Y = 4358$ км³ (200 мм), $E = 7336$ км³ (330 мм).

Наиболее увлажненными являются водосборы рек бассейнов Белого, Баренцева и Балтийского морей (табл. 1.9). Здесь еже-

годно выпадает в среднем от 756 до 710 мм осадков. Слой стока составляет 259—341 мм, слой испарения 369—506 мм. Значительно увлажнены также водосборы рек Дальнего Востока, принадлежащие к бассейнам Берингова, Охотского и Японского морей. В этих районах ежегодно в среднем выпадает 652 мм осадков, из них 273 мм стекает и 379 мм испаряется. Меньше увлажнены бассейны морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, а также бессточные районы Казахстана и Средней Азии. Здесь ежегодно выпадает соответственно 423 и 299 мм, при этом стекает почти половина выпавших осадков (206 мм), а в бессточных районах — только 52 мм (17 %); остальные осадки расходуются на испарение, которое в пределах Дальнего Востока составляет 217 мм (51 %), а в бессточных районах — 247 мм (83 %).

Наибольшее количество осадков выпадает на Черноморском побережье Кавказа (более 2000—3000 мм); испаряется около 700—750 мм, сток достигает 2000—2500 мм. В пустынной зоне выпадает от 130 до 180 мм осадков, которые почти все испаряются; средний сток составляет менее 3 мм и наблюдается лишь местами, преимущественно на глинистых почво-грунтах.

Таблица 1.9

Водный баланс СССР по бассейнам морей

Бассейн моря	Площадь, тыс. км ²	Элемент водного баланса, км ³		
		осадки	сток	испарение
Белого и Баренцева	1 192	846	408	438
Балтийского	661	506	171	335
Черного и Азовского	1 347	889	159	730
Каспийского	2 927	1 440	300	1140
Карского	6 579	3 640	1324	2316
Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского	5 048	2 135	1038	1097
Берингова, Охотского и Японского	3 269	2 126	890	1236
Бессточные районы Казахстана и Средней Азии (без Аральского моря, озер Балхаш, Иссык-Куль)	2 420	723	125	598
Территория всех бассейнов в пределах СССР	22 013	11 694	4358	7336

Таким образом, из общего количества атмосферных осадков, выпадающих в течение года, более половины испаряется, оставшая часть стекает в океаны, моря и крупные бессточные водоемы.

Распределение на территории СССР осадков, стока и испарения находится в связи с расположением ландшафтных зон и высотных поясов (в горах).

2. РЕКИ И ИХ РЕЖИМ

2.1. Формирование гидрографической сети

Рекой называется водоток значительных размеров, питающийся атмосферными осадками со своего водосбора и имеющий четко выраженное русло.

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

В зависимости от характера рельефа реки делят на:

- 1) равнинные — протекающие по низменностям и равнинам с высотами до 300—500 м;
- 2) горные — протекающие через хребты и нагорья высотой более 300—500 м.

В зависимости от климатических условий и размеров водосборной площади реки могут быть постоянными или периодически действующими. Система постоянных рек и периодических водотоков, озер, болот данной территории составляет *гидрографическую сеть* этой территории.

В строении гидрографической сети (речной) выделяют следующие основные звенья (рис. 2.1).

Ложбина — верхнее звено гидрографической сети; представляет собой слабо выраженную впадину с пологими задернованными склонами и ровным наклонным дном.

Лощина — отличается от ложбины большей глубиной вреза, высотой и крутизной склонов.

Суходол — преддолинное звено гидрографической сети, характеризуется асимметрией склонов и наличием извилистого русла временного водотока.

Долина — последнее звено гидрографической сети, служит началом постоянного речного потока.

Процесс формирования основных элементов гидрографической сети (размеров, глубины вреза, крутизны склонов) совершался длительное время; современная эрозия продолжает эту работу, образуя промоины, рвы и овраги в дне этих звеньев и на их склонах.

Река, которая принимает в себя другие водные потоки (речки, ручьи) и впадает в море или озеро, называется *главной рекой*, а реки, впадающие в нее, называются *притоками*. Притоки, непосредственно впадающие в главную реку, называются притоками первого порядка, их притоки — притоками второго порядка и т. д. Эта схема обозначения притоков, называемая нисходящей, так как их порядок уменьшается от истока к устью главной реки, широко применяется при гидрографических описаниях. Существен-

ными недостатками ее является включение в один порядок притоков различных размеров — от мелких водотоков до крупных рек.

Американским гидрологом Хортоном предложена другая схема выделения притоков — восходящая. Самые верхние звенья гидро-

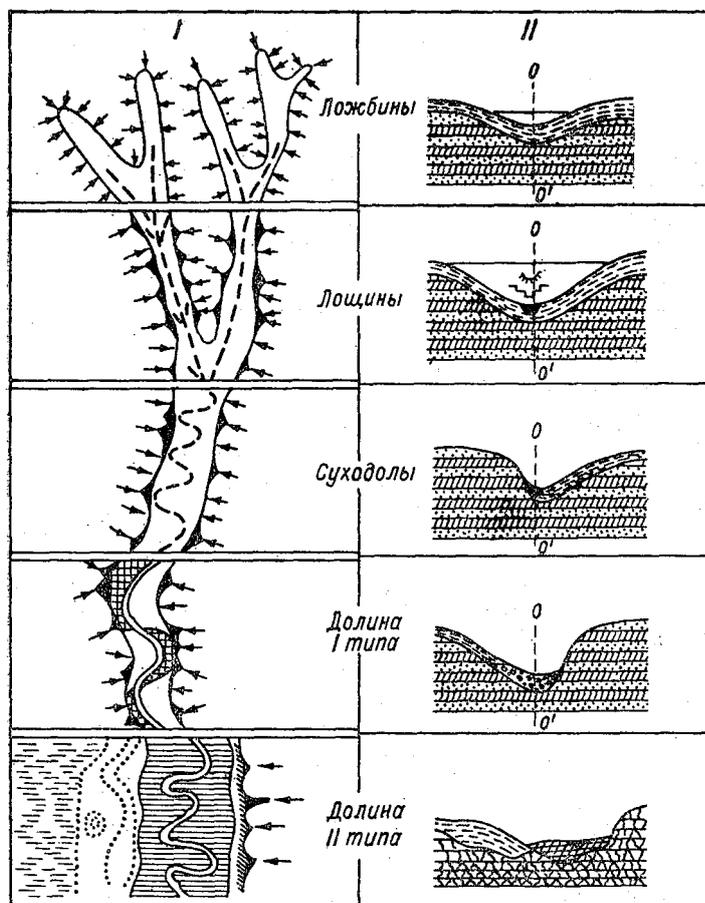


Рис. 2.1. Схема основных звеньев гидрографической сети (по А. С. Козменко).
I — основные звенья сети, II — поперечные профили.

графической сети, не имеющие притоков, относятся к притокам первого порядка, слияние двух притоков первого порядка дает начало притокам второго порядка и т. д. По этой схеме наибольший порядок получает главная река, характеризующий ее площадь, длину и водоносность.

При слиянии мало различающихся по размерам рек трудно определить, какая из них главная, а какая приток. В таких случаях необходимо учитывать водность рек, длину, площадь их бассейнов и историю развития. Часто исторически сложившиеся

2. Реки и их режим

понятия о главной реке и ее притоках не соответствуют действительному соотношению этих рек. Так, например, Ангара, считаясь притоком Енисея, несет в 2,5 раза больше воды, чем Енисей до их слияния; Волгу следовало бы считать притоком Камы, так как Кама превышает ее по водности и на 194 км длиннее до места их слияния.

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

2.1.1. Исток, верхнее, среднее и нижнее течение реки, устье

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

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

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

При слиянии двух рек за исток принимается начало водотока большей реки, а при одинаковом их протяжении — исток левой составляющей.

Обычно на сравнительно крупных реках выделяют участки верхнего, среднего и нижнего течения. Это деление производится с учетом орографических условий, водности потока, скорости, транспортно-хозяйственного использования и других характеристик.

Верхнее течение рек характеризуется большими уклонами и скоростями, малыми глубинами, значительной размывающей и транспортирующей деятельностью потока.

В среднем течении рек значительно увеличивается ширина русла и водность за счет впадения крупных притоков, уменьшаются уклон и скорости течения, ослабевает эрозионная деятельность потока.

В нижнем течении наблюдается затухание эрозионной деятельности реки, меньшим становится уклон, происходит расширение русла. Из-за уменьшения уклона в нижнем течении некоторых рек происходит интенсивное отложение продуктов размыва, приносимых рекой, что способствует дроблению русла на отдельные рукава и притоки.

Место, где река впадает в другую реку, озеро (водохранилище) или море, называется *устьем*. В устьях, особенно морских и озерных, в результате взаимодействия водоема и реки образуются весьма сложные формы рельефа и системы проток (рис. 2.2).

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

Дельтой называется разветвленное устье, формирующееся при впадении реки в мелководную часть моря в результате отложения приносимых ею наносов. *Эстуарий* представляет собой однорукавное расширяющееся и часто глубокое устье, свойственное главным

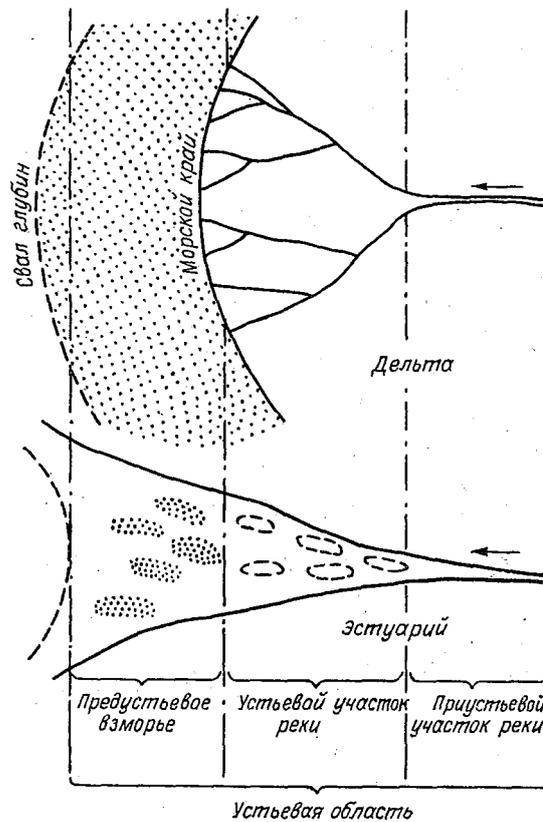


Рис. 2.2. Схема устьевой области (по И. В. Самойлову).

образом приливным побережьям, эстуарии, не подверженные действию притоков, называют *лиманами*.

В пределах устьевой области реки выделяют: приустьевой и устьевой участки и предустьевое взморье.

Приустьевой участок имеет речной режим, верхней границей его является место нижнего течения реки, куда практически не проникают нагонные и приливные явления, нижней — место разделения основного потока на рукава, а в эстуариях — зона, где происходит смешение речной и морской воды.

2. Реки и их режим

2.2. Речной бассейн

Территория, с которой вода по поверхности и подземным путем (из толщи горных пород и грунтов) стекает в данную реку, называется *бассейном*. Каждый бассейн включает в себя поверхностный и подземный водосборы.

Поверхностный водосбор представляет собой площадь земной поверхности, с которой поступают воды в данную речную систему или отдельную реку.

Подземный водосбор образуют толщи почво-грунтов, из которых вода поступает в речную сеть.

Поверхностный водосбор каждой реки отделяется от водосбора соседней реки *водоразделом*, проходящим по наиболее высоким точкам земной поверхности, расположенным между водосборами соседних рек.

Водоразделы разграничивают не только бассейны отдельных рек, но и более крупные территории, сток с которых происходит в разные моря и океаны. *Главный водораздел* земного шара разделяет основные области стока Атлантическую и Тихоокеанскую. Отделяются водоразделами и области внутреннего стока, такие, как Арало-Каспийская.

Поверхностный и подземный водоразделы могут не совпадать. Наиболее часто это встречается в горной местности, вследствие сложного напластования горных пород.

2.2.1. Морфометрические характеристики бассейна

Речные бассейны отличаются друг от друга размерами и формой. Морфометрические характеристики бассейнов определяются по топографическим картам.

Основной характеристикой речного бассейна является площадь поверхностного водосбора.

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

В зависимости от площади водосбора реки условно делятся на большие, средние и малые. К категории больших рек относятся равнинные реки, имеющие площадь более 50 000 км² (табл. 2.2). К средним относятся реки, имеющие площадь от 2000 до 50 000 км². К категории малых — реки с площадями менее 2000 км².

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

Средняя ширина бассейна $V_{ср}$ (км) — определяется путем деления площади бассейна на его длину: $V_{ср} = F/L_b$. Наибольшая ши-

Таблица 2.2

Крупнейшие реки мира

Река (континент)	Площадь бассейна, тыс. км ²	Длина, км ²
Атлантический склон		
Амазонка (Южная Америка)	6915	6280
Парана (Южная Америка)	4270	4380
Конго (Африка)	3820	4370
Миссисипи с Миссури (Сев. Америка)	3220	7330
Обь с Иртышом (Азия)	2990	5570
Нил (Африка)	2870	6670
Енисей (Азия)	2580	4090
Лена (Азия)	2490	4400
Нигер (Африка)	2090	4160
Маккензи с Атабаской (Сев. Америка)	1760	4240
Св. Лаврентия (Сев. Америка)	1290	3060
Ориноко (Южная Америка)	1000	2740
Дунай (Европа)	817	2860
Тихоокеанский склон		
Амур с Амгунью (Азия)	1855	4440
Янцзы (Азия)	1800	5520
Ганг с Брахмапутрой (Азия)	1730	3000
Замбези (Африка)	1330	2660
Инд (Азия)	960	3180
Юкон (Сев. Америка)	852	3000
Меконг (Азия)	810	4500
Хуанхэ (Азия)	745	4670
Бессточные области		
Волга (Европа)	1360	3530
Сырдарья с Нарыном (Азия)	317	3020
Амударья с Пянджем (Азия)	465	2600

рина бассейна V_{\max} определяется по прямой нормальной оси бассейна (линия, по которой определялась его длина), в наиболее широком месте.

Коэффициент асимметрии бассейна определяется по формуле

$$K_a = (f_l - f_{\text{пр}}) F / (f_l + f_{\text{пр}}), \quad (2.5)$$

где f_l — площадь левобережной и $f_{\text{пр}}$ — площадь правобережной части бассейна; F — площадь всего бассейна.

Коэффициент развития водораздельной линии K_v представляет отношение длины водораздельной линии L_v к длине окружности круга L' , площадь которого равна площади бассейна:

$$K_v = L_v / L'. \quad (2.6)$$

2. Реки и их режим

Согласно определению, $F = \pi r^2$ или $r = \sqrt{F/\pi}$. Подставляя последнее выражение радиуса через площадь водосбора в формулу длины окружности, получаем

$$L' = 2\pi r = 2\pi \sqrt{F/\pi} = 2\sqrt{\pi F}.$$

Следовательно,

$$K_v = L_v / (2\sqrt{\pi F}) = 0,282 L_v / \sqrt{F}. \quad (2.7)$$

Величина K_v всегда больше единицы.

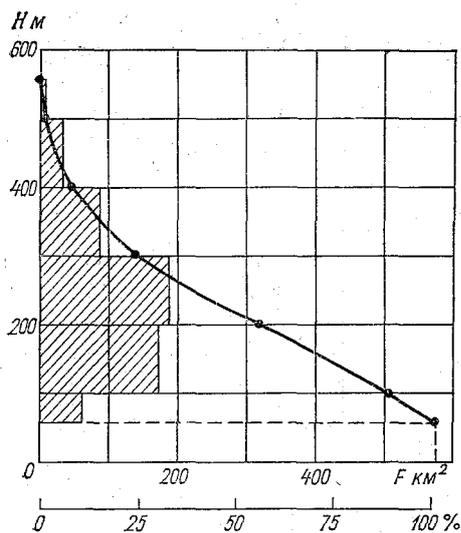


Рис. 2.3. Гипсографическая кривая бассейна реки.

Средняя высота бассейна при наличии карты с горизонталями может быть получена по формуле

$$H_{cp} = (f_1 h_1 + f_2 h_2 + \dots + f_n h_n) / F, \quad (2.8)$$

где f_1, f_2, \dots, f_n — частные площади, заключенные между горизонталями, м²; h_1, h_2, \dots, h_n — средние высоты между горизонталями бассейна, м.

Графическое представление о распределении площадей бассейна в процентах по высотным зонам дает *гипсографическая кривая*. Для ее построения определяют площади частей водосбора, заключенных в пределах заданных высотных интервалов, например через 10, 100 или 200 м и т. д. в зависимости от высотной структуры бассейна. Отложив по оси абсцисс последовательные суммы площадей высотных зон, а по оси ординат — соответствующие им высоты, получим кривую нарастания площади водосбора по высотным зонам (рис. 2.3).

Гипсографическая кривая показывает, какая площадь в данном бассейне находится выше или ниже интересующей нас отметки. Ее широко применяют в гидрологических прогнозах для определения площади, занятой снегом, в период снеготаяния, когда известна высота снеговой границы.

Средний уклон бассейна определяется по формуле

$$I_{\text{в}} = [0,5(l_0 + l_n) + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1}] \Delta h / F, \quad (2.9)$$

где Δh — сечение горизонталей, км; l_0, l_1, \dots, l_n — длина горизонталей, км; F — площадь бассейна, км².

2.2.2. Физико-географические характеристики бассейна

При исследовании реки и ее режима необходимо знать физико-географические характеристики речного бассейна, которые оказывают существенное влияние на процессы стока.

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

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

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

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

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

Озерность, заболоченность, распределение многолетнемерзлых пород и ледников должны учитываться по имеющимся материалам или на основании специальных исследований.

Существенное влияние на физико-географические условия бассейнов и режим рек оказывает *хозяйственная деятельность человека* (распашка бассейна, лесонасаждение, создание прудов и

2. Реки и их режим

водохранилищ, изъятие воды на орошение, сброс в реки сточных вод и т. д.).

2.3. Речные долины

2.3.1. Образование долин и их типы

Речными долинами называются неширокие, вытянутые в длину, обычно извилистые понижения земной поверхности, характеризующиеся общим наклоном от истока реки к устью. Они не пересекаются и, сливаясь, образуют более крупные долины. Долины различаются по глубине, ширине и длине.

Происхождение долин, их образование обусловлено сложными климатическими, эрозионными, ледниковыми, тектоническими процессами и карстовыми явлениями. В зависимости от того, какой фактор оказал преобладающее влияние на процесс формирования долин, они носят и соответственные названия.

Эрозионными называются долины, образованные деятельностью текущих вод; *тектоническими*, — на формировании которых сказывается влияние тектоники (горообразовательных процессов); *вулканическими*, — на структуру которых оказали влияние вулканические процессы; *ледниковыми* — видны следы работы ледников.

Процесс образования и развития речных долин происходит десятки тысяч лет. Зачаточными формами долин являются балки и овраги, создаваемые временными водотоками.

В зависимости от свойств горных пород, слагающих дно и склоны долины, вырабатывается различный продольный профиль, очертания в плане и поперечном разрезе. По характеру поперечного профиля различают следующие типы долин:

1) *щели* — глубокие и узкие долины с отвесными, иногда нависающими склонами; дно долины полностью занято водой; встречаются в горных районах;

2) *каньоны* — глубокие долины с очень крутыми склонами и сравнительно узким дном; встречаются в предгорьях и горах;

3) *ущелья* — глубокие горные долины со скалистыми, обычно выпуклыми склонами, крутизна которых книзу увеличивается;

4) *трапециевидные* — широкие долины с прямыми или выпуклыми пологими склонами. Это — характерная форма долин в равнинных условиях. Разновидностью этого типа являются ящикообразные долины с широким плоским дном и крутыми склонами;

5) *корытообразные* — характеризуются вогнутыми склонами, крутизна которых ко дну должна постепенно уменьшаться. Данный профиль долины формируется деятельностью ледника в горных районах.

В природных условиях редко встречаются долины с ясно выраженным профилем, относящимся к одному из перечисленных типов

долин. Форма долины искажается наличием оползней, осыпей, обвалов, конусов выноса, обусловленных эрозионной деятельностью текучих вод. Нередко один тип долин переходит в другой, и речная долина одной реки на своем протяжении может представлять различные типы.

2.3.2. Элементы речных долин

Элементами речных долин являются: дно, или ложе, тальвег, русло реки, пойма, склоны долины, террасы и бровка (рис. 2.4).

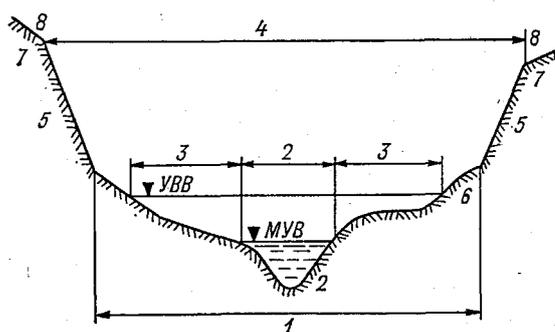


Рис. 2.4. Поперечный профиль речной долины.

1 — дно долины, 2 — русло реки, 3 — пойма, 4 — ширина долины, 5 — склон, 6 — подошва склона, 7 — бровка, 8 — прилегающая местность. УВВ — уровень высоких вод; МВВ — меженный уровень воды.

1. *Дно, или ложе*, долины — относительно ровная пониженная ее часть, имеющая уклон.

2. *Тальвег* — непрерывная извилистая линия, соединяющая наиболее глубокие точки дна долины.

3. *Русло* — часть дна долины, по которой осуществляется сток воды.

4. *Пойма* — часть дна долины, заливаемая высокими речными водами.

5. *Склоны долины* — повышенные участки суши, ограничивающие с боков дно долины и имеющие уклон к реке.

Поверхность склонов может расщепляться оврагами, балками, логами и рытвинами, образование которых зависит от типа грунтов, наличия и вида растительности и крутизны склонов.

6. *Террасы* — горизонтальные или слегка наклонные площадки, располагающиеся уступами в пределах дна и склонов речной долины. Пойма представляет собой нижнюю террасу.

7. *Бровка* — линия сопряжения склонов долины с поверхностью прилегающей местности.

Глубина речных долин колеблется в довольно широких пределах. В равнинных районах долины неглубокие: от нескольких десятков метров до 200—300 м; в горах глубина долин может достигать 2—4 тыс. м.

2. Реки и их режим

Ширина речных долин обычно увеличивается от верховьев рек к низовьям, иногда возможны и сужения долины вследствие пересечения горной гряды, обвалов или осыпей.

2.4. Речное русло

2.4.1. Очертания русла в плане

Размеры и форма русла меняются по длине реки в зависимости от периодического изменения ее водоносности, строения речной долины и свойств пород, слагающих русло.

Часть русла, по которой осуществляется сток в период низкой водности (меженный сток), называется *коренным*, или меженным руслом. Часть долины реки, покрываемая речной водой периодически, во время таяния снега или выпадения интенсивных дождей, называется *пойменным руслом*.

В плане русла рек имеют извилистую форму. Извилины речного русла могут возникнуть вследствие размывающей деятельности потока или приспособления потока к извилинам долины.

Извилистость, возникающая в первом случае, может быть названа *гидрографической*, а во втором — *орографической*.

Орографическая извилистость характерна для рек, текущих в трудноразмываемых породах, где легкоразмываемый материал уже вынесен. В этих условиях извилистая форма русла обусловлена не деятельностью потока, а наличием местных препятствий в форме трудно поддающихся размыву участков дна долины. Примером орографической извилистости могут служить участки Днепра, Оки, Дона, Днестра, Камы и других рек.

Формирование извилин под влиянием размывающей деятельности потока в пределах дна долины называют процессом *меандрирования* (от названия р. Меандр в Турции).

В природных условиях прямолинейные участки встречаются очень редко, и объясняется это тем, что извилистая форма является наиболее устойчивой для рек, протекающих в сравнительно легко размываемых грунтах. При наличии прямолинейного участка, сложенного однородным грунтом, случайное отклонение потока от прямолинейного направления способствует размыву берега, увеличению вогнутости и отложению продуктов размыва ниже образовавшейся вогнутости. В местах отложения наносов возникает выпуклость берега. Раз возникнув, этот процесс продолжается непрерывно, пока на всем протяжении река не примет извилистую форму.

Вследствие того что струи воды на изгибе реки ударяются в берег под острым углом, в процессе размыва происходит не только увеличение вогнутости, но и смещение излучины в направлении течения реки. М. А. Великанов установил пять качественно раз-

личных форм, через которые может проходить развитие извилин (рис. 2.5).

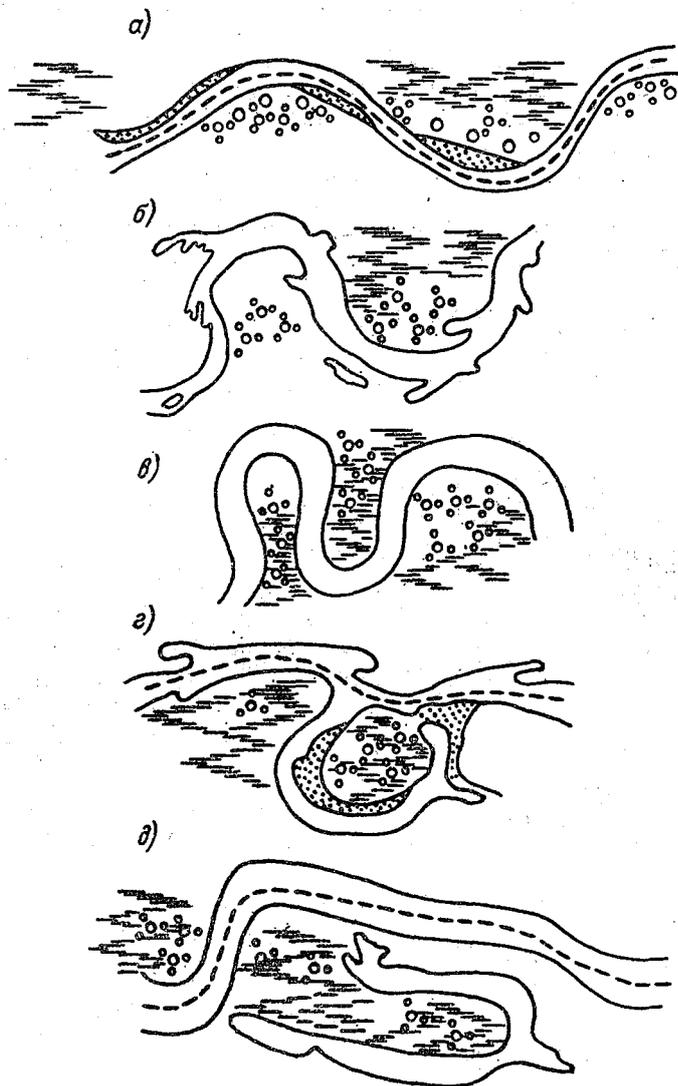


Рис. 2.5. Стадии развития речных извилин.

а — извилина, близкая к синусоиде; *б* — извилина в форме дуги круга; *в* — петлеобразная извилина; *г* — прорыв и укрепление русла; *д* — староречье.

а) первая, довольно распространенная форма, близкая к синусоиде;

б) в условиях достаточной размываемости синусоида постепенно преобразуется в ряд дуг круга;

2. Реки и их режим

в) дальнейший размыв вогнутого берега приводит извилину к форме петли;

4) при большом сближении двух смежных петель может образоваться прорыв с сокращением длины русла;

5) обойденная прорывом петля постепенно заносится и переходит в староречье.

Особенно густой и сложной сетью староречий отличаются равнинные реки, протекающие в широких аллювиальных долинах.

Приведенные формы образования извилин являются лишь схемой сложного процесса формирования русел в плане.

2.4.2. Плесы, перекаты и их элементы

В зависимости от очертания реки в плане закономерно изменяются глубины русла по длине реки. Более глубокие места, называемые

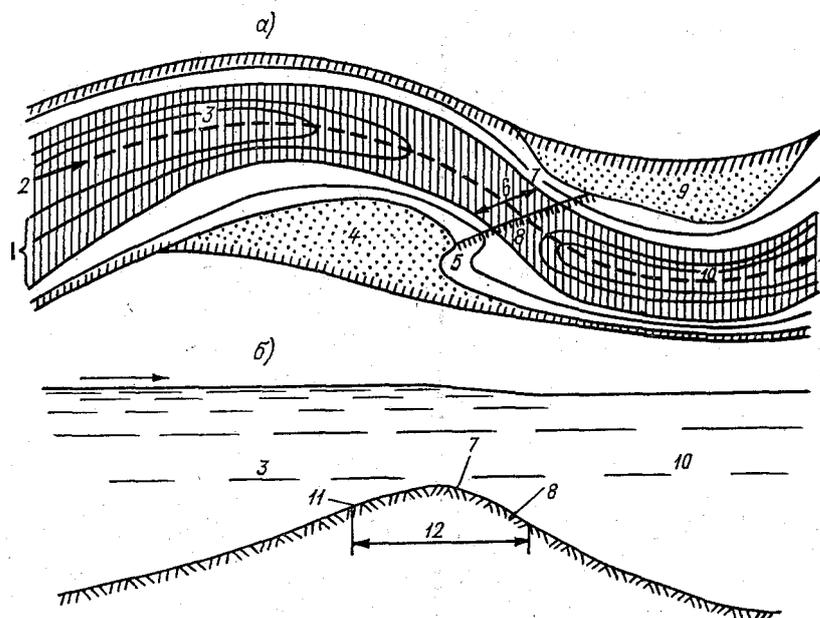


Рис. 2.6. Общая схема переката.

a — план, *b* — продольный профиль по фарватеру; 1 — изобаты, 2 — фарватер, 3 — верхняя плесовая лощина, 4 — верхняя коса (пески), 5 — затонская часть нижней плесовая лощины, 6 — корыто, 7 — гребень (вал), 8 — подвалье, 9 — нижняя коса (пески), 10 — нижняя плесовая лощина, 11 — напорный скат, 12 — седловина.

плесами, располагаются в местах наибольшей кривизны русла, а более мелкие, *перекаты*, — на прямолинейных между плесами.

Перекаты имеют следующие основные элементы (рис. 2.6): 1) верхняя коса, или верхние пески, расположена выше по течению корыта переката; 2) нижняя коса, или нижние пески, распо-

ложена ниже корыта переката; 3) верхняя плесовая ложина, или ложбина,— глубокая часть русла выше переката; 4) нижняя плесовая ложина, или ложбина,— глубокая часть русла ниже переката; 5) седловина, или гребень,— наиболее повышенная часть вала из наносов, соединяющего верхнюю и нижнюю косы переката; 6) корыто переката — наиболее глубокая часть седловины, где обычно проходит фарватер; 7) напорный (верхний) скат — верхняя часть седловины переката, обращенная к верхней плесовой

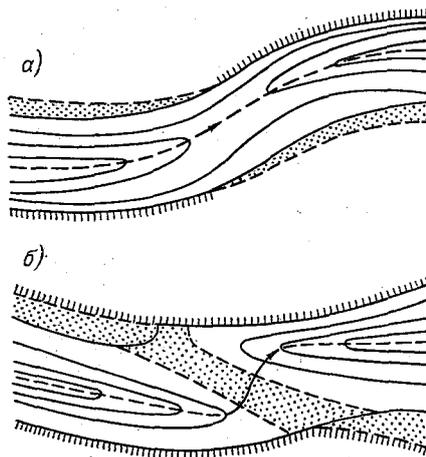


Рис. 2.7. Схема нормального (а) и сдвинутого (б) переката.

ложине, обычно более пологая, чем низовая часть (подвалье); 8) подвалье — низовая часть, или тыловой скат седловины переката, лежащая ниже вала переката и обращенная в сторону нижней плесовой ложины, обычно более крутая, чем напорный скат.

В местах перегиба русла реки иногда образуются плоские возвышения дна — перевалы. Если линия, соединяющая самые глубокие точки дна реки (фарватер), плавно переходит от одного плеса к другому (рис. 2.7 а), то перекат называют *нормальным*. Если плесы сдвинуты относительно друг друга в поперечном направлении и фарватер представляет искривленную линию, такой перекат называют *сдвинутым* (рис. 2.7 б).

Плесы и перекаты передвигаются вниз по течению реки подобно извилинам реки. Их расположение, форма, объем и высота меняются с течением времени от постоянного воздействия потока на русло и русла на поток. Перекаты создают немалые затруднения для судоходства, поэтому борьба с ними ведется главным образом путем землечерпания.

2.4.3. Характерные речные образования

В русле реки встречается ряд характерных речных образований, среди которых выделяют (рис. 2.8):

остров — часть поймы, ограниченная рукавами или протоками реки, или осередок, закрепленный растительностью и устойчивый;

2. Реки и их режим

останец — участок поймы между действующим руслом и покинутым рекой старым руслом (староречьем);

рукав — часть реки, отделенная островом, причем выделить главное русло среди рукавов бывает трудно;

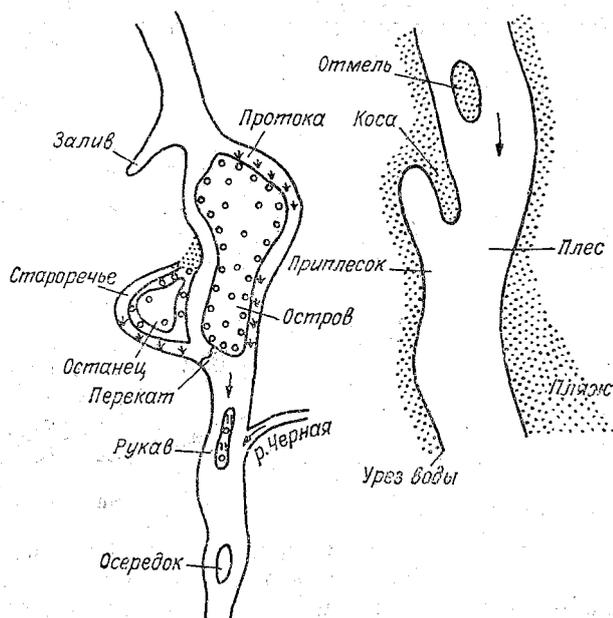


Рис. 2.8. Характерные речные образования.

протока — ответвление реки, обычно отходящее далеко от основного русла и отличающееся от него меньшей шириной, глубиной и скоростями течения;

залив — глубоко вдающееся в берег речное образование;

отмель — мелководное место в русле, при очень низкой воде обсыхающее;

приплесок — узкая полоса (песчаная, галечная) по береговому склону, заливаемая даже при небольших подъемах уровня воды;

пляж — широкая, ровная береговая полоса, сложенная речными наносами;

коса — выходящее в русло песчаное образование.

2.4.4. Поперечное сечение русла и его морфометрические характеристики

Размеры и форма русла могут изменяться по длине реки в зависимости от ее водности, строения долины, характера слагающих пород.

Поперечным сечением называется плоскость, перпендикулярная к направлению течения потока, ограниченная снизу дном, с боков — откосами русла, сверху — горизонтом воды.

В поперечном сечении различают:

- 1) общую площадь до линии наивысшего уровня;
- 2) полную площадь до линии уровня воды в данный момент;
- 3) площадь водного сечения — это полная площадь за вычетом площади погруженного льда;
- 4) площадь живого сечения — это площадь водного сечения, в которой скорости течения больше нуля;
- 5) площадь мертвого пространства — площадь водного сечения, где скорости течения практически равны нулю.

Живое сечение изменяется с изменением уровня воды и характеризуется рядом морфометрических элементов.

1. *Ширина живого сечения* B — расстояние по прямой между урезами воды левого и правого берега в случае совпадения площадей водного и живого сечений; при наличии мертвых пространств — расстояние между границами мертвых пространств по поверхности воды. Ширина живого сечения изменяется с наполнением русла, поэтому выражается в виде функции от уровня воды

$$B = f_1(H).$$

2. *Площадь живого сечения* ω определяется на основании измерений глубин. Построив по данным измерений профиль поперечного сечения русла, можно непосредственными подсчетами или планиметрированием определить площадь живого сечения для разных уровней H и по ним построить зависимость

$$\omega = f_2(H).$$

3. *Средняя глубина живого сечения* $h_{\text{ср}}$ — частное от деления площади живого сечения на его ширину:

$$h_{\text{ср}} = \omega/B.$$

4. *Смоченный периметр* P — длина подводного контура живого сечения. С возрастанием P увеличивается сопротивление, оказываемое руслом потоку.

5. *Гидравлический радиус* R — отношение площади живого сечения к смоченному периметру

$$R = \omega/P.$$

Для равнинных рек ширина и смоченный периметр обычно мало отличаются друг от друга, поэтому гидравлический радиус R можно заменять средней глубиной $h_{\text{ср}}$. Для горных рек такая замена неравноценна, поскольку русла их нешироки и смоченный периметр существенно превышает ширину русла.

6. *Шероховатость русла* влияет на условия протекания воды в потоке; она замедляет течение воды. Различают абсолютную и относительную шероховатость.

2. Реки и их режим

Абсолютная шероховатость ρ представляет собой среднее возвышение неровностей поверхности русла над средней плавной кривой дна.

Относительная шероховатость ρ' есть отношение абсолютной шероховатости к средней глубине потока

$$\rho' = \rho/h_{\text{ср.}}$$

Абсолютная и относительная шероховатость изменяются по ширине реки в связи с изменением глубины и крутизны частиц донных наносов. На пойме шероховатость возрастает под влиянием травяного покрова и кустарниковой растительности.

2.5. Продольный профиль реки

Продольный профиль реки характеризует изменение уклонов ее дна и уклонов поверхности воды вдоль по течению реки. Разность отметок Δh водной поверхности истока h_1 и устья h_2 (или двух каких-либо точек по длине реки) называется *падением*. Отношение падения Δh к длине реки (или к длине данного участка реки) называется *уклоном реки*

$$I_p = (h_1 - h_2)/L = \Delta h/L. \quad (2.10)$$

Уклон реки представляет собой безразмерную величину и выражается в виде десятичной дроби или в промилле (тысячных долей длины участка). Например, средний уклон р. Волги $I = 250 \text{ м}/3570 \text{ км} = 0,0007$, или $0,07 \text{ ‰}$, т. е. на 1 км протяжения всей реки падение в среднем составляет $0,07 \text{ м}$.

Продольный профиль дна реки обычно близок к очертанию продольного профиля речной долины и большей частью имеет волнистую форму, обусловленную чередованием плесов и перекаатов в русле реки; продольный профиль линии поверхности воды имеет сравнительно плавный вид.

Продольный профиль дна реки в своем развитии проходит ряд стадий.

В стадии юности профиль реки недостаточно выработан, имеет резкие изломы в местах выхода более твердых пород. На участках изломов различают:

1) *порог* — короткий участок реки с большим падением, бурным течением. Он образуется при пересечении рекой скалистых гряд или выходов твердых пород, скоплений валунов и камней в результате горных обвалов. Особенно много порогов на горных реках, встречаются они и на больших равнинных реках, таких, как Волхов, Днепр, Чусовая, Ангара, Енисей и др.;

2) *порожистый участок*, или *стремнина*, — ряд следующих друг за другом порогов. Падение реки на порожистых участках может достигать десятков метров на километр длины реки. Примером такого участка могли служить днепровские пороги, имевшие длину

около 90 км, которые после постройки Днепрогэса были затоплены;

3) *водопад* — падение воды реки с высоты вследствие отвесного уступа в речном ложе. Высота водопадов иногда достигает сотен метров и более.

Водопад Илья Муромец на о. Итуруп Курильской гряды имеет высоту 141 м, водопад Виктория на р. Замбези в Африке — 119 м, Ниагарский водопад — 50 м. Много водопадов встречается в горах Кавказа и Средней Азии.

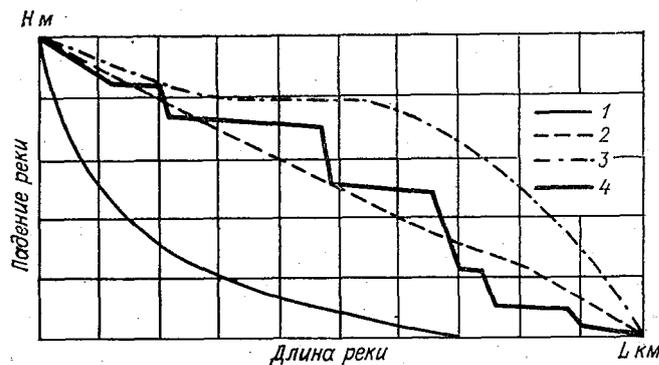


Рис. 2.9. Типы продольных профилей рек.

1 — профиль равновесия, 2 — прямолинейный, 3 — сбросовый, 4 — ступенчатый.

Реки с течением времени постепенно изменяют свой профиль, стремясь придать ему такие очертания, при которых сопротивление движению воды становится наименьшим. При этом большую роль играет *базис эрозии*.

Различают общий и местный базис эрозии. Общим базисом эрозии является уровень моря или озера, куда впадает главная река системы. Местным базисом эрозии для притоков служит уровень главной реки, в которую этот приток впадает. С понижением базиса эрозии процессы размыва будут усиливаться, а с повышением его — замедляться.

Устойчивое положение базиса эрозии вызывает постепенное выравнивание продольного профиля, который с течением времени принимает более спокойную форму. Этот период в процессе формирования продольного профиля реки соответствует стадии зрелости, при которой устанавливается равновесие между размывом русла, переносом и отложением наносов. Продольный профиль становится более устойчивым, приобретает правильную вогнутую форму и называется профилем равновесия.

В зависимости от характера распределения уклона вдоль по реке можно выделить четыре основных типа продольных профилей (рис. 2.9):

1) *профиль равновесия*, или *плавновогнутый*, характеризующийся уменьшением уклона от верховья к устью;

2. Реки и их режим

2) *прямолинейный*, отличающийся одинаковыми уклонами на всем протяжении реки, наблюдается на малых равнинных реках;

3) *сбросовый*, или *выпуклый*, имеющий малые уклоны в верховьях и большие в нижнем течении реки, встречается редко и наблюдается только на малых реках;

4) *ступенчатый*, характеризуется чередованием участков с малым и сосредоточенным падением иногда в виде отвесных уступов.

2.6. Поперечный уклон реки. Поперечная циркуляция

Поперечный профиль водной поверхности характеризуется превышением уровня воды у одного берега над уровнем у другого. При-

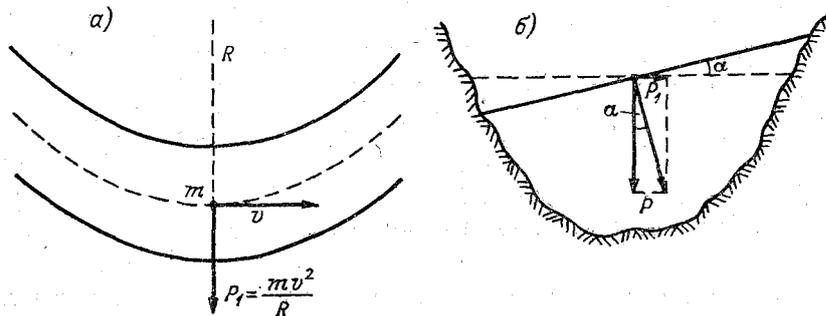


Рис. 2.10. Действие центробежной силы на водную поверхность на изгибе реки. а — план участка, б — живое сечение.

рода этого явления связана с действием центробежных сил и сил, вызываемых вращением Земли (ускорением Кориолиса).

Каждая частица воды, движущаяся на закруглении, испытывает действие центробежной силы P_1 и силы тяжести P (рис. 2.10). Равнодействующая этих двух сил отклоняется от вертикали в сторону вогнутого берега, а уровенная поверхность, устанавливающаяся перпендикулярно к равнодействующей, будет иметь наклон от вогнутого берега к выпуклому. Образовавшийся поперечный уклон поверхности воды на закруглении равен

$$I_{\text{поп}} = \operatorname{tg} \alpha = P_1/P = mv^2/(Rmg) = v^2/(Rg), \quad (2.11)$$

где m — масса частицы воды; v — продольная скорость движения частиц; R — радиус кривизны русла; g — ускорение свободного падения.

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

$$\Delta h = I_{\text{поп}} B = v^2 B / (Rg). \quad (2.12)$$

Так, если скорость $v=2$ м/с, $R=100$ м, $\operatorname{tg} \alpha=0,004$ и ширина русла 50 м, уровень воды у вогнутого берега установится на 0,2 м выше, чем у выпуклого.

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

Ускорение Кориолиса определяется по формуле

$$P_2 = 2m\omega v \sin \varphi, \quad (2.13)$$

где ω — угловая скорость вращения Земли, равная $2\pi : 86\,400$; φ — географическая широта местности.

По аналогии с (2.11) поперечный уклон равен

$$I'_{\text{поп}} = \operatorname{tg} \beta = P_2/(mg) = (2\omega v \sin \varphi)/g \quad (2.14)$$

или, как $2\omega = 0,000146$,

$$I'_{\text{поп}} = (0,000146v \sin \varphi)/g. \quad (2.15)$$

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

Отклоняющая сила вращения Земли действует на русловой поток как на поворотах, так и на прямолинейных участках. Несмотря на незначительность этой силы, действие ее в течение длительного периода приводит к тому, что в северном полушарии правые подмываемые берега оказываются круче и выше, чем левые.

В тех случаях, когда правый берег реки вогнутый, происходит сложение сил Кориолиса и центробежной, т. е. на частицу воды действует равнодействующая этих сил

$$P_{\text{п}} = P_1 + P_2 = mv^2/R + 2m\omega v \sin \varphi = vm(v/R + 2\omega \sin \varphi), \quad (2.16)$$

а в направлении левого вогнутого берега равнодействующая составляет

$$P_{\text{л}} = P_1 - P_2 = vm(v/R - 2\omega \sin \varphi). \quad (2.17)$$

Перекося поверхности воды в поперечном сечении реки на закруглениях и неравномерное распределение скоростей по глубине потока приводят к движению воды в поперечном сечении.

Вследствие того что центробежная сила прямо пропорциональна скорости течения воды, эпюра распределения центробежных сил по вертикали аналогична изменению скоростей, т. е. у поверхности P_1 имеет наибольшее значение, а по мере приближения ко дну убывает (рис. 2.11 а). Верхние слои, испытывающие большие центробежные силы напряжения, движутся в направлении их действия (в сторону вогнутого берега) и при этом вытесняют нижние слои воды, которые обладают меньшей центробежной силой; возникает замкнутое движение в поперечном сечении потока,

2. Реки и их режим

называемое *поперечной циркуляцией* (рис. 2.11 б). Поперечная циркуляция, складываясь с поступательным (продольным) движением вдоль реки, придает потоку винтообразный характер.

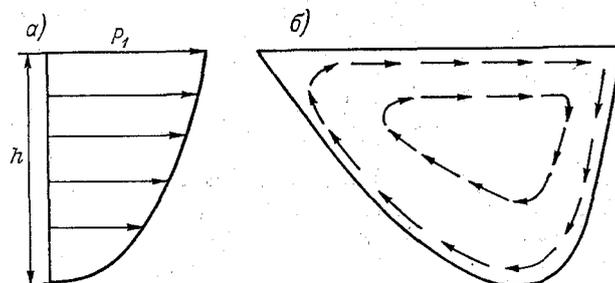


Рис. 2.11. Действие центробежной силы и поперечной циркуляции.
а — изменение по вертикали центробежной силы, б — поперечная циркуляция.

Особенности внутренних течений потока изучены А. И. Лосневским. Им установлена зависимость формы циркуляционных течений от соотношения глубины и ширины потока и выделены четыре типа внутренних течений (рис. 2.12):

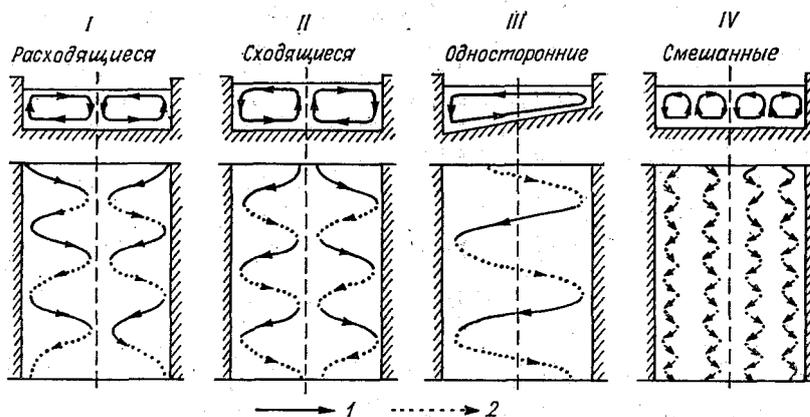


Рис. 2.12. Схема циркуляционных течений (по А. И. Лосневскому).

1 — поверхностная струя, 2 — донная струя.

тип I — течения, расходящиеся по дну от середины к берегам и дающие двойную замкнутую циркуляцию. Этот тип характерен для относительно широких и неглубоких русел, когда влияние берегов на поток незначительно;

тип II — течения, сходящиеся по дну, направленные от берегов к середине потока. Течения этого вида характерны для относительно глубоких потоков с большими скоростями течения;

тип III — односторонняя циркуляция, направленная в донной области от глубокого берега к мелкому;

тип IV — переходный от типа I к типу II и обратно в зависимости от изменения соотношения (при изменении водности потока) ширины русла и его глубины.

Указанный характер циркуляционных течений может наблюдаться до максимального уровня воды, вмещающей в коренное русло. При выходе воды на пойму распределение течений формируется в соответствии с направлением долины реки. В результате образуется два потока: верхний — широкий, долинного направления и нижний — в коренном русле.

С циркуляцией воды в потоке связаны процессы переформирования русла, которые происходят в результате размыва и отложения твердого материала.

2.7. Механизм движения воды в реках

2.7.1. Ламинарное и турбулентное движение

Движение воды в природных условиях происходит под действием силы тяжести при наличии продольного уклона. Скорость движе-

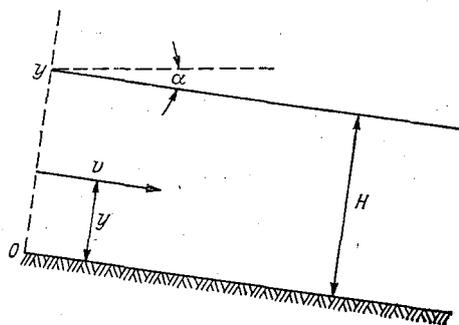


Рис. 2.13. Равномерное плоское движение воды по уклону.

ния зависит от соотношения составляющей силы тяжести, параллельной линии продольного профиля, и силы сопротивления, возникающей в результате внутреннего трения между частицами и трения, оказываемого движущейся массе воды дном.

Многочисленными исследованиями установлено, что существуют два различных типа, или режима, движения жидкости — ламинарное и турбулентное.

Ламинарное движение — параллельноструйчатое. При постоянном расходе воды скорости в каждой точке потока не изменяются во времени ни по значению, ни по направлению.

По М. А. Великанову (рис. 2.13), уравнение ламинарного движения может быть получено следующим образом. Бесконечно тонкий слой жидкости, отстающий от дна на высоту y , движется со скоростью v параллельно дну и поверхности. На этот слой действуют две силы:

2. Реки и их режим

1) сила влечения, равная слагающей силы тяжести всего вышележащего слоя толщиной $(H - y)$:

$$(H - y) \rho g I, \quad (2.18)$$

где H — глубина потока; ρ — плотность жидкости; g — ускорение свободного падения; I — уклон потока ($\sin \alpha$);

2) обратно направленная сила внутреннего трения жидкости, равная приращению (градиенту) скорости на единицу высоты (dv/dy) , умноженному на коэффициент вязкости жидкости μ

$$-\mu (dv/dy). \quad (2.19)$$

Знак минус означает, что эта сила направлена против силы влечения. Обе силы действуют на квадратную единицу поверхности слоя.

Чтобы движение потока не имело ускорения, две силы по уравнениям (2.18) и (2.19) должны быть равны

$$(H - y) \rho g I = \mu dv/dy, \quad (2.20)$$

или

$$(H - y) g I = \nu dv/dy, \quad (2.21)$$

где $\nu = \mu/\rho$ — кинематический коэффициент, равный физическому коэффициенту вязкости μ , деленному на плотность.

Разделяя переменные и интегрируя от дна до некоторой высоты y , получаем закон изменения скорости по глубине потока

$$\int_{v_0}^v dv = \frac{gI}{\nu} \left[H \int_0^y dy - \int_0^y y dy \right], \quad (2.22)$$

или

$$v - v_0 = gI (Hy - 0,5y^2)/\nu. \quad (2.23)$$

Донная скорость v_0 равна нулю, так как слой, непосредственно прилегающий ко дну и его смачивающий, является неподвижным вследствие действия сил молекулярного притяжения.

Таким образом,

$$v = gI/\nu = (Hy - 0,5y^2). \quad (2.24)$$

Из уравнения (2.24) следует, что распределение скоростей по вертикали в рассматриваемом движении выражается параболой с осью, расположенной на поверхности потока. Интегрируя это уравнение от $y=0$ до $y=H$, получаем элементарный расход на единицу ширины потока

$$q = \int_0^H \frac{gI}{\nu} \left(Hy - \frac{y^2}{2} \right) dy = \frac{gI}{\nu} \left(\frac{H^3}{2} - \frac{H^3}{6} \right) = \frac{gIH^3}{3\nu}. \quad (2.25)$$

Из уравнения (2.25) следует, что средняя скорость на вертикали равна

$$v_{\text{ср}} = q/H = gIH^2/(3\nu). \quad (2.26)$$

Уравнение (2.26) можно записать в форме

$$I = v_{\text{ср}} 3\nu/(gH^2). \quad (2.27)$$

Имея в виду, что $I = \Delta h/L$, получаем

$$\Delta h = v_{\text{ср}} 3\nu L/(gH^2). \quad (2.28)$$

Из уравнения (2.28) следует, что при $v = \text{const}$ потеря напора на преодоление сопротивлений при ламинарном движении пропорциональна первой степени скорости течения (на единицу длины пути в потоке с $H = 1$).

Физическая вязкость воды, создающаяся силами притяжения между молекулами жидкости и их перемешиванием при молекулярном движении, очень мала, поэтому, если бы при движении воды в естественных условиях сопротивления ограничивались только физической вязкостью, можно было бы обнаружить весьма большие скорости. Например, при $I = 0,0001$; $H = 2$ м; $\nu = 0,01$ см²/с из формулы (2.26) получим $v_{\text{ср}} = 130,8$ м/с. В природе же скорости в десятки и сотни раз меньше. Так, для рассмотренного примера средняя скорость примерно 0,6 м/с. Это объясняется тем, что при такой большой подвижности частиц жидкости прямолинейные траектории даже при относительно малых скоростях перестают быть устойчивыми.

Ламинарное движение встречается только в подземных водах в однородных мелкозернистых пластах с очень малыми скоростями течения, а также и может быть создано в искусственных потоках малых размеров.

В речных потоках движение *турбулентное*. Характерной особенностью турбулентного режима является пульсация скорости, т. е. изменение ее во времени в каждой точке по значению и направлению. Эти колебания скорости в каждой точке совершаются около устойчивых средних значений.

Экспериментально установлено, что переход от ламинарного режима к турбулентному и обратно происходит при определенных соотношениях между скоростью и глубиной потока, выражаемых безразмерным числом Рейнольдса

$$Re = \rho v H / \mu = v H / \nu. \quad (2.29)$$

Для открытых каналов критическое значение числа Рейнольдса, при котором меняется режим движения, изменяется от 300 до 1200. Если принять $Re = 360$ и $\nu = 0,01$, то при глубине 10 см критическая скорость (скорость, при которой ламинарное движение переходит в турбулентное) равна 0,40 см/с; при глубине 100 см она снижается до 0,04 см/с. Из этого следует, что в естественных потоках, где скорости обычно во много раз больше, никогда не наблюдается ламинарное движение.

2. Реки и их режим

Непрерывно происходящие изменения направления и значения скорости в каждой точке турбулентного потока носят название *пульсации скорости*. Пульсационные движения жидкости обуславливают постоянный обмен жидкости смежных слоев. При этом происходит перенос данной субстанции (теплоты, мутности, концентрации растворенных солей и т. п.) из мест, где количество ее больше, в места, где оно меньше.

Среди турбулентных пульсаций различают пульсации малых размеров, или высоких частот, линейные размеры которых малы по сравнению с глубиной потока, и пульсации низких частот, имеющие поперечные размеры порядка глубины потока.

Таким образом, наряду с общим движением потока можно проследить движение отдельных масс воды, в течение короткого времени ведущих как бы самостоятельное существование.

Вследствие турбулентного обмена возникает эффект взаимного торможения, аналогичный торможению, вызванному силами вязкости при ламинарном движении. С этой целью при рассмотрении турбулентного движения вводится понятие *фиктивной*, или *виртуальной*, вязкости по аналогии с физической вязкостью. Следует отметить, что коэффициент виртуальной вязкости не является постоянной величиной для данной жидкости при данной температуре, а изменяется в зависимости от общих условий потока.

Принимая линейный закон изменения коэффициента виртуальной вязкости μ' в зависимости от коэффициента физической вязкости и числа Рейнольдса, характеризующего степень турбулентности потока, можно записать

$$\mu' = \mu a \text{Re} = \mu a v_{\text{ср}} H / \mu = a v_{\text{ср}} H. \quad (2.30)$$

Заменяя коэффициент физической вязкости μ на коэффициент турбулентной вязкости μ' в уравнении (2.26), получаем выражение средней скорости для турбулентного движения

$$v_{\text{ср}} = \rho g H^2 I / (3\mu') = \rho g H^2 I / (3a \rho v_{\text{ср}} H) = g H I / (3a v_{\text{ср}}). \quad (2.31)$$

Обозначая $C = \sqrt{gI/(3a)}$, получаем

$$v_{\text{ср}} = C \sqrt{HI}. \quad (2.32)$$

Зависимость (2.32) носит название формулы Шези. (Последняя более детально рассмотрена в п. 2.7.3.)

Из уравнения (2.32) следует, что потеря напора на преодоление гидравлических сопротивлений в условиях турбулентного движения пропорциональна квадрату скорости течения.

В речных потоках значение и направление скорости с течением времени изменяется как по живому сечению, так и по длине реки. Поэтому выделяются следующие виды движения: равномерное, неравномерное, неустановившееся.

При *равномерном движении* скорости течения, живое сечение, расход воды постоянны по длине потока и не меняются во вре-

мени. Такого рода движение наблюдается в каналах с призматическим сечением. При *неравномерном движении* уклон, скорости, живое сечение не изменяются в данном сечении во времени, но изменяются по длине потока. Этот вид движения наблюдается в реках в период низкого стояния уровня (межени) при устойчивых расходах воды, а также в условиях подпора, образованного плотиной.

При *неустановившемся движении* уклон, скорости течения, живое сечение на рассматриваемом участке изменяются и во времени и по длине. Неустановившееся движение характерно для рек во время прохождения паводков и половодий.

2.7.2. Распределение скоростей течения воды в реках

Скорость течения представляет собой путь, пройденный частицами воды потока в единицу времени, и измеряется в метрах за одну секунду (м/с).

Распределение скоростей в реке может быть самым разнообразным в зависимости от очертания русла реки в плане, чередования глубин на плесах и перекатах, наличия водной растительности или ледовых образований, изменения уклона по длине реки, шероховатости дна и берегов и от влияния ветра. Кроме того, скорости меняются при изменениях уровня воды: с повышением уровня при правильной форме русла скорости течения возрастают.

Распределение скорости по глубине реки можно изобразить графически путем построения эпюры скоростей по вертикали (рис. 2.14). В период открытого русла наибольшая скорость у поверхности воды и плавно уменьшается ко дну, вблизи которого ее значение наименьшее. Скорость течения на участке перед резким повышением дна уменьшается; эпюра скоростей в этом случае может иметь излом на высоте гребня препятствия, ниже которого скорости резко уменьшаются, и у дна иногда имеют нулевые значения.

Уменьшение скорости наблюдается в придонном слое при развитии водной растительности, значительно повышающей шероховатость дна русла.

При наличии ледяного покрова максимальная скорость находится ближе к середине глубины потока, что объясняется дополнительным трением о нижнюю поверхность льда. Ветер, совпадающий по направлению с течением реки, увеличивает скорость у поверхности. В устьях некоторых рек, подверженных влиянию сгонно-нагонных явлений, а также действию приливов и отливов, могут возникать течения противоположных направлений.

Наглядное представление о распределении скорости течения в поперечном сечении реки можно получить с помощью *изотак* — линий, соединяющих в живом сечении точки с одинаковыми скоростями (рис. 2.15). Изотак для свободного русла располагаются разомкнутыми линиями, причем максимальные скорости приурочены к наибольшим глубинам; при ледяном покрове изотак

2. Реки и их режим

с максимальными скоростями располагаются замкнутыми линиями обычно ниже поверхности воды. Линия, соединяющая по длине

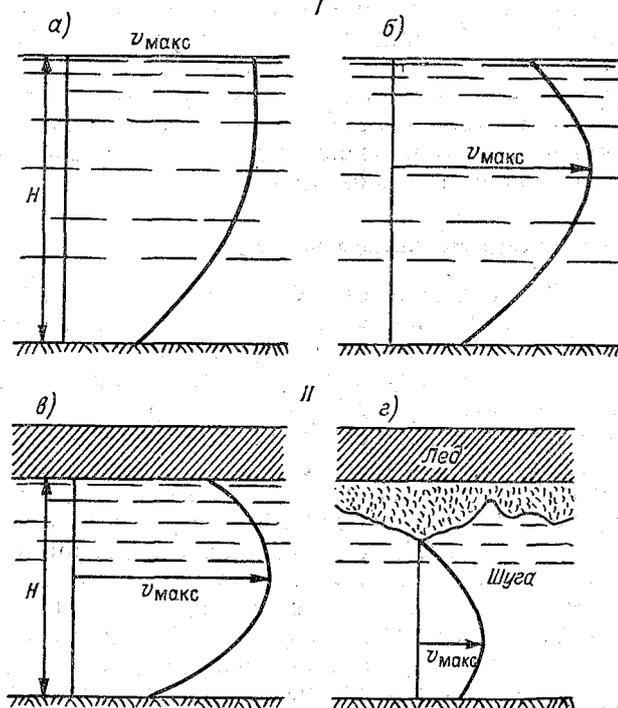


Рис. 2.14. Распределение скоростей течения по вертикали.

I — эпюры скоростей в русле, свободном от ледяного покрова: а — при отсутствии ветра, б — при встречном ветре; II — в русле под ледяным покровом: в — при отсутствии шуги, г — при наличии шуги.

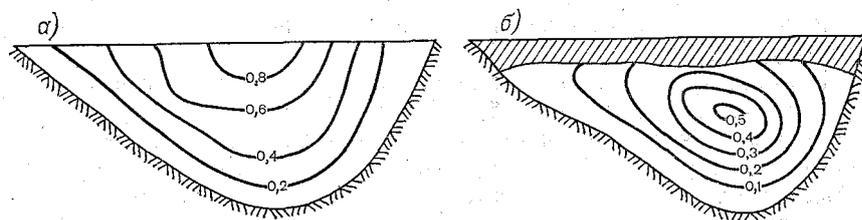


Рис. 2.15. Изотакхи при открытой водной поверхности (а) и при ледяном покрове (б).

потока точки отдельных живых сечений с наибольшими скоростями, называется *динамической осью потока*.

Скорости равнинных рек обычно постепенно уменьшаются вниз по течению к устью, так же как и продольный уклон.

Горные реки протекают в долинах с большим продольным уклоном по скалистым руслам, обычно загроможденными валунами, крупными камнями, что создает волнистый вид поверхности воды с бурунами и завихрениями. Движение воды носит явно выраженный турбулентный характер с беспорядочным перераспределением скоростей в живом сечении и по длине реки. Таким образом, горные реки отличаются от равнинных наличием больших скоростей течения, а также большей амплитудой изменения скоростей по длине реки.

2.7.3. Средняя скорость в живом сечении. Формула Шези

Средняя скорость в живом сечении может быть получена планиметрированием профиля по изотаксам.

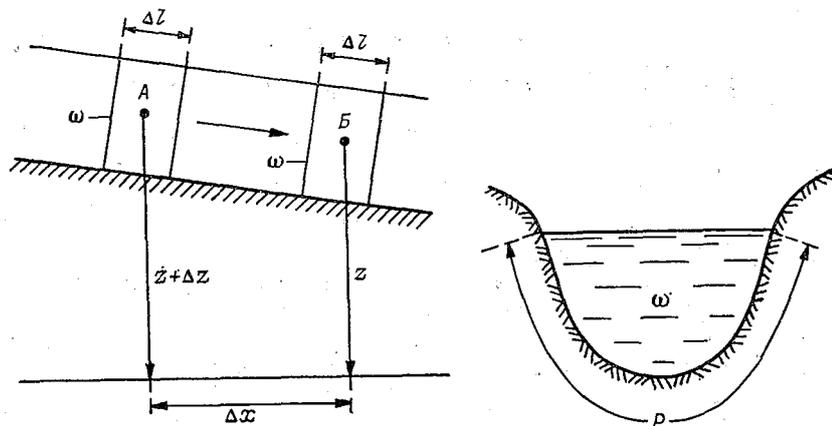


Рис. 2.16. Схема к выводу формулы средней скорости течения.

При отсутствии измерений скорости в точках среднюю скорость вычисляют по формуле Шези.

Объем воды, перемещаемой из положения *A* в положение *B* (рис. 2.16), равен $\omega \Delta l$, где ω — площадь живого сечения, Δl — длина выделенного участка. Если при перемещении объема воды на расстояние Δx его центр тяжести опустится на Δz , то работа сил тяжести равна $\delta \omega \Delta l \Delta z$, где δ — объемная масса воды. Работа сил сопротивления при перемещении указанного объема равна $\varphi r \Delta l \Delta x$, где φ — сопротивление, оказываемое перемещению воды единицей площади поверхности, смоченной водой; r — смоченный периметр.

Равенство двух работ выразится так:

$$\delta \omega \Delta l \Delta z = \varphi r \Delta l \Delta x, \quad (2.33)$$

откуда

$$\Delta z / \Delta x = I = \varphi r / (\delta \omega). \quad (2.34)$$

2. Реки и их режим

Так как $p/\omega = 1/R$, где R — гидравлический радиус, то

$$I = \varphi/\delta R. \quad (2.35)$$

Величина φ/δ , исходя из опытных данных, пропорциональна квадрату средней скорости, т. е. $\varphi/\delta = bv^2$, где b — эмпирический коэффициент, зависящий от шероховатости, формы и размеров русла.

Таким образом,

$$I = bv^2/R, \quad (2.36)$$

или

$$bv^2 = RI. \quad (2.37)$$

Из равенства (2.37) следует, что

$$v = \sqrt{RI/b} = \sqrt{1/b} \sqrt{RI}. \quad (2.38)$$

Обозначая $\sqrt{1/b} = C$, окончательно получаем

$$v = C \sqrt{RI}, \quad (2.39)$$

или

$$v = C \sqrt{h_{\text{ср}} I}, \quad (2.40)$$

где $h_{\text{ср}}$ — средняя глубина.

Параметр C получил название коэффициента Шези. Значение его не постоянно, а зависит от шероховатости русла и гидравлического радиуса. Для определения C существует несколько эмпирических формул, например формула Маннинга

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6}, \quad (2.41)$$

где n — коэффициент шероховатости, значения которого берутся из таблиц; формула Н. Н. Павловского

$$C = \frac{1}{n} R^x, \quad (2.42)$$

где

$$x = 2,5 \sqrt{n} - 0,75 \sqrt{R} (\sqrt{n} - 0,10) - 0,13.$$

Из формулы Шези следует, что скорость потока растет с увеличением гидравлического радиуса или средней глубины. Это происходит потому, что с увеличением глубины ослабевает влияние шероховатости дна на скорость в отдельных точках вертикали и тем самым уменьшается площадь на эпюре скоростей, занятая малыми скоростями. Увеличение гидравлического радиуса приводит к увеличению коэффициента шероховатости C . Из формулы также следует, что скорость потока растет с увеличением уклона, но этот рост при турбулентном движении выражен в меньшей мере, чем при ламинарном.

2.8. Гидрометрические наблюдения

Гидрометрические наблюдения служат основой стационарного метода исследований. В состав гидрометрических наблюдений входят:

- 1) наблюдения за колебаниями уровня воды;
- 2) измерение температуры воды, наблюдения за замерзанием и вскрытием водоемов, состоянием ледового покрова;
- 3) наблюдения за уклоном водной поверхности;
- 4) измерение скорости и направления течений;
- 5) определение расхода воды и наносов;
- 6) изучение механического состава наносов и донных отложений и др.

Указанные работы ведутся на сети гидрологических станций и постов, которые подразделяются на наблюдательную и оперативную сеть.

Наблюдательная сеть производит регулярные (стационарные) наблюдения на водных объектах по единой программе и в свою очередь делится на опорную и специальную сеть.

К опорной сети относятся станции и посты, которые в зависимости от объектов исследования называются: речными, озерными, болотными, морскими и др.

Специальная сеть действует на водных объектах в период экспедиционных работ.

Оперативная сеть станций и постов служит для оперативного обслуживания народного хозяйства и оборудована для этой цели специальной аппаратурой.

Виды работ и порядок наблюдений определяются специальными нормативными документами, называемыми «Наставления гидрометеорологическим станциям и постам».

2.8.1. Наблюдения за уровнями и методы их обработки

Уровень воды (H) — высота поверхности воды (в сантиметрах), отсчитываемая от некоторой постоянной плоскости сравнения.

Уровни воды в реках, озерах, болотах и т. д. непрерывно изменяются. Изучение колебаний уровня имеет большое научное и хозяйственное значение. Учет режима и возможных колебаний уровня воды необходим при строительстве мостов, плотин, гидроэлектростанций, дорог и населенных пунктов вдоль водных объектов.

Наблюдения за уровнем воды производятся на гидрологическом посту. Каждый пост состоит из: 1) приспособления для измерения уровня (рейки, сваи, самописцы); 2) постоянных высотных знаков (реперов), от которых измеряется высота уровня.

В качестве исходной плоскости для отсчетов принимается плоскость нуля графика поста (нуль графика). Отметка нуля графика выбирается с таким расчетом, чтобы она находилась не менее чем на 0,5 м ниже самого низкого уровня воды на данном посту.

2. Реки и их режим

Высотное положение плоскости нуля графика определяется расстоянием h_0 (рис. 2.17) по вертикали от репера гидрологического поста. Вычитая из отметки репера h_0 , получаем абсолютную отметку нуля графика.

Для гидрологического поста выбирается один или несколько «нулей наблюдений». Это — высотные плоскости, от которых производятся отсчеты уровня воды в момент наблюдения. На рис. 2.17

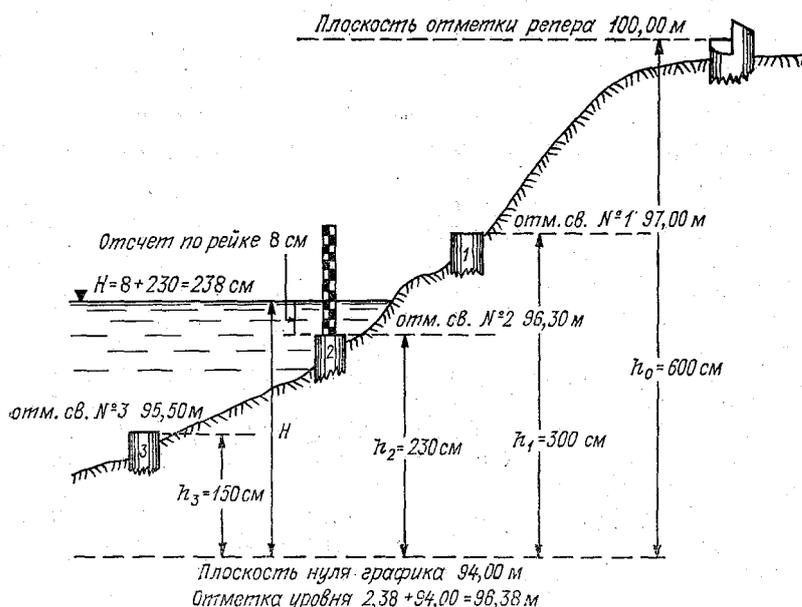


Рис. 2.17. Схема отметок и отсчетов высоты уровня воды на свайном гидрологическом посту.

нуль наблюдения представлен плоскостью головки сваи № 2. Высотное положение нулей наблюдений определяется «приводкой» (h_1, h_2, h_3), т. е. превышением отметки головки сваи над нулем графика.

По конструкции посты подразделяются на: 1) простые, 2) передаточные, 3) самопишущие, 4) дистанционные.

Простые гидрологические посты бывают двух типов: а) речные — устраиваются на участках рек с небольшими (до 2 м) годовыми амплитудами колебаний уровней воды. Оборудуются постоянными водомерными рейками длиной 2 м, шириной 13 см и толщиной 2,5 см. Рейки крепятся к мостовой опоре или гидротехническому сооружению (рис. 2.18); б) свайные — наиболее удобные для равнинных рек со значительной амплитудой колебаний уровней, широкой долиной и пологими берегами. Эти посты оборудованы системой свай, расположенных в одном створе, пер-

пендикулярном к направлению течения реки (см. рис. 2.17). Количество свай зависит от колебания уровня воды и крутизны берегов. Головка нижней сваи располагается на 0,5 м ниже наименьшего уровня, а верхней — на 0,5 м выше наивысшего уровня, наблюдавшегося в данном пункте. Разность отметок двух смежных свай должна быть не более 0,8 м. Сваи нумеруются от репера сверху

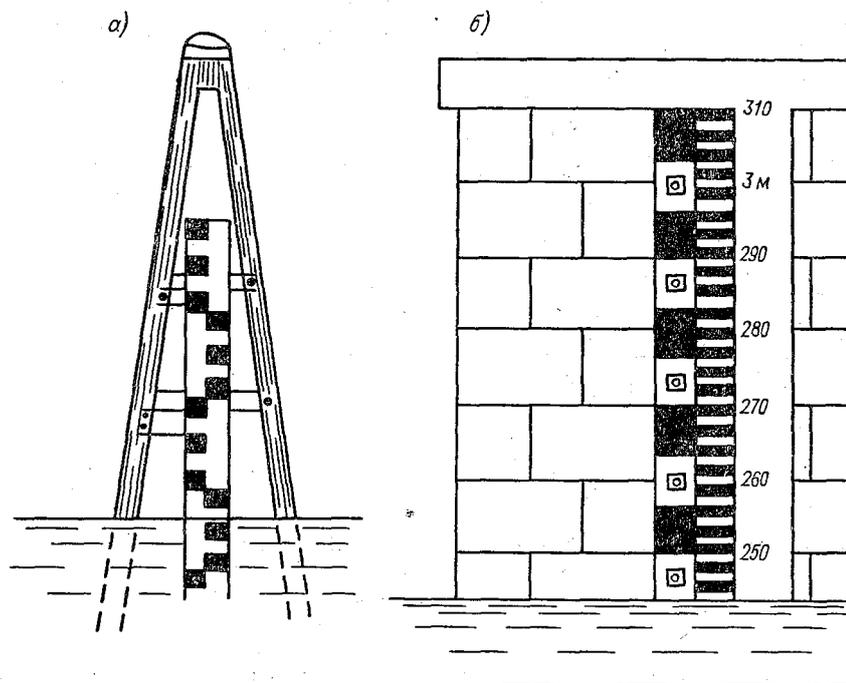


Рис. 2.18. Речные посты.

а — на сваях, б — на сооружениях.

вниз. Отсчеты уровня производятся переносной водомерной рейкой; в) смешанные посты оборудуются рейками и сваями. В зависимости от поперечного профиля реки сочетание реек и свай может быть различным.

На всех рассмотренных типах постов наблюдения производятся обычно два раза в сутки — в 8 и 20 ч местного времени. В период, когда уровни быстро меняются, в течение суток проводятся дополнительные наблюдения через 1, 2, 3 или 6 ч. Для регистрации максимальных и минимальных уровней в течение суток посты оборудуются специальными рейками (рис. 2.19). Рейки длиной 2 м, сечением 2×10 см имеют на гранях зубцы через 1 см. На каждую рейку надевается деревянный поплавок, который благодаря пластинчатым пружинам может свободно передвигаться по рейке только в одном направлении, следуя за возрастающим или

2. Реки и их режим

снижающимся уровнем. В крайнем положении он фиксируется с помощью пружин.

Передаточные посты устраиваются в случае затрудненного подхода к урезу воды. Основная часть такого поста — вынос-консоль. Вдоль консоли закрепляется горизонтально водомерная рейка, нулевое деление которой обращено в сторону реки. На конце выноса крепится блок, через который пропущен гибкий тросик с грузом. При измерении уровня тросик разматывается до

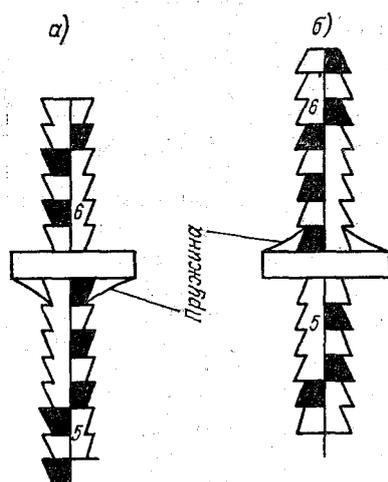


Рис. 2.19. Рейки для регистрации предельных уровней.

a — максимальная, *b* — минимальная.

тех пор, пока груз не соприкоснется с водой, отсчет уровня производится по рейке в соответствии с положением указателя.

Самопишущие посты непрерывно регистрируют колебания уровня воды в течение суток с помощью специальных самописцев. Самописцы состоят из преобразователя уровня (поплавка) и регистрирующего устройства (барабана с часовым механизмом). Наиболее распространены самописцы типа «Валдай» (СУВ-М).

4. Дистанционные посты устраиваются на гидроэлектростанциях, шлюзах, водохранилищах, оросительных системах, а также в малонаселенных и труднодоступных районах. Посты этого типа оборудованы приборами, автоматически передающими показания высоты уровня в данный момент на расстояние до 300 км от места наблюдения.

Обработка уровенных наблюдений производится в следующей последовательности. По данным всех измерений вычисляются средние уровни за каждый день и составляются таблицы ежедневных средних уровней за год. В этих таблицах помещаются, кроме того, средние уровни за каждый месяц и за год и выбираются наивысшие и наинизшие уровни за каждый месяц и год.

Средние, наибольшие и наименьшие уровни называются *характерными*. Данные наблюдений за уровнями публикуются в гидрологических ежегодниках. По данным ежедневных наблюдений за уровнями могут быть построены графики их колебаний, дающие представление об уровненом режиме за данный год.

2.8.2. Измерение скорости течения в реке

Характер течения воды в реках на прямолинейных участках, как указывалось, отличается от характера течения на закруглениях. Кроме того, скорости меняются при изменениях уровня воды; с повышением уровня при правильной форме русла скорость течения воды возрастает. Особенностью речного потока является пульсация скорости, т. е. изменение ее во времени в каждой точке совершается около некоторых средних значений. Под осредненной скоростью следует понимать среднее значение, вычисленное по мгновенным значениям в данной точке для некоторого промежутка времени. По сравнению с непрерывно меняющимися мгновенными скоростями измеренная за достаточно длительный промежуток времени (обычно не менее 60 с) осредненная скорость имеет устойчивое значение.

Непосредственное измерение средней скорости в различных точках потока необходимо для подсчета количества протекающей воды, проектирования переправ, мостов, плотин, обеспечения судоходства и др.

Скорости течения обычно измеряются гидрометрическими вертушками, реже — поплавками.

Поплавки являются простейшими приборами и изготавливаются из дерева. Поплавки бывают поверхностные — для измерения поверхностных скоростей течения и глубинные — для измерения средней скорости по глубине. Поплавки сбрасываются в воду на малых реках с берега, а на больших — с лодки. Поплавки позволяют определить скорость течения воды путем деления пути l , пройденного поплавком, на время t

$$v = l/t.$$

Гидрометрические вертушки дают наиболее точные результаты измерения скорости течения в любой точке потока. Вертушки бывают различных типов. В СССР в настоящее время используются модернизированные гидрометрические вертушки Жестовского и Бурцева ГР-21 М, ГР-55, ГР-99. Основными частями любой вертушки являются: 1) корпус, 2) лопастный винт, 3) ось, 4) счетно-контактный механизм, 5) хвостовой стабилизатор направления течения.

Измерение скорости течения вертушкой основано на принципе вращения ее лопасти под действием движущейся воды. Между скоростью течения (v м/с) и количеством оборотов лопасти вертушки в одну секунду (n об/с) существует определенная зависимость

$$v = f(n).$$

2. Реки и их режим

Зависимость для каждой вертушки определяется с помощью градуировки в специальных бассейнах и обычно представляется в виде кривой и таблицы к ней.

При измерении скорости вертушка опускается в воду на штанге или тросе так, чтобы ее лопасти были направлены против течения. Лопасти начинают вращаться и тем быстрее, чем больше скорость течения. Через 20 оборотов лопасти происходит замыкание контактного устройства, которое подает световой или звуковой сигнал. Время между сигналами фиксируется по секундомеру. Для питания сети электрической сигнализации используются батареи, а в качестве индикатора сигналов применяется звонок, зуммер или лампочка. По промежутку времени между двумя сигналами определяется число оборотов в секунду, а по ним скорость течения.

2.8.3. Методы определения расходов воды

Расходом воды называется количество (объем) воды, протекающее в единицу времени через поперечное сечение потока. Для круп-

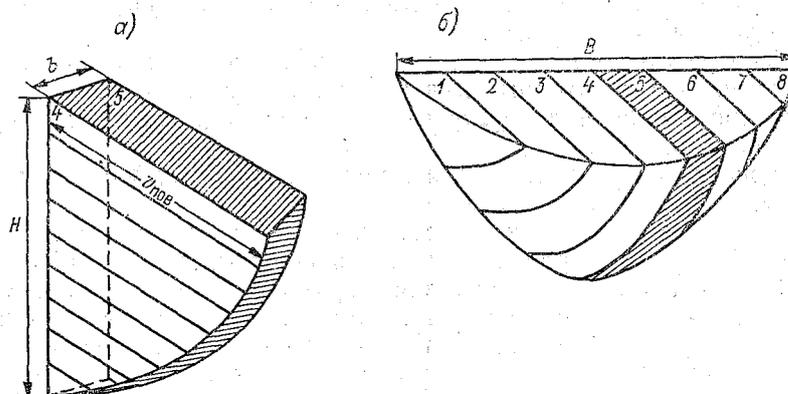


Рис. 2.20. Схема к вычислению расхода воды.
а — модель расхода воды, б — частный расход.

ных водотоков — рек, каналов — расход выражается в кубических метрах в секунду; расходы малых водотоков — родников, ручьев и пр. — в литрах в секунду.

Наглядно расход воды можно представить в виде модели (рис. 2.20 а). Это тело ограничено сзади поперечным сечением потока, сверху — поверхностью, представляющей собой эпюру поверхностных скоростей течения, и снизу — криволинейной поверхностью, определяемой зависимостью $v = f(H, B)$. Объем, а следовательно, и расход выражается формулой

$$Q = \int_0^H \int_0^B v \, dh \, db. \quad (2.43)$$

Так как математический закон изменения $v = f(H, B)$ неизвестен, расход вычисляется приближенно.

Модель расхода можно разделить вертикальными плоскостями, перпендикулярными площади живого сечения, на элементарные объемы (рис. 2.20 б). Общий расход вычисляется как сумма частных (элементарных) расходов ΔQ , каждый из которых проходит через часть площади живого сечения ω_i , заключенную между скоростными вертикалями или между урезом и ближайшей к нему вертикалью. Способ вычисления расхода, основанный на применении формулы (2.43) с некоторым упрощением, называется аналитическим.

Важной характеристикой для вычисления расхода является площадь живого сечения, которая определяется в результате промеров глубин русла реки по поперечному сечению.

Промеры удобнее производить при низких уровнях, так как в этом случае сокращается объем работ и достигается большая точность в результатах измерений, а также со льда. В зависимости от размеров рек и точности измерения глубины применяются различные приборы и приспособления:

рейка (водомерная) — для промеров в водоемах с глубинами не более 1—2 м;

наметка — представляет собой шест из гибкого и прочного дерева диаметром 4—6 см, длиной 6—7 м, имеет разметку через 10 см. На конце имеется специальный металлический поддон;

ручной лот — груз, прикрепленный к прочной бечевке толщиной 3—5 мм, размеченной марками на метры и дециметры.

В современной практике промерных работ широкое применение получил эхолот — акустический прибор, основанный на распространении звуковых волн в воде. Эхолот не только повышает производительность промерных работ, но и обеспечивает высокую точность измерения глубин; удобен он и в обращении.

Данные промеров глубин используются для построения поперечного профиля и вычисления морфометрических характеристик русла. Площадь поперечного сечения может быть определена планиметрированием или аналитическим способом (рис. 2.21).

Скорости в отдельных точках живого сечения измеряются одной гидрометрической вертушкой, последовательно перемещаемой от вертикали к вертикали (рис. 2.22). Среднюю скорость на вертикали в зависимости от количества точек измерения (определяется глубиной потока и требуемой точностью измерения) находят по формулам:

а) при определении расхода в открытом, не заросшем водной растительностью русле при измерении скорости в пяти точках:

$$v_B = 0,1 (v_{\text{пов}} + 3v_{0,2} + 3v_{0,6} + 2v_{0,8} + v_{\text{дно}}), \quad (2.44)$$

при измерении скорости в трех точках:

$$v_B = 0,25 (v_{0,2} + 2v_{0,6} + v_{0,8}), \quad (2.45)$$

при измерении скорости в двух точках

$$v_B = 0,5 (v_{0,2} + v_{0,8}), \quad (2.46)$$

2. Реки и их режим

при измерении скорости в одной точке

$$v_B = v_{0,6};$$

(2.47)

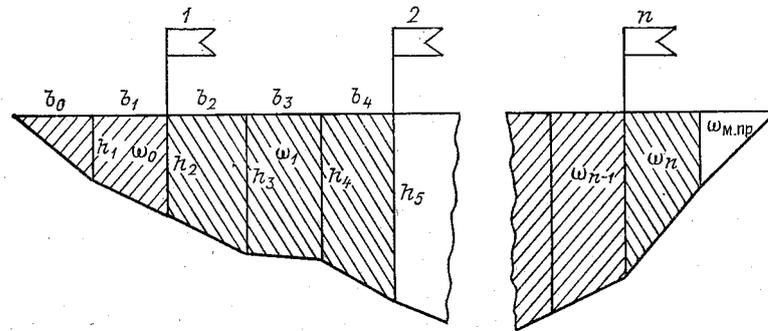


Рис. 2.21. Схема к вычислению площади живого сечения.

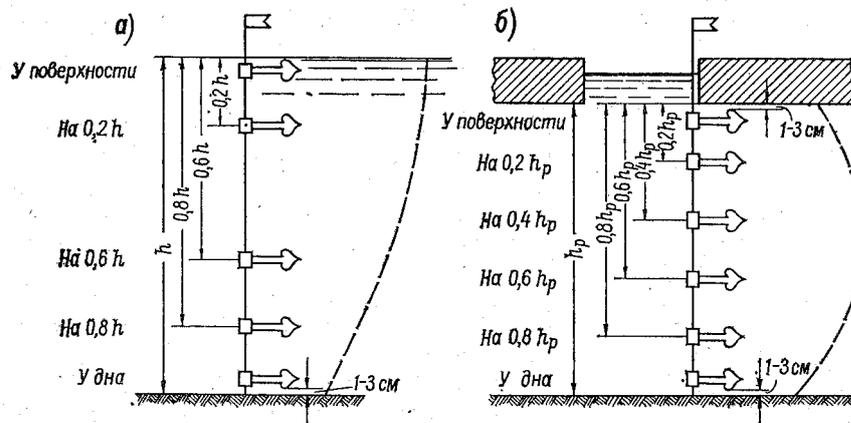


Рис. 2.22. Расположение вертушки на вертикали при детальном способе измерения.

a — в свободном русле, *б* — при ледяном покрове.

б) при определении расхода в русле, заросшем водной растительностью, или при наличии ледяного покрова:

при измерении скорости в шести точках

$$v_B = 0,1 (v_{пов} + 2v_{0,2} + 2v_{0,4} + 2v_{0,6} + 2v_{0,8} + v_{дно}),$$

(2.48)

при измерении скорости в трех точках

$$v_B = 0,33 (v_{0,15} + v_{0,5} + v_{0,85}),$$

(2.49)

при измерении скорости в одной точке

$$v_B = 0,9v_{0,5}. \quad (2.50)$$

В приведенных формулах индексы «0,2», «0,4» и др. означают относительное положение точек измерения скоростей на вертикалях (глубина), считая от поверхности воды.

Частные площади живого сечения определяются с учетом глубин на скоростных и промерных вертикалях (рис. 2.21). Например, частная площадь живого сечения между берегом и первой скоростной вертикалью

$$\omega_0 = \frac{1}{2} h_1 b_0 + \frac{h_1 + h_2}{2} b_1, \quad (2.51)$$

между первой и второй скоростными вертикалями

$$\omega_1 = \frac{h_2 + h_3}{2} b_2 + \frac{h_3 + h_4}{2} b_3 + \frac{h_4 + h_5}{2} b_4 \quad (2.52)$$

и т. д.

Расход воды вычисляется по формуле

$$Q = kv_1\omega_0 + \frac{v_1 + v_2}{2} \omega_1 + \dots + \frac{v_{n-1} + v_n}{2} \omega_{n-1} + kv_n\omega_n, \quad (2.53)$$

где v_1, v_2, v_n — средние скорости на вертикалях; $\omega_0, \omega_1, \dots, \omega_n$ — площади живого сечения между скоростными вертикалями; k — эмпирический коэффициент, значение которого для различных случаев принимается следующим:

Пологий берег	0,7
Обрывистый берег	0,8
Гладкая стенка	0,9
Наличие мертвого пространства	0,5

Средняя скорость для всего живого сечения при известном расходе воды Q равна

$$v_{cp} = Q/\omega. \quad (2.54)$$

Для определения расходов воды применяются и другие методы, например на горных реках используется *метод ионного паводка*. Сущность его сводится к следующему.

В поток вводится раствор какого-либо вещества, чаще всего хлористого натрия известной концентрации, затем на створе, расположенном ниже по течению, после смешения этого вещества с речной водой берутся пробы воды и определяется концентрация вещества после смешения. Расход рассчитывается по формулам в зависимости от изменения концентрации и объема введенного индикатора или его расхода. При этом методе не требуется измерять скорости течения и площадь живого сечения.

Подробные сведения по определению и вычислению расходов воды различными методами излагаются в Наставлениях по гидрометрии.

2. Реки и их режим

Между расходами и уровнями воды существует определенная зависимость $Q = f(H)$, которая носит название *кривой расходов воды* (рис. 2.23). Одновременно с этой кривой строят зависимость $\omega = f(H)$ и $v = f(H)$. Построение зависимости $Q = f(H)$ осуществляется по измеренным расходам воды в период, свободный от

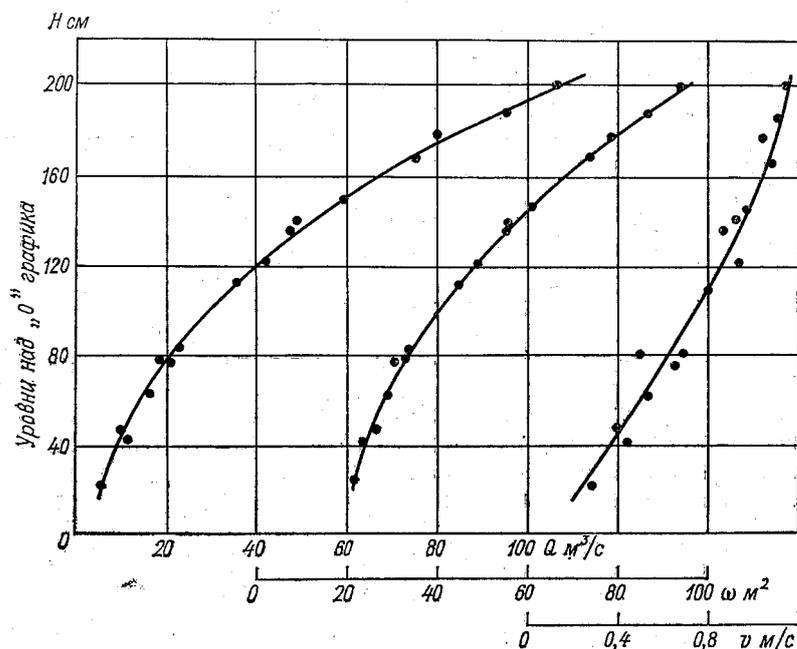


Рис. 2.23. Кривые расходов воды, площадей живого сечения и средних скоростей течения.

льда и растительности. Точки, соответствующие зимним расходам воды ($Q_{\text{зим}}$) и зарастанию русла ($Q_{\text{зар}}$), ложатся влево от расходов, измеренных при свободном русле ($Q_{\text{св}}$), при одной и той же высоте стояния уровня. Уменьшение расходов связано с увеличением шероховатости и сокращением площади живого сечения. Соотношение между $Q_{\text{зим}}$, $Q_{\text{зар}}$ и $Q_{\text{св}}$, выражается переходными коэффициентами:

$$k_{\text{зим}} = Q_{\text{зим}}/Q_{\text{св}}; \quad k_{\text{зар}} = Q_{\text{зар}}/Q_{\text{св}}. \quad (2.55)$$

Это соотношение не остается постоянным и изменяется во времени с изменением интенсивности ледовых образований и развития водной растительности. На рис. 2.24 приведен ход изменений $k_{\text{зим}} = f(T)$ от начала замерзания до вскрытия реки.

Кривая расходов позволяет определить ежедневные расходы воды реки по известным уровням, наблюдаемым на гидрологиче-

ских постах. При свободном русле пользование кривой $Q = f(H)$ не вызывает затруднений. Ежедневные расходы при ледоставе и зарастании русла определяются с помощью той же кривой

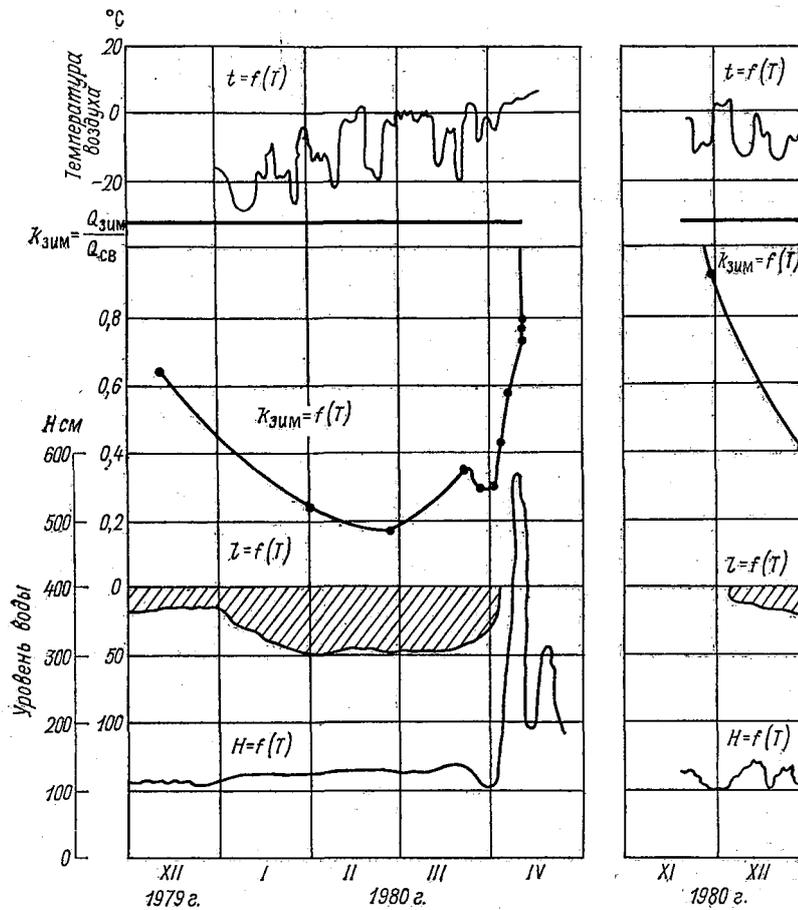


Рис. 2.24. Схема к построению и анализу графика $k_{зим}$.

$Q = f(H)$ и хронологических графиков $k_{зим}$ или $k_{зар}$, с которых снимаются переходные коэффициенты на нужную дату. Тогда

$$Q_{зим} = k_{зим} Q_{св}; \quad Q_{зар} = k_{зар} Q_{св}.$$

Однозначность кривой расходов $Q = f(H)$ в ряде случаев нарушается при возникновении переменного подпора, вызванного, например, несовпадением хода уровней данной реки и ее притока, при неустойчивом русле (намыв, размыв), работой гидротехнических сооружений и другими явлениями. В каждом из этих случаев выбираются те или иные способы определения ежедневных расходов воды, излагаемые в курсах гидрометрии.

2. Реки и их режим

По данным ежедневных расходов воды можно вычислить средние расходы за декаду, месяц, год. Средние, наибольшие и наименьшие расходы за данный год или за ряд лет называются *характерными расходами*. График колебаний расходов воды ($Q=f(T)$), построенный по ежедневным расходам, носит название *гидрографа*.

2.8.4. Единицы измерения стока воды

Сток называется количество воды, протекающее через поперечное сечение водотока за определенное время. В целях учета и сопоставления стока в различных створах на одной реке приняты следующие единицы стока:

Объем стока — объем воды, протекающий через поперечное сечение реки за какой-либо промежуток времени (за год, месяц, сутки); выражается в кубических метрах или кубических километрах (W м³, км³).

Расход воды, характеризующий водность реки на участке данного створа (пункта) в заданный момент времени, выражается в кубических метрах в секунду (Q м³/с). Для сопоставления водности реки в разных пунктах или различных рек пользуются значением среднего расхода реки за многолетний период. Средний расход реки \bar{Q} за любой период можно определить путем деления объема стока W за этот период на число секунд T в нем, т. е.

$$\bar{Q} = W/T, \quad (2.56)$$

откуда

$$W = \bar{Q}_{\text{ср}} T. \quad (2.57)$$

Модуль стока — количество воды, стекающее с единицы площади бассейна реки в единицу времени, выражается в литрах в секунду с 1 км² площади бассейна q л/(с·км²), либо м³/(с·км²). Зная для какого-либо поста на реке расход воды (Q м³/с) и площадь бассейна (F км²), модуль стока можно определить из соотношения

$$q = Q \cdot 10^3/F. \quad (2.58)$$

В этом выражении 10^3 — коэффициент размерности.

Слой стока — количество воды в миллиметрах, равномерно распределенной по площади F и стекающей за некоторый промежуток времени T . Если известны объем стока за какой-либо период и площадь бассейна, то слой стока (Y мм) находится из выражения

$$Y = W/F \cdot 10^3. \quad (2.59)$$

Согласно (2.57), слой стока можно представить в следующем виде:

$$Y = Q_{\text{ср}}T/(F \cdot 10^3) = 86\,400Q_{\text{ср}}T/(F \cdot 10^3) = 86,4Q_{\text{ср}}T/F, \quad (2.60)$$

где \bar{Q} — средний расход в м³/с за время T сут; 86 400 — число секунд в сутках.

Используя равенство (2.59), между слоем стока Y и модулем стока q можно установить связь. Положим, что значение среднего модуля \bar{q} за годовой период известно, тогда объем стока W в м³ за год с площади $F = 1$ км² будет равен

$$W_{\text{г}} = \bar{q} \cdot T/10^3 = \bar{q} \cdot 31,56 \cdot 10^6/10^3 = 31,56 \cdot 10^3 \bar{q}, \quad (2.61)$$

где $31,56 \cdot 10^6$ — число секунд для среднего года. Подставляя значение W в равенство (2.59), получим для года

$$Y_{\text{г}} = W/(F \cdot 10^3) = 31,56 \cdot 10^3 \bar{q}/(1 \cdot 10^3) = 31,56 \bar{q}. \quad (2.62)$$

Аналогичным образом получим для среднего месяца (30 дней), для которого $T = 30 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60 = 2,59 \cdot 10^6$ с:

$$Y_{\text{м}} = 2,59q. \quad (2.63)$$

Из равенства (2.62) и (2.63) следует:
для года

$$q_{\text{г}} = Y_{\text{г}}/31,56 = 0,03117Y,$$

для месяца

$$q_{\text{м}} = Y_{\text{м}}/2,59 = 0,386Y.$$

Коэффициент стока представляет собой отношение слоя стока Y с данной площади за какой-то промежуток времени к слою осадков X , выпавших на эту площадь за тот же промежуток времени:

$$\alpha = Y/X, \quad 0 \leq \alpha \leq 1.$$

Значение коэффициента стока для некоторых периодов (год, сезон, месяц) является условным, так как сток реки за эти периоды может осуществляться и за счет осадков предшествующего периода. Например, сток весеннего половодья определяется в основном зимними осадками.

Модульные коэффициенты представляют собой отношение стока данного года или какого-либо периода к их среднему многолетнему значению. Модульные коэффициенты характеризуют водность данного года. Так, годы с модульным коэффициентом, большим единицы, являются многоводными, а годы с модульным коэффициентом меньше единицы маловодными.

2.9. Водный режим

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

2. Реки и их режим

Гидрологический режим проявляется в многолетних, сезонных и суточных колебаниях: 1) уровня воды (режим уровней), 2) водности (режим стока), 3) ледовых явлений (ледовый режим), 4) температуры воды (термический режим), 5) количества и состава переносимого потоком твердого материала (режим наносов), 6) состава и концентрации растворенных веществ (гидрохимический режим), 7) изменений русла реки (режим руслового процесса).

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

Из характеристик гидрологического режима особое место занимает сток рек, который характеризует степень обводненности территорий, потенциальные гидроэнергетические запасы и размеры водных путей сообщения в пределах рассматриваемой территории.

2.9.1. Питание рек

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

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

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

Преобладание дождевого питания наблюдается на реках западной части Европейской территории СССР, в районах Карпат, Крыма, юго-западной части Кавказа, а также в восточных районах Советского Союза.

Доля подземного питания в годовом стоке на территории СССР не одинакова: от 40—60 % в лесной зоне до 0—10 % в пустынной. В одних и тех же физико-географических условиях доля подземного питания увеличивается с ростом площади водосбора за счет дренирования большего числа водоносных горизонтов.

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

Смешанное питание рек является самым распространенным. Например, питание р. Кубани происходит снеговыми, ледниковыми, дождевыми и подземными водами.

Соотношение между количеством воды, поступающим в реки от того или иного вида питания, неодинаково в различных районах. Меняются они и от сезона к сезону для одной и той же реки. Эти различия зависят главным образом от климатических условий: режима осадков и температуры воздуха в течение года.

Впервые роль климата в питании рек и влияние его на их режим оценил А. И. Воейков: «Реки — суть продукт климата их бассейнов». В настоящее время это положение получило более широкую формулировку: «Реки являются продуктом развития географического ландшафта» [30]. Этим подчеркивается ведущая роль климата и указывается, что, помимо климата, определенное значение имеют рельеф, геологическое строение бассейнов, их почвы, растительность, озерность, заболоченность, а также хозяйственная деятельность человека.

2.9.2. Фазы водного режима

В режиме стока рек выделяется ряд характерных периодов (фаз) в зависимости от изменения условий питания: 1) половодье, 2) паводки, 3) межень.

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

В зависимости от условий формирования половодье может быть весенним и летним или весенне-летним. Таяние снега на водосборах равнинных рек обуславливает возникновение весеннего половодья, таяние высокогорных снегов и ледников, а также выпадение продолжительных дождей создают половодье весенне-летнего и летнего типа.

Паводки представляют собой быстрые и сравнительно кратковременные подъемы уровня воды в реке; в отличие от половодья возникают нерегулярно. Образуются паводки в результате выпадения дождей, ливней и снеготаяния во время зимних оттепелей. В отдельных случаях (особенно для малых бассейнов) высота паводка может превышать половодье.

Межень — фаза водного режима, характеризующаяся малой водностью, длительным стоянием низкого уровня воды в реке вследствие сильного уменьшения или прекращения поверхностного стока; в этот период река питается главным образом за счет подземных вод. На большинстве рек различают летнюю и зимнюю межень.

2. Реки и их режим

К летней (летне-осенней) межени относят период от конца половодья до осенних паводков, а при их отсутствии — до начала зимнего периода, т. е. до появления на реке ледовых явлений. Летняя межень может быть устойчивой, продолжительной, а также прерывистой, неустойчивой (периодически нарушаемой дождевыми паводками).

Зимняя межень совпадает обычно с периодом ледостава. Расходы воды от начала замерзания рек постепенно снижаются, достигая минимума перед вскрытием; это связано с истощением запасов подземных вод.

2.9.3. Типовой гидрограф. Расчленение гидрографа

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

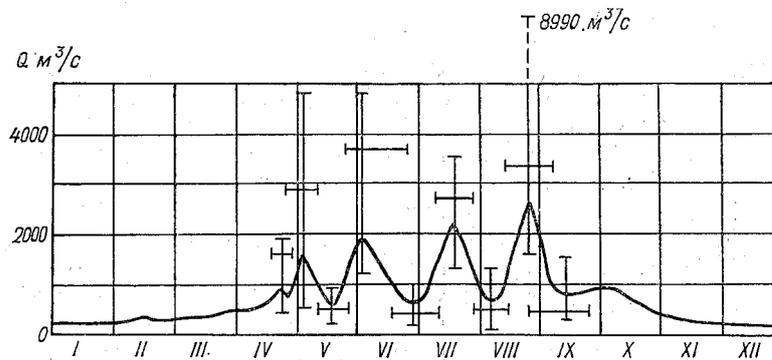


Рис. 2.25. Типовой гидрограф р. Шилки у г. Сретенска.

(годового графика расходов воды). Для этой цели служат типовые графики колебаний расходов воды, основанные на многолетних наблюдениях, или гидрографы за отдельные характерные годы (многоводный, маловодный, средний по водности). За типовой принимают такой гидрограф, который отражает общие черты гидрографов за ряд лет и вместе с тем свободен от случайных особенностей каждого года.

При построении типового гидрографа осредняются за ряд лет величины ординат (расходы) и абсцисс (время) характерных особенностей отдельных рек (начало половодья, наступление максимума, конец половодья и пр.). По установленным опорным точкам строится плавный график с таким расчетом, чтобы суммарный годовой объем стока, определенный по типовому гидрографу, отвечал действительно среднему его значению за многолетний период (рис. 2.25).

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

Существует несколько приемов расчленения гидрографа по видам питания.

Простейший способ выделения подземного стока заключается в том, что на гидрографе плавными линиями соединяются точки минимальных расходов предвесеннего периода и все частные мини-

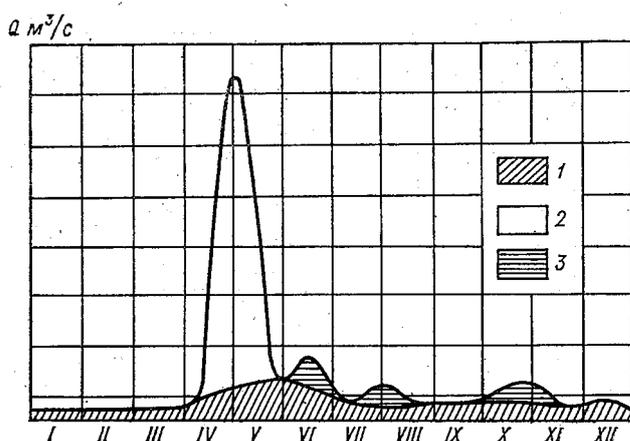


Рис. 2.26. Расчленение гидрографа р. Унжи у г. Макарьева.

1 — грунтовое питание, 2 — снеговое питание, 3 — дождевое питание.

мумы межлетнего периода в промежутках между паводками (рис. 2.26). При таком способе не учитываются особенности режима стока подземных вод в реки, что является существенным недостатком.

Учет отмеченного обстоятельства осуществлен в способе Б. И. Куделина [29]. Сущность метода заключается в графическом выделении на гидрографе объема воды, сформированного подземным питанием.

Подземное питание рек осуществляется за счет притока из отдельных водоносных пластов, при этом имеет значение тип их гидравлической связи с рекой (рис. 2.27).

По характеру залегания водоупора можно выделить три типа связи:

а) водоносные пласты, не имеющие гидравлической связи с рекой. Режим их стока близок к режиму поверхностного стока с некоторым смещением фаз хода уровня по оси времени;

б) водоносные пласты, гидравлически связанные с рекой. Сток их в реки имеет противоположную направленность фаз по сравнению с поверхностным стоком. Максимуму речного стока соответствует минимум подземного притока в реки;

2. Реки и их режим

в) водоносные пласты, имеющие периодическую гидравлическую связь с рекой. Режим их стока имеет смешанный характер. Так, при низких уровнях реки их режим соответствует схеме «а»,

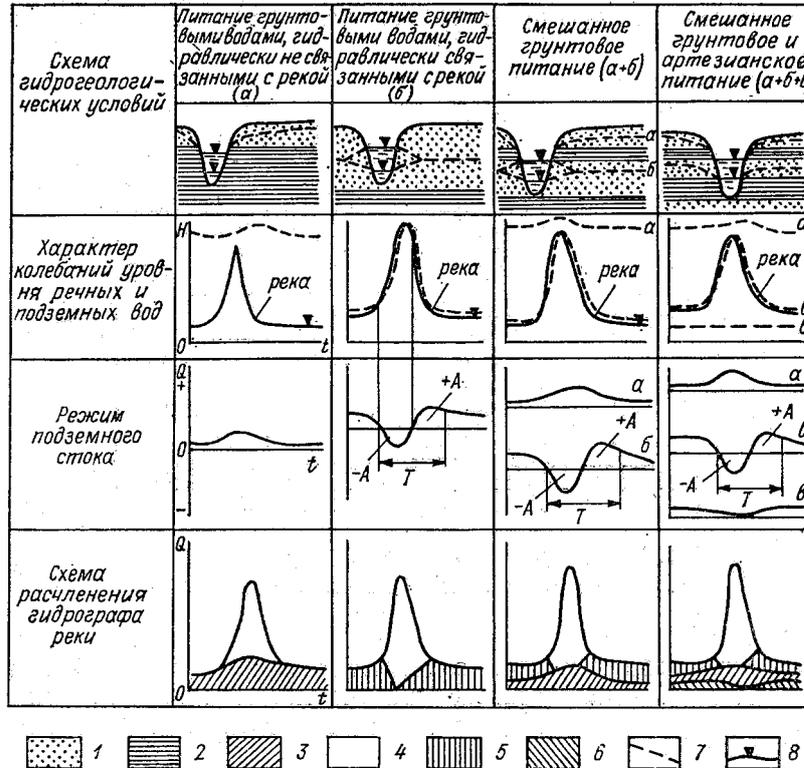


Рис. 227. Типовые схемы расчленения гидрографа реки в зависимости от гидрогеологических условий и режима подземного стока в реку (по Б. И. Куделину).

t — время; Q — расход; T — время берегового регулирования; $-A$ и $+A$ — объемы подземного стока, принимающие участие в береговом регулировании; 1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — подземный сток в реку при условии «а»; 4 — поверхностный сток в реку; 5 — подземный сток в реку при условии «б»; 6 — подземный сток в реку из артезианских (напорных) пластов; 7 — уровень подземных вод; 8 — уровень речных вод.

при высоком — схеме «б». Смешанное грунтовое и артезианское питание представлено схемой «а» + «б», + «в».

Схема «б» объясняется тем, что в стадии подъема весеннего половодья в прибрежной зоне образуются обратные гидравлические уклоны грунтового потока и происходит инфильтрация речных вод в берега.

В стадии спада половодья зеркало грунтового потока приобретает наклон к реке и начинается обратный сток в реку профильтровавшейся в берега речной воды.

Описанный процесс носит название берегового регулирования поверхностного стока. Общая продолжительность берегового регулирования T приблизительно равна периоду половодья или паводка. В процессе берегового регулирования происходит перераспределение поверхностного стока внутри паводочного периода. В период подъема половодья (паводка) происходит отток русловых вод в грунтовые (отрицательный подземный сток — A), а для

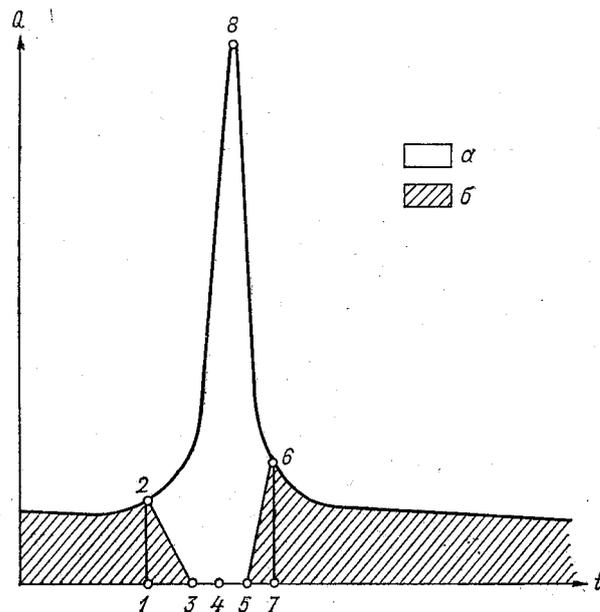


Рис. 2.28. Схема выделения подземного стока на гидрографе реки при береговом регулировании (по Б. И. Куделину).

a — поверхностный сток; $б$ — подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой.

спада характерен приток подземных вод и некоторое его увеличение.

При половодье подземное питание может происходить и за счет источников, которые выходят выше уреза реки даже при максимальных отметках уровня воды и имеют максимум, почти совпадающий с речным максимумом (схема «а»).

Порядок выделения подземного питания следующий (рис. 2.28). При подъеме уровня воды в реке подземный сток резко сокращается, а при наивысшем уровне прекращается и наступает отрицательная фаза подземного питания; линия 1—2 характеризует прекращение подземного питания реки. На больших бассейнах через данное поперечное сечение (закрывающий створ) могут еще проходить подземные воды, поступившие в русло в верховьях бассейна. Время прекращения стока этих вод в закрывающем створе (точка 3)

2. Реки и их режим

определяется по данным о начале и окончании половодья в верхней части бассейна и времени добегания.

Время добегания определяется по формуле

$$\tau_p = L/v,$$

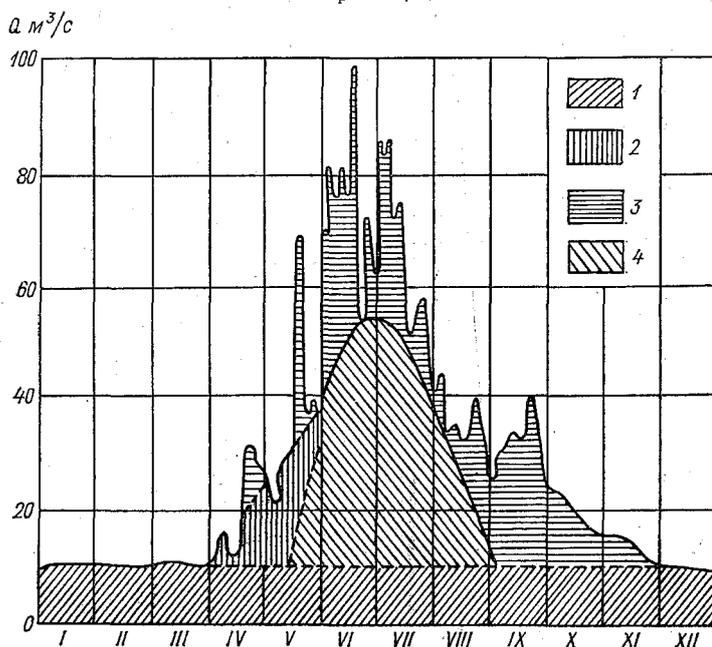


Рис. 2.29. Расчленение гидрографа горной реки.

1 — грунтовое питание, 2 — снеговое питание, 3 — дождевое питание, 4 — высокогорное снеговое и ледниковое питание.

где v — скорость добегания; L — расстояние от верховьев до замыкающего створа.

Следовательно, грунтовые воды из верховьев бассейна будут стекать от даты начала половодья до даты прохождения волны половодья τ_p (точка 3).

Поступление подземных вод в речную сеть возобновится в верховье после окончания половодья (точка 4). Достигают эти воды замыкающего створа в зависимости от времени добегания, по которому и определяется положение точки 5. Нарастание подземного питания происходит по линии 5—6. Линия 6—7 определяет на гидрографе подземный сток после берегового регулирования и точка 6 соответствует началу межени. Расчленение гидрографа по видам питания для горных рек представляет большие трудности, чем для равнинных рек, так как на этих реках наблюдаются более сложные сочетания снегового, дождевого, подземного и ледникового питания (рис. 2.29). Выделение подземного и поверхностного питания

для горных рек достигается путем сопоставления хода стока, осадков и температуры воздуха в течение года.

При расчленении гидрографа необходимо учитывать особенности режима рек с ледниковым питанием:

а) в зимний период эти реки получают питание за счет грунтовых вод, а в летний период грунтовое питание принимается равным расходу воды в начале зимы;

б) в период от начала и до конца таяния снега в понижениях бассейна и на невысоких горах в реки поступает снеговое питание; эта часть питания при отделении его от высокогорного снегового и ледникового может быть приближенно оценена как сток за период таяния снега в пониженных частях бассейна;

в) в теплую часть года реки получают основное питание за счет летних дождей и воды от таяния высокогорных снегов и ледников; эта часть питания реки выделяется путем соединения впадин между отдельными паводками.

Объем снегового, дождевого, подземного и ледникового питания определяется путем планиметрирования выделенных площадей гидрографа или суммирования ординат.

2.9.4. Классификация рек по видам питания

Тип питания и связанное с ним распределение стока в течение года являются основными признаками, характеризующими водный режим рек и отражающими взаимосвязь рек с географическими условиями их бассейнов. Поэтому в современной гидрологии широко применяются классификации рек, основанные на этих признаках.

Первая классификация рек по типам питания и водному режиму разработана А. И. Воейковым в 1884 г. Она основана на анализе типов питания рек и внутригодового распределения стока в зависимости от характера атмосферных осадков, снеготаяния и частично потерь на испарение. Им выделено девять типов, включающих водотоки со снеговым питанием на равнинах и в горах, с дождевыми максимумами водности в теплый или холодный период года, пересыхающие реки аридных районов и временные водотоки полярных стран.

Принципы, выдвинутые Воейковым, получили дальнейшее развитие в трудах многих советских и зарубежных исследователей.

В 1938 г. М. И. Львович, исследуя материалы по климату и режиму рек, развивает и количественно идентифицирует классификацию Воейкова. В основу своей классификации Львович заложил два признака: типы питания рек и сезонное распределение стока. Количественная оценка питания произведена путем расчленения гидрографов (снеговое, дождевое, ледниковое и грунтовое). В тех случаях, когда один из типов (источников) питания имеет более 80 % годового стока, ему принадлежит исключительное значение, а остальные типы не учитываются. Если вклад данного типа колеблется от 50 до 80 % годового стока, то ему придается

2. Реки и их режим

преимущественное значение. И наконец, когда ни один из типов питания не превышает 50 %, река относится к смешанному питанию, но указывается какой из типов питания преобладает. Градации 50 и 80 % приняты определяющими для всех типов, кроме ледникового. Ледниковое питание находится в границах 25 и 50 %.

Вторым признаком деления рек является распределение стока по сезонам года.

В результате все реки разделены на четыре главных типа: снегового, дождевого, ледникового и высокогорно-снегового, а также подземного питания, которые подразделяются на 38 групп с учетом сезонного распределения стока.

В итоге построены карты распределения разных типов рек не только для территории СССР, но и для всего земного шара.

Б. Д. Зайков в 1946 г. разработал классификацию рек по характеру водного режима на основе анализа годовых гидрографов. Все реки СССР разделены на три основные группы:

I — реки с весенним половодьем;

II — реки с половодьем в теплую часть года;

III — реки с паводочным режимом в течение всего года.

К первой группе относятся реки с периодически повторяющимися весенними половодьями, вызванными таянием снега в их бассейнах. По характеру весеннего половодья и режима расходов в остальное время года реки этой группы подразделяются на пять типов: казахстанский, восточноевропейский, западносибирский, восточносибирский и алтайский.

Ко второй группе относятся реки, у которых половодье наблюдается в теплую часть года и обусловливается выпадением дождей или таянием высокогорных снегов и ледников. Эта группа подразделяется на два типа: дальневосточный и тьяншанский.

К третьей группе относятся реки с частыми кратковременными паводками в любое время года и низким стоком в межпаводочные периоды. Реки этой группы подразделяются на три типа: причерноморский, крымский и северокавказский.

Недостатком классификации Зайкова является схематизация типов рек и объединение рек с различным генезисом стока.

В 1960 г. П. С. Кузин значительно развил и детализировал классификацию Б. Д. Зайкова. В качестве основных признаков приняты преобладающий тип питания и особенности главных фаз водного режима — половодий и паводков. Все реки СССР разделены на три основных типа водного режима (табл. 2.3).

Реки указанных типов несут на себе черты географической зональности, отличающие их друг от друга. Дополнительно выделен азональный — четвертый тип — реки с преобладанием подземного питания, характеризующий равномерный режим рек в течение года.

Таблица 2.3

Основные типы водного режима и их связь с типами питания

Основные типы водного режима	Преобладающие виды питания
I. Реки с половодьем II. Реки с половодьем и паводками III. Реки с паводками	Снеговое Снеговое и дождевое Дождевое

Три основных типа разделяются на подтипы, различающиеся по времени прохождения половодья и паводков. Всего выделено 14 подтипов, относящихся ко всем трем типам (табл. 2.4).

Таблица 2.4

Основные типы и подтипы водного режима рек по П. С. Кузину

Основные типы водного режима рек и преобладающие виды питания	Подтипы водного режима рек (время прохождения главных фаз)
I. Реки с половодьем (снеговое питание)	Ia — реки с весенним половодьем,
	Iб — реки с весенне-летним половодьем,
	Iв — реки с летним половодьем
II. Реки с половодьем и паводками (снеговое и дождевое питание)	IIa ₁ — реки с весенним половодьем и паводками в теплое время года
	IIa ₂ — реки с весенним половодьем и паводками в холодное время года
	IIa ₃ — реки с весенним половодьем и паводками в течение всего года
	IIб ₁ — реки с весенне-летним половодьем и паводками в теплое время года
	IIб ₂ — реки с весенне-летним половодьем и паводками в холодное время года
	IIб ₃ — реки с весенне-летним половодьем и паводками в течение всего года
	IIв ₁ — реки с летним половодьем и паводками в теплое время года
III. Реки с паводками (дождевое питание)	III ₁ — реки с паводками в теплое время года
	III ₃ — реки с паводками в течение всего года
	III ₃₋₂ — реки с паводками в течении всего года, преобладающими в холодное время года
	III ₃₋₁ — реки с паводками в течение всего года, преобладающими в теплое время года

Третьей стадией деления является отнесение рек к той или иной физико-географической зоне. При переходе от одной географической зоны в другую происходит изменение водного режима, что указывает на существование тесной связи режима с природными условиями.

Территория СССР разделена на шесть основных зон: арктическую, тундровую, лесную, степную, полупустынную и пустынную.

2. Реки и их режим

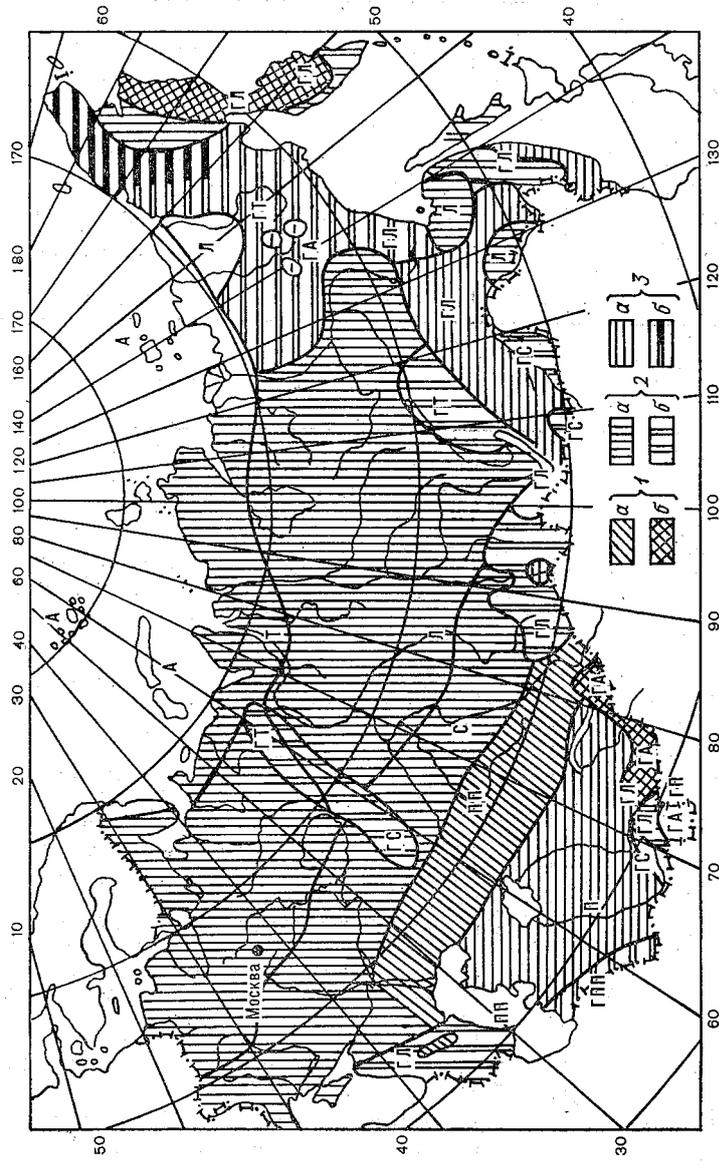


Рис. 2.30. Основные типы водного режима рек и гидрологические зоны СССР (по П. С. Кузину).

1 — реки с половодьем, 2 — реки с половодьем и паводками, 3 — реки с паводками, а — на равнинах, б — в горах. Зоны: А — арктическая, Т — тундровая, Л — лесная, С — степная, Д — пустынная, ГЛ — горно-лесная, ПП — полупустынная.

Каждая из них представлена равнинными и горными ландшафтами. На основе этого деления проведено гидрологическое районирование территории СССР (рис. 2.30) и дана характеристика режима рек каждого из районов и подрайонов. В ней содержатся данные о среднем водном балансе и коэффициентах стока, максимальном и минимальном стоке, описываются фазы режима, условия замерзания и пересыхания рек.

Таким образом, классификация П. С. Кузина содержит большую генетическую детализацию типов рек по сравнению с классификацией Б. Д. Зайкова.

2.10. Тепловой и ледовый режим рек

2.10.1. Тепловой баланс

Колебания температуры воды в реках и водоемах, нарастание и разрушение ледяного покрова — явления, связанные с энергией, излучаемой Солнцем.

Потоки прямой солнечной радиации зависят от состояния атмосферы и расстояния между Землей и Солнцем. В связи с этим в горных районах прямая солнечная радиация выше, чем на равнинной местности. Значительное влияние на прямую радиацию оказывает облачность. Рассеянная радиация, зависящая от тех же факторов, что и прямая, имеет выраженный суточный ход. При этом максимум приходится на полдень (10 % общей радиации).

Суммарная радиация (при безоблачном небе) составляет: в экваториальных и субэкваториальных широтах 2,60—2,80, в тропических и субтропических — 2,20—2,60, умеренных — 1,50—2,20 и арктических 1,05—1,50 К Дж/(см²·сут).

Суммарная радиация определяет изменения термического режима водоемов, который можно выразить в виде теплового баланса

$$R = LE + P + B, \quad (2.64)$$

где R — радиационный баланс; LE — затраты тепла на испарение или выделение его при конденсации; P — турбулентный теплообмен между водной поверхностью и атмосферой; B — теплоаккумуляция водоема.

Все составляющие уравнения (2.64) выражаются в виде количества тепла (джоули) либо в форме теплового потока, отнесенного к единице поверхности [Дж/(см²·сут), Дж/(см²·год)].

Значение радиационного баланса можно получить из следующего уравнения:

$$R = (Q' + q')_0 (1 - r) c' - Q_{\text{эл}}, \quad (2.65)$$

где $(Q' + q')_0$ — прямая и рассеянная солнечная радиация при безоблачном небе; r — коэффициент отражения или альbedo подстилающей поверхности (вода, снег, лед и др.); c' — поправочный

2. Реки и их режим

множитель, учитывающий облачность; $Q_{\text{эи}}$ — эффективное излучение.

Величины Q' , q' и r измеряются пиранометрами, альбедометрами и теплоэлектрическими балансометрами, а при их отсутствии — используются специальные таблицы.

Поправочный множитель c' определяется по формуле П. П. Кузьмина

$$c' = (1 - 0,20N_0 - 0,47N_n), \quad (2.66)$$

где N_0 и N_n — общая и нижняя облачность в долях от единицы в светлую часть суток.

Эффективное излучение определяется по формуле

$$Q_{\text{эи}} = \varepsilon \sigma K_{\text{п}}^4 - (0,62 + 0,05 \sqrt{e_2}) (1 + 0,12N'_0 + 0,12N'_n) \varepsilon \sigma K_{\text{а}}^4, \quad (2.67)$$

где ε — относительная излучательная способность длинноволновой радиации (для воды $\varepsilon = 1,0$, для снега $\varepsilon = 0,99$, для льда $\varepsilon = 0,95$); σ — постоянная Стефана—Больцмана; $K_{\text{п}} = (-273 + t_{\text{п}})$ — абсолютная температура подстилающей поверхности ($t_{\text{п}}$ — температура поверхности, °C); e_2 — абсолютная влажность воздуха на высоте 2 м, мбар;

$K_{\text{а}}(-273 + t_2)$ — абсолютная температура воздуха на высоте 2 м над подстилающей поверхностью; N'_0 и N'_n — количество общей и нижней облачности за сутки в долях от единицы.

Затраты тепла на испарение или конденсацию (в джоулях) определяются по формуле

$$LE = E (2,5 \cdot 10^3 - 2,4t_{\text{в}}), \quad (2.68)$$

где L — удельная теплота испарения; $t_{\text{в}}$ — температура воды.

В период снеготаяния теплота испарения принимается $L = 2850$ Дж, в том числе: 340 Дж на плавление льда и 2510 Дж на испарение воды при $t = 0^\circ\text{C}$.

Турбулентный поток тепла P в приземном слое атмосферы выражается уравнением

$$P = -\rho_{\text{в}} c_{\text{р}} k_0 \partial t / \partial z, \quad (2.69)$$

где $\rho_{\text{в}}$ — плотность воздуха; $c_{\text{р}}$ — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; k_0 — коэффициент турбулентности; $\partial t / \partial z$ — вертикальный градиент температуры.

Коэффициент турбулентности k_0 или коэффициент турбулентного обмена $A = \rho k_0$ на высоте 2 м определяется из полуэмпирической теории пограничного слоя Прандтля — Кармана:

$$A = \rho_{\text{в}} k_0^2 z u / (\ln z / z_0), \quad (2.70)$$

где z_0 — параметр шероховатости или высота выступов шероховатой поверхности, на которой скорость ветра $u = 0$.

Используя логарифмический закон изменения температуры в приземном слое воздуха, можно получить

$$P = \rho_v c_p k_0^2 \frac{t_0 - t_2}{\ln(z_1 - z_0) \ln(z_2 - z_0)} u_1, \quad (2.71)$$

где t_0 — температура испаряющей поверхности на высоте z_1 ; t_2 — температура воздуха на высоте z_2 ; u_1 — скорость ветра на высоте z_1 .

Считая, что $\rho_v = 1,45 \cdot 10^{-3}$ г/см³; $c_p = 1,0$ Дж/(г·К); $k_0 = 0,38$ (аэродинамическая постоянная); $z_0 = 0,1$ см; $z_1 = z_2 = 2$ м; получаем расчетное значение P в Дж/(см² · ч)

$$P = u_2 (t_0 - t_2). \quad (2.72)$$

Величина турбулентного теплообмена в Дж/(см² · сут) может быть получена по эмпирической формуле

$$P = 165 (0,18 + 0,10u_{10}) (t_0 - t_2), \quad (2.73)$$

где u_{10} — скорость ветра на высоте 10 м.

Теплоаккумуляция водоема B включает в себя теплообмен с дном $Q_{дн}$, тепло, приносимое притоками $Q_{пр}$ и осадками $Q_{ос}$, тепло, выделяемое при рассеивании кинетической энергии $Q_{эн}$.

Теплообмен с дном является функцией температуры подстилающего слоя и его теплопроводности и носит сезонный характер. В весенне-летний период, когда происходит прогрев водной толщи, идет передача тепла ложу и его нагрев, т. е. тепловой поток направлен от воды ко дну. Осенью и зимой по мере остывания воды в водоеме ложе отдает аккумулируемое за лето тепло, способствуя прогреву нижних слоев воды (табл. 2.5).

Таблица 2.5

Приближенные значения теплообмена воды с ложем водоема

Месяц	Широта	Средняя глубина, м		Месяц	Широта	Средняя глубина, м	
		0-5	10			0-5	10
Июль	40°	-92	-84	Октябрь	40°	117	105
	50	-100	-88		50	100	88
	60	-105	-92		60	96	84
	70	-113	-100		70	88	80
Август	40	-42	-38	Ноябрь	40	130	113
	50	-38	-33		50	113	100
	60	-33	-29		60	100	88
	70	-33	-29		70	84	75
Сентябрь	40	29	25	Декабрь	40	117	105
	50	38	33		50	88	80
	60	46	42		60	59	50
	70	54	30		70	38	33

Примечание: знаком минус обозначено поступление тепла от воды ко дну.

2. Реки и их режим

Тепло, приносимое водой притоков, рассчитывается по формуле

$$Q_{\text{пр}} = 86,4Qtcp/F_0, \quad (2.74)$$

где c , ρ и Q — теплоемкость, плотность и расход воды; t — средняя температура; F_0 — площадь водоема.

Согласно расчетам Л. Г. Шуляковского, для рек бассейна Волги и Оби (в летне-осенний период) величина $Q_{\text{пр}}$ колеблется в пределах 85—195 Дж/(см² · сут).

Тепло, поступающее в водоем с жидкими осадками $Q_{\text{ос. ж}}$, вычисляется по данным о слое осадков $X_{\text{ж}}$ за расчетный интервал времени, считая, что температура осадков равна температуре воздуха t_2 :

$$Q_{\text{ос. ж}} = X_{\text{ж}}t_2/\tau. \quad (2.75)$$

Тепло, затрачиваемое на таяние твердых осадков, определяется по формуле

$$Q_{\text{ос. т}} = X_{\text{т}}(335 - 2,1t_2), \quad (2.76)$$

где $X_{\text{т}}$ — слой твердых осадков; 335 — удельная теплота таяния льда; 2,1 — теплоемкость льда.

Тепло, выделяемое при рассеивании кинетической энергии потока, рассчитывается по формуле

$$Q_{\text{эн}} = \delta v h l / \epsilon', \quad (2.77)$$

где δ — объемная масса воды; v — скорость течения; h , l — глубина и уклон потока; ϵ' — механический эквивалент тепла, равный 179.

Для большинства равнинных рек величина $Q_{\text{эн}}$ колеблется в пределах 5—30 Дж/(см² · сут), а для горных рек с большими уклонами и скоростями течения возрастает в десятки раз.

Соотношения между элементами теплового баланса меняются вместе с метеорологическими условиями. В среднем же каждому сезону свойственны определенные соотношения между приходом и расходом тепла, что и обуславливает типичные черты температурного режима.

2.10.2. Изменение температуры воды во времени

Ход температуры воды обычно соответствует ходу температуры воздуха, но изменения температуры воды происходят более плавно и медленно вследствие более высокой теплоемкости воды.

Суточный ход температуры воды наиболее четко выражен в теплую часть года. Основными факторами, определяющими амплитуду суточных колебаний, являются широта местности, водность и погодные условия.

На разных широтах суточная амплитуда различна: на севере она меньше вследствие меньшей продолжительности ночи (весен-

не-летний период) и, как правило, не превышает 1°C , к югу возрастает до $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$. Широтное распределение температуры нарушается в горных районах из-за понижения ее с высотой.

Чем больше водность реки, тем меньше суточная амплитуда температуры воды. При ясной погоде разность между днем и ночью больше, чем при облачной.

Внутри года температура воды имеет закономерный ход, связанный с изменением теплового баланса. В течение зимних месяцев (при наличии ледяного покрова) температура воды в реке остается почти постоянной и близкой к 0°C . После вскрытия реки температура воды повышается и достигает наибольшего значения в июле — августе, затем понижается до минимума в начале ледостава. Среднегодовая температура воды обычно выше среднегодовой температуры воздуха, так как в реке вода не охлаждается ниже 0°C .

2.10.3. Распределение температуры воды по живому сечению и по длине реки

Турбулентный характер течения воды в реках создает в общем однородность (*гомотермию*) распределения температуры воды по живому сечению. Однако могут наблюдаться заметные различия между поверхностными и придонными слоями, между прибрежной и стрежневой зоной. В первую половину лета температура с глубиной несколько понижается вследствие более быстрого нагревания воды с поверхности. У берегов вода бывает также немного теплее, чем на стрежне, так как грунт здесь нагревается быстрее, чем вода, и передает тепло прибрежным струям. В период осеннего охлаждения вода у берегов и на поверхности несколько холоднее, чем в середине потока и у дна. Зимой, при наличии ледяного покрова, наблюдается небольшое повышение температуры от поверхности ко дну, связанное с поступлением тепла с грунтовыми водами и от дна.

Различия температуры могут быть вызваны влиянием вод притоков, малым водообменом между поверхностными и глубинными слоями или питанием реки озерными водами. Так, значительная разница температуры воды по живому сечению наблюдается на р. Ангаре в месте впадения р. Иркут; разность температуры воды у левого берега и на середине реки достигает $9,3^{\circ}\text{C}$. Приток Иркут имеет более теплую воду, чем вызывает резкое изменение температуры воды главной реки.

Значительные изменения температуры наблюдаются на реках, вытекающих из озер, где летом наблюдается прямая, а зимой обратная *температурная стратификация* (летом — понижение, а зимой — повышение температуры ко дну).

По длине реки температура воды зависит от смены географических зон, через которые протекает река, вида питания, температуры воды притоков и наличия в бассейне реки озер и ледников. На больших реках, текущих с севера на юг, температура в общем

2. Реки и их режим

повышается от истоков к устью, а на реках, текущих в обратном направлении, понижается. Реки, текущие в широтном направлении, характеризуются однородностью температуры воды по длине. Особенно заметны различия температуры на горных реках, где в пределах небольших территорий сменяется несколько климатических поясов. Здесь, как правило, температура повышается от истоков к устью. Например, в Средней Азии в пределах горных участков средние температуры колеблются от 1 до 15°C. Самую низкую температуру имеют участки рек при выходе их из ледников, а самую высокую — в предгорьях и на равнине.

Термический режим рек на отдельных участках в значительной степени определяется хозяйственной деятельностью человека. Сброс в реки теплых промышленных и бытовых вод нарушает естественные изменения температуры вод.

Тепловой сток рек представляет собой количество тепла, пронесимого ее водами за какой-либо промежуток времени, и рассчитывается по уравнению

$$Q_{т. ст} = c\rho W t_{ср}, \quad (2.78)$$

где c и ρ — теплоемкость и плотность воды; W — объем стока; $t_{ср}$ — средняя температура воды за расчетный промежуток времени.

2.10.4. Ледовый режим рек

Ледовый режим рек представляет собой совокупность закономерно повторяющихся процессов возникновения, развития и разрушения ледяных образований на реке.

В ледовом режиме рек можно выделить три фазы: замерзание — образование ледяного покрова; ледостав — наличие ледяного покрова и вскрытие — разрушение ледяного покрова.

Замерзание. Появлению льда на реках предшествует быстрое охлаждение воды при отрицательном тепловом балансе. Первые признаки льда появляются тогда, когда температура поверхности реки понижается до 0°C и ниже. Охлаждение воды раньше всего наступает на мелководных участках близ берегов, а также в застойных местах, поэтому они являются первыми очагами ледяных образований. Здесь возникают *забереги* — полосы льда, смерзшиеся с берегами реки при незамерзшей основной части водного пространства. Нарастанию заберегов способствует более быстрое охлаждение грунта берегов.

Одновременно с заберегами на реках появляется *сало* — поверхностные первичные ледяные образования, состоящие из иглообразных и пластинчатых кристаллов в виде пятен или тонкого сплошного слоя. При обильном выпадении снега на незамерзшую водную поверхность образуется *снежура*, плывущая комковатыми скоплениями.

Турбулентное перемешивание способствует переохлаждению всей толщи воды у дна, образуя *внутриводный лед* — скопление первичных ледяных кристаллов, образующихся в толще воды и на дне русла при переохлаждении воды в потоке до сотых долей градуса ниже нуля. Внутриводный лед, образовавшийся на дне реки носит название *донного льда*. Для образования внутриводного льда необходимы следующие условия: 1) переохлаждение воды ниже 0°С на сотые доли градуса; 2) наличие ядер кристаллизации (зародышей); 3) быстрое течение воды, способствующее выравниванию температуры в живом сечении, переносу ядер кристаллизации в глубь потока и уносу тепла, выделяемого при кристаллизации; 4) наличие относительно неподвижного придонного слоя воды, в котором происходит кристаллизация.

Внутриводный лед создает большие затруднения при эксплуатации гидроэлектростанций, водопроводов, так как скопление этого льда забивает водоприемники, водопропускные решетки ГЭС и т. п. Образование внутриводного льда прекращается с момента установления на реке сплошного ледяного покрова, препятствующего переохлаждению воды.

Разновидностью ледовых форм является *шуга* — всплывший на поверхность внутриводный лед в виде комьев, ковров и подледных скоплений, в массе которого содержится сало, снежура и мелкобитый лед. Шуга может находиться в движении вместе с водным потоком и создавать шугоход или быть в неподвижном состоянии под установившимся ледяным покровом — подледная шуга.

На шугоносных реках чаще всего образуется *зажор* — скопления шуги с включением мелкобитого льда в русле реки, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды. Возникновение зажоров происходит на участках рек, характеризующихся искривлением речного потока, резкими изменениями глубин, сужением реки. Зажоры наблюдаются на многих реках Кольского полуострова, Карелии, на Неве, Свири, Волхове, Ангаре, Подкаменной Тунгуске, Нижней Тунгуске и др. Зажорное состояние может иметь место в течение всей зимы. Для борьбы с зажорными явлениями прибегают к взрывным и ледокольным работам.

Быстрое нарастание донного льда на крупных камнях или порожистых участках дна приводит к образованию ледяных островов, называемых *пятрами*. Они представляют собой неподвижные скопления рыхлого льда, нарастающего от дна к поверхности в форме усеченного конуса, малое сечение которого прикреплено ко дну. Группы пятр, соединяясь между собой, могут образовать ледяную запруду, способную поднять уровень воды на вышележащем участке.

Плывущие по реке льдины и ледяные поля, образовавшиеся в результате смерзания обломившихся заберегов, снежуры и шуги образуют *осенний ледоход*. Осенний ледоход может отсутствовать на малых и даже сравнительно крупных реках при их малой водности. На горных реках вместо ледохода наблюдается шугоход.

2. Реки и их режим

На больших равнинных реках осенний ледоход протекает спокойно. На отдельных участках (повороты, сужения русла) образуются *заторы* — скопление льдин в русле реки во время ледохода, вызывающие стеснение водного сечения и связанный с этим подъемом уровня воды.

Ледостав. Ледостав на малых реках образуется без осеннего ледохода, путем срастания заберегов. На больших реках формирование ледостава связано с возникновением заторов льда, выше которых, при отрицательной температуре происходит смерзание отдельных льдин в ледяные поля, последние срастаются с заберегами, образуя на этом участке реки ледостав (ледяную перемычку). Ледостав, установившийся на различных участках реки, начинает постепенно распространяться от этих мест вверх по течению, пока вся река не покроется сплошным ледяным покровом.

В период ледостава на реках могут сохраняться открытые пространства воды среди неподвижного ледяного покрова — так называемые *полыньи*. Полыньи образуются под влиянием динамических и термических факторов. Полыньи динамического происхождения возникают на порогах, стремнинах и в нижних бьефах ГЭС. Они могут сохраняться в течение всей зимы и являются очагами возникновения шуги, которая уносится под ледяной покров и вызывает образование зажоров. Полыньи термического происхождения возникают в местах выхода теплых грунтовых вод, сброса промышленных вод, в нижних бьефах плотин ГЭС и в истоках рек, вытекающих из озер или водохранилищ, вследствие притока более теплых вод.

Из других явлений периода ледостава можно отметить *наледы* — наросты льда, возникающие при замерзании речных вод, выходящих на поверхность ледяного покрова из-за закупорки водного сечения подо льдом шугой или под влиянием сильного промерзания. Толщина наледей в условиях Северо-Востока СССР достигает 2 м и более, а площадь распространения — десятков квадратных километров.

Вследствие низкой температуры, промерзания деятельного слоя почво-грунта и образования наледей многие малые и средние реки Северо-Востока полностью перемерзают и течение в них прекращается. В суровые зимы на отдельных участках перемерзают и большие реки, такие, как Яна и Индигирка.

Обычно ледяной покров бывает толще на плесах и у берегов, чем на перекатах и посередине реки. Наибольшая толщина льда на реках Восточной Сибири Енисее, Лене, Колыме, Индигирке, Яне, Олёкме достигает в среднем 1,5—2,0 м. На реках южных районов Сибири и Дальнего Востока толщина льда 1,2—1,8 м. На реках ЕТС лед толщиной до 1,0 м наблюдается только на крайнем северо-востоке и убывает к юго-западу и югу, составляя 0,2—0,3 м в бассейнах Днестра, Прута и Кубани.

Толщина льда (в см) малоизученных рек может быть вычислена по формулам Ф. И. Быдина

$$h_{л} = 2 \sqrt{\sum t_c}, \quad h_{л} = 11 \sqrt{\sum t_m}, \quad (2.79)$$

где t_c и t_m — среднесуточная и среднемесячная отрицательные температуры воздуха.

Для вычисления толщины льда по формуле (2.79) суммы отрицательных значений температуры воздуха определяются по данным ближайших метеорологических станций.

Вскрытие. Разрушение ледяного покрова происходит под действием солнечной радиации, поступления тепла из воздуха и с талыми водами, а также в результате воздействия текучей воды. Раньше всего начинает таять снег на льду, появляется вода поверх льда, которая постепенно просачивается в мельчайшие трещины и ослабляет спай кристаллов; лед становится менее прочным. Одновременно под действием тепла происходит таяние льда вдоль берегов, которые нагреваются быстрее. Здесь образуются узкие полосы воды, свободные ото льда, так называемые *закрайны*. В местах с быстрым течением, где ледяной покров имеет меньшую толщину, образуются открытые пространства чистой воды — *промоины*. Процесс разрушения ледяного покрова происходит быстрее на перекатах, что создает условия для *подвижки льда* — небольших перемещений ледяного покрова на отдельных участках реки. Подвижек льда может быть несколько. В результате подвижек появляются пространства свободной воды среди ледяного покрова, называемые *разводьями*.

Приток талых вод и повышение уровня в реке способствует поднятию, разламыванию ледяного покрова и передвижению его вниз по течению — начинается *весенний ледоход*. Так вскрываются реки, текущие с севера на юг. Вскрытие их начинается снизу и продвигается вверх по течению. Ледоход несколько опережает волну половодья и проходит относительно спокойно.

На больших реках, текущих с юга на север, вскрытие наступает неодновременно по длине реки. Раньше река вскрывается в верховьях — на юге, а ниже по течению наблюдается прочный ледяной покров. Поступающие с верховьев реки льдины встречают скопления льда, в результате образуются мощные заторы. Последние вызывают подъемы уровня воды в реке выше места затора и затопление прилегающей к реке местности. Например, в 1909 г. в месте слияния Енисея и Ангары образовался затор, вызвавший подъем уровня на 13 м.

Свои особенности вскрытия имеют малые реки. В лесной зоне малые реки обладают значительным грунтовым питанием и, как следствие этого на них образуется тонкий слой льда, покрытый мощным снежным покровом. Вскрытие таких рек происходит сравнительно быстро после таяния снежного покрова. В районах с распространением мерзлоты, где реки частично или полностью промерзают, лед в весенний период остается на дне и талые воды текут поверх льда. Исчезновение льда характеризуется его

2. Реки и их режим

отрывом от дна и всплыванием льдин, начиная с перекатов. На более крупных реках в этих районах может наблюдаться двухслойное течение воды (под ледяным покровом и над ним), а при временных похолоданиях — и трехслойное.

Весенний ледоход по своей мощности обычно превосходит осенний, так как в нем участвуют большие массы воды и льда, движущиеся со значительными скоростями. Толщина передвигающихся льдин во время весеннего ледохода может достигать 1 м и более. Так, на Енисее у Красноярска наблюдались льдины размером 320×107 м, толщиной 1,28 м; на нижней Волге — 415×200 м, т. е. размером около $100\,000$ м².

Весенний ледоход на юге ЕТС начинается в марте, в центральной части — в апреле, а на Крайнем Севере — в мае. В южной части Западной Сибири, на севере Казахстана и на юге Дальнего Востока ледоход начинается в апреле. В мае вскрываются реки северной и центральной части Сибири и Дальнего Востока, за исключением самых северных участков (за Полярным кругом), где реки вскрываются лишь в июне.

2.11. Речные наносы

2.11.1. Энергия потока

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

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

Потенциальная энергия рек на участке протяженностью L км при падении H м и при среднем расходе воды на этом участке Q м³/с в единицу времени равна $9,81 \cdot 10^3 QH$ Дж. Энергия на данном участке реки в киловаттах называется *кадастровой мощностью*

$$N_1 = 9,81QH. \quad (2.80)$$

Разделив кадастровую мощность на длину участка, получим *удельную мощность* реки в кВт/км

$$N_{уд} = N_1/L.$$

В настоящее время водная энергия потока широко используется для производства электрической энергии на гидроэлектрических станциях (ГЭС). Для этой цели с помощью плотин энергию рек сосредоточивают в определенных местах реки. Мощность ГЭС определяется по формуле

$$N_{ГЭС} = 9,81Q_p H_p \eta, \quad (2.81)$$

где $N_{ГЭС}$ — мощность ГЭС, кВт; Q_p — расчетный расход, пропускаемый через турбины, м³/с; H_p — напор у турбины, м; η — коэффициент полезного действия ГЭС, который обычно достигает 0,98.

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

Потенциальная мощность рек СССР составляет около 500 млн. кВт.

В естественных условиях энергия воды тратится на преодоление внутреннего сопротивления движению, обусловленного перемещением частиц воды, а также на трение о грунт. Эта часть энергии рассеивается в потоке в виде тепла. Другая, меньшая, часть энергии расходуется на размыв грунта, взвешивание и перенос твердого материала в более пониженные места.

На склонах водосбора работа текучей воды проявляется в размыве поверхности почво-грунта, переносе минеральных частиц и растворенных веществ в овраги, ложбины, лощины, суходолы и реки. Этот процесс называется *склоновой эрозией*.

Русловой поток производит работу по преобразованию самого русла в процессе русловой эрозии. Разновидностью русловой эрозии является разрушение грунта в результате трения твердых частиц, влекаемых потоком. Продукты разрушения совместно с материалом, поступившим со склонов водосбора, перемещаются вниз по течению на некоторое расстояние.

Таким образом, *речными наносами* называются твердые частицы, образованные в результате эрозии водосборов и русел, переносимые водотоками и формирующие их ложе.

2.11.2. Склоновая и русловая эрозия

Интенсивность склоновой эрозии зависит от характера и величины поверхностного стока, а поэтому обусловлена интенсивностью дождей и таянием снега. Большое влияние оказывают характер и состояние растительного покрова, свойства почво-грунтов и рельеф местности. Развитию склоновой эрозии способствуют процессы физического, химического и биологического выветривания горных пород.

В районах с обильным поверхностным стоком, но слабо развитым растительным покровом и большими уклонами земной поверхности эрозия протекает наиболее интенсивно. Так, ежегодный смыв почвы с непокрытых растительностью площадей достигает 20—50 т/га в Западной Грузии, 10—15 т/га — в черноземных областях ЕТС, 0,6—0,8 т/га — в центре ЕТС. Смыв же лесных почв практически отсутствует.

Воздействие водного потока на русло проявляется в: 1) размыве (эрозия), 2) переносе частиц (транспорт наносов) по реке, 3) отложении (аккумуляции) наносов. Эти три стадии в естественных руслах могут наблюдаться на всем протяжении реки, однако в зависимости от преобладания одной из них можно выделить

2. Реки и их режим

участки, где: а) эрозия преобладает над аккумуляцией, б) они взаимно компенсируются, в) аккумуляция преобладает над эрозией.

На равнинных реках эрозия обычно преобладает в верхнем течении, а аккумуляция — в нижнем. Это наблюдается в том случае, когда продольный профиль реки приближается к плавновогнутому, и глубинный размыв ограничивается в основном базисом эрозии — уровнем водоема, в который впадает река. Однако нередко, особенно в горных районах, продольный профиль имеет изломы, обусловленные трудноразмываемыми горными породами, преграждающими путь реке. В таких случаях перед преградой происходит отложение наносов, а ниже нее — размыв; размыв и отложение при этом могут чередоваться по длине реки.

2.11.3. Основные определения и характеристики речных наносов

Речные наносы в зависимости от характера движения в потоке подразделяются на взвешенные и влекомые. Такое деление носит условный характер, так как в зависимости от крупности наносов и скорости течения потока те или иные твердые частицы могут находиться во взвешенном состоянии или перемещаться по дну.

Кроме того, наносы подразделяют на транзитные и руслоформирующие. Мелкие частицы переносятся к устью реки преимущественно транзитом. Более крупные частицы в зависимости от гидравлических свойств (уклон, скорость, глубина) могут переноситься во взвешенном или влекомом состоянии.

Количество наносов (в килограммах), проносимое рекой через поперечное сечение в единицу времени (t секунд), называется *расходом наносов*. Обычно расход взвешенных наносов обозначается R_n (кг/с), расход влекомых наносов q_n (кг/с).

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

$$\sum_1^T R_n = R_n t \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60 / 10^3 = 86,4 t R_n. \quad (2.82)$$

Модулем стока наносов называется сток наносов с 1 км^2 за время. Так, для года (т/км^2)

$$q_{R_n} = R_n \cdot 31,54 \cdot 10^3 / F, \quad (2.83)$$

где F — площадь водосбора, км^2 .

Количество взвешенных наносов (в граммах), содержащееся в единице объема (1 м^3) воды, называется *мутностью* (г/м^3)

$$\rho_n = R_n 10^3 / Q. \quad (2.84)$$

Важной характеристикой наносов является их гранулометрический состав, т. е. распределение наносов по фракциям: от валунов и гальки до илистых и глинистых частиц. Средняя крупность наносов $d_{ср}$ характеризуется средним взвешенным диаметром частиц, вычисляемым по формуле

$$d_{ср} = \sum d_i p_i / 100, \quad (2.85)$$

где d_i — средний диаметр данной фракции; p_i — процентное содержание (по весу) этой фракции.

2.11.4. Взвешенные наносы

Твердые частицы, переносимые потоком во взвешенном состоянии, носят название *взвешенных наносов*. Взвешивание твердых частиц в речном потоке объясняется его турбулентным движением, обусловливающим наличие вертикальной составляющей скорости потока u_z .

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

Исследованию гидравлической крупности посвящены работы М. А. Великанова, Б. В. Архангельского, В. Н. Гончарова, А. В. Караушева и др. Установлено, что гидравлическая крупность частицы зависит от геометрических размеров, формы, плотности частиц и воды, температуры воды. Так, по А. В. Караушеву:

для частиц $d \leq 0,15$ мм

$$u = k_n g d^2 (\rho_s - \rho) / (4\mu), \quad (2.86)$$

для частиц $d \geq 0,15$ мм

$$u = k_T \sqrt{(\rho_s - \rho) g d / \rho_s}, \quad (2.87)$$

где u — гидравлическая крупность, см/с; k_n и k_T — коэффициенты пропорциональности, учитывающие форму частиц; d — диаметр частицы, см; ρ_s и ρ — плотность наносов и воды, г/см³; g — ускорение свободного падения, см/с²; μ — коэффициент динамической вязкости, зависящий от температуры воды, г/(см · с).

2. Реки и их режим

О приближенных значениях гидравлической крупности (u см/с) в зависимости от диаметра наносов и температуры воды дает следующая таблица:

d мм	1,0	0,50	0,25	0,10	0,05	0,02	0,01
$t=10^\circ\text{C}$	10,6	5,30	2,10	0,48	0,12	0,02	0,005
$t=20^\circ\text{C}$	11,7	5,90	2,60	0,60	0,16	0,03	0,006

Частица диаметром d находится во взвешенном состоянии, если вертикальная составляющая скорости течения v_z больше или равна гидравлической крупности этой частицы, т. е. $v_z \geq u$. Такое соотношение наблюдается в турбулентном потоке при воздействии гидродинамических сил (силы лобового давления и подъемной силы), возникающих в процессе несимметричного обтекания потоком частиц, лежащих на дне русла.

Если обозначить силу лобового давления через P_l , подъемную силу P_n , а вес частицы в воде P_v , то уравнение равновесия шарообразной частицы, свободно лежащей на дне, имеет вид

$$P_l = (P_v - P_n) f, \quad (2.88)$$

где f — коэффициент трения.

Сила лобового давления

$$P_l = k \rho \pi d^2 v_{\text{дон}}^2 / (4 \cdot 2g), \quad (2.89)$$

где k — коэффициент, зависящий от формы частицы; ρ — плотность воды; $v_{\text{дон}}$ — придонная скорость; d — линейный размер частицы; g — ускорение свободного падения ($v_{\text{дон}}^2 / (2g)$ — скоростной напор). По опытным данным обычно принимают $k=1,5$.

Подъемная сила выражается аналогично с той только разницей, что коэффициент пропорциональности имеет иное численное значение

$$P_n = k_1 \rho \pi d^2 v_{\text{дон}}^2 / (4 \cdot 2g). \quad (2.90)$$

Эксперименты показывают, что подъемная сила составляет примерно $1/3$ лобовой.

Вес частицы в воде

$$P_v = \pi d^3 (\rho_s - \rho) / 6, \quad (2.91)$$

где ρ_s — средняя плотность наносов; $\pi d^3 / 6$ — объем шара.

Таким образом, уравнение (2.88) с учетом формул (2.89) — (2.91), предварительно разделенное на $\pi d^2 / 2$, будет иметь вид

$$k \rho v_{\text{дон}}^2 / (4g) = [d (\rho_s - \rho) / 3 - k_1 \rho v_{\text{дон}}^2 / (4g)] f. \quad (2.92)$$

Из уравнения (2.92) следует, что чем больше размер частицы d , тем больше должна быть скорость $v_{\text{дон}}$, чтобы частица начала движение по дну, а затем перешла во взвешенное состояние.

В отрыве частиц от дна, кроме подъемной силы, участвуют также вихри, образующиеся при обтекании струями выступов дна и берегов. Области этих вихрей имеют зоны восходящих токов, которые и увлекают наносы. В случае попадания частицы в тыловую часть вихря основной массы потока она будет подниматься выше (в глубь потока). В других случаях частица будет направляться по дну потока. Поскольку в разных точках потока вертикальная компонента скорости v_z меняется, то частица, увлекаемая водой вниз по течению, совершает волнообразное движение — поднимаясь или опускаясь ближе по дну. В отдельные моменты она может оказаться на дне, а затем снова находиться во взвешенном состоянии.

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

Распределение наносов по ширине реки, а также и по длине значительно меняется в зависимости от направления течения, местных размывов русла и берегов, впадения притоков, несущих иное количество наносов, чем главная река.

Способность потока переносить определенное количество наносов данного гранулометрического состава при отсутствии односторонних деформаций русла называется *транспортирующей способностью* потока.

Транспортирующая способность обычно выражается через среднюю мутность или расход взвешенных наносов. Она равна тому максимальному расходу наносов, при котором осаждение и размыв наносов на данном отрезке реки взаимно уравновешиваются.

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

Характер и размеры деформации дна можно определить из уравнения баланса твердого материала

$$R_n - R_k + R_{\pi} = D, \quad (2.93)$$

где R_n и R_k — соответственно расходы взвешенных наносов в начальном и конечном створах участка, осредненные за некоторый интервал времени; R_{π} — суммарный расход наносов всех боковых притоков на участке, средний за то же время; D — среднее количество наносов, отложившихся в пределах участка или

2. Реки и их режим

поступающих в поток вследствие размыва русла (расход деформации).

Если значение D положительно, то на участке произошло наращивание дна, если отрицательно — размыв русла.

Резкие изменения расхода наносов происходят в период паводий и паводков на участках плесов и перекатов. На плесах скорости повышаются и имеет место размыв, а на нижележащих перекатах, где скорости падают, происходит отложение наносов.

2.11.5. Влекомые наносы

Придонную скорость течения, при которой начинается движение частиц определенного размера, называют *начальной скоростью донного влечения*. Ее можно получить из уравнения (2.92), решая его относительно диаметра наносов d

$$d = \frac{3}{4g} \left(\frac{k}{f} + k_1 \right) \left(\frac{P_s}{P_s - P} \right) v_{\text{дон}}^2 \quad (2.94)$$

Обозначив постоянные множители, стоящие перед $v_{\text{дон}}$ в правой части уравнения, через a , получим

$$d = a v_{\text{дон}}^2 \quad (2.95)$$

или

$$v_{\text{дон}} = b \sqrt{d}, \quad (2.96)$$

где $b = \sqrt{1/a}$. При d в метрах и скорости $v_{\text{дон}}$ в м/с коэффициент $b \approx 4,5$.

Если правую и левую часть уравнения (2.95) возвести в куб и умножить на постоянное число $\rho_s \pi / 6$, получим

$$\rho_s \pi d^3 / 6 = \rho_s \pi a^3 v_{\text{дон}}^6 / 6. \quad (2.97)$$

Левая часть уравнения (2.97) представляет собой вес влекомой частицы, а правая — произведение $v_{\text{дон}}^6$ на постоянное число, равное $\rho_s \pi a^3 / 6$, которое обозначим через A и получим формулу Эри:

$$P_v = A v_{\text{дон}}^6, \quad (2.98)$$

согласно которой вес влекомых по дну частиц пропорционален придонной скорости в шестой степени. Эта общая закономерность показывает, что при увеличении скорости потока в 3 раза вес частицы, передвигающейся при этой скорости, увеличится в 3^6 , т. е. в 729 раз. Вот почему на равнинных реках влекомые наносы состоят преимущественно из песка различной крупности, горные же реки переносят гравий, гальку, крупные валуны.

В практических расчетах целесообразно перейти от придонной скорости $v_{\text{дон}}$ к средней скорости на вертикали $v_{\text{ср}}$, при которой

начинается донное движение наносов, так как $v_{\text{ср}}$ легко получить из гидрометрических данных. Экспериментами установлено, что изменение скорости по вертикали происходит по степенному закону вида

$$v_z = v_{\text{пов}} (z/H)^n, \quad (2.99)$$

где $v_{\text{пов}}$, v_z — скорости потока у поверхности и на высоте z от дна; H — глубина на вертикали; n — показатель степени.

Если принять ординату z , для которой определяется скорость, непосредственно воздействующая на частицу размером $2/3 d$, то после преобразования уравнение (2.99) можно записать

$$v_{\text{дон}} = b_1 v_{\text{ср}} (d/H)^n, \quad (2.100)$$

где b_1 и n — эмпирические коэффициенты.

Подставляя уравнение (2.100) в уравнение (2.96), получаем

$$v_{\text{ср}} = k_2 \sqrt{d} (H/d)^n. \quad (2.101)$$

Из уравнения (2.101) видно, что средняя скорость на вертикали, при которой начинается влечение наносов, возрастает с глубиной.

Расход влекаемых наносов на единицу ширины реки $q_{\text{свл}}$ определяется как произведение скорости перемещения частиц v_r на толщину перемещающего слоя. Последний может быть принят равным диаметру частиц d , умноженному на коэффициент сплошности η' , учитывающий степень подвижности поверхностного слоя наносов (отношение объема движущихся наносов к суммарному объему движущихся и неподвижных частиц в поверхностном слое толщиной d), т. е.

$$q_{\text{свл}} = \eta' v_r d. \quad (2.102)$$

Скорость движения наносов v_r принимается равной $v_{\text{ср}} - v_{\text{нач}}$. Коэффициент сплошности η' , по экспериментальным данным В. Н. Гончарова, И. И. Леви и др., можно принять равным

$$\eta' = k_S (d/H)^n (v_{\text{ср}} - v_{\text{нач}})^3, \quad (2.103)$$

где k_S — опытный коэффициент. Подставляя значения v_r и η' в уравнение (2.102) и выражая расход наносов в весовых единицах, т. е. умножая на плотность $\rho_{\text{гр}}$ донных наносов в естественном залегании, но без воды, получаем

$$q_{\text{свл}} = k_0 \rho_{\text{гр}} d (d/H)^n (v_{\text{ср}}/v_{\text{нач}})^3 (v_{\text{ср}} - v_{\text{нач}}), \quad (2.104)$$

где k_0 — обобщенный эмпирический коэффициент.

Для вычисления расходов влекаемых наносов равнинных рек с песчаным дном применяется формула Г. И. Шамова

$$Q_{\text{свл}} = 0,95 \sqrt{d_{\text{ср}}} (v_{\text{ср}}/v_{\text{отл}})^3 (v_{\text{ср}} - v_{\text{отл}}) (d_{\text{ср}}/H_{\text{ср}})^{1/4} B, \quad (2.105)$$

где $Q_{\text{свл}}$ — расход песчаных наносов, кг/с; $0,95 \sqrt{d_{\text{ср}}}$ — коэффициент, учитывающий состав донных наносов; $d_{\text{ср}}$ — средневзвешенный диаметр подвижных фракций донных наносов в пробе, взятой

2. Реки и их режим

на данной вертикали, м; $v_{отл}$ — средняя скорость, при которой прекращается движение наносов данной крупности, м/с; H — глубина на вертикали, м; B — ширина реки, м.

Значение $d_{ср}$ определяется по формуле

$$d_{ср} = 0,01 \sum_{i=1}^n \alpha_i d_i, \quad (2.106)$$

где α_i — процентное содержание i -й фракции наносов в составе донных наносов; d_i — средний диаметр i -й фракции; n — общее число фракций, на которые разделены наносы.

Вычисление $v_{отл}$ производится по выражению

$$v_{отл} = 3,7 d_{ср}^{1/5} H^{1/5}. \quad (2.107)$$

Расход песчано-гравелистых влекомых наносов диаметром от 0,1 до 10 мм вычисляется по формуле

$$Q_{свл} = 1,2 (1 + \varphi) v_{нач} d_{ср} (v_{ср}/v_{нач})^{4,33} B. \quad (2.108)$$

Параметр φ определяется в зависимости от диаметра наносов:

d мм . . .	0,06	0,10	0,20	0,40	0,60	0,80	1,00	1,20	1,5	2,0
φ	15,8	7,30	3,25	2,09	1,67	1,42	1,25	1,15	1,0	1,0

Начальную скорость $v_{нач}$ рассчитывают по формуле

$$v_{нач} = 1g \frac{8,8 H_{ср}}{d_5} \sqrt{\frac{2g(\rho_s - \rho)}{3,5\rho}} d_{ср}, \quad (2.109)$$

где d_5 — диаметр наиболее крупной фракции, доля которой составляет 5% в составе донных наносов. Внутригодовое распределение среднего многолетнего стока взвешенных наносов рек при отсутствии данных наблюдений рассчитывается по региональным формулам сезонного стока в зависимости от сезонного стока воды.

2.11.6. Режим стока наносов и его распределение

Внутригодовой режим мутности и расходов взвешенных наносов зависит от поступающих в речную сеть материалов эрозии, характера размывающей деятельности и его водного режима. На равнинных реках с весенним половодьем наблюдается опережение во времени нарастания расхода наносов по сравнению с расходом воды, причем максимум расхода наносов наступает несколько раньше пика половодья. Это объясняется тем, что наиболее интенсивный смыв наносов, образовавшихся на поверхности водосбора за предшествующий летний и зимний периоды, происходит в начале весны. На малых реках время наступления максимумов совпадает, а в отдельных случаях наибольшая мутность наблю-

дается и после прохождения максимального расхода воды, вследствие относительно быстрого формирования паводка и концентрации поступивших в русло реки как воды, так и продуктов смыва с водосбора. На реках, питающихся водами ледников, максимумы мутности и расходов воды обычно совпадают. Малая мутность на всех реках отмечается в период питания их грунтовыми водами.

Климатические условия, почвенный покров и характер растительности являются теми факторами, которые определяют процессы формирования стока наносов. В связи с изменением этих факторов с севера на юг наблюдается соответствующее изменение и стока наносов, т. е. обнаруживается их географическая зональность. Примерное распределение твердого стока по территории СССР представлено в табл. 2.6.

Таблица 2.6

Распределение твердого стока на территории СССР

Зона	Средняя годовая мутность, г/м ³	Модуль твердого стока, т/(км ² ·год)	Слой смыва почвы, м
Умеренная	20—40	5—15	0,01
Смешанных лесов	120—150	60—80	0,04—0,06
Лесостепная	до 500	до 150	0,06—0,08

Влияние местных аazonальных факторов (характер рельефа, его расчлененность, различие в составе почво-грунтов и др.) вызывают нарушение этой общей тенденции, которое в отдельных случаях может быть весьма значительным. Кроме естественных факторов, на распределение стока наносов существенно влияет хозяйственная деятельность человека.

Наибольшую среднюю годовую мутность в СССР имеют горные районы восточной части Кавказа. Например, р. Аксай имеет мутность 11 800 г/м³, р. Сунжа — 9340 г/м³. В Средней Азии повышенной мутностью отличаются реки Вахш (до 4000 г/м³), Теджен (3560 г/м³), Мургаб (1540 г/м³), а его приток Кашан имеет мутность до 100 кг/м³.

Количество наносов, переносимое потоком, обычно возрастает от истока к устью. В некоторых случаях указанное распределение наносов по длине реки нарушается вследствие частичного отложения их в протоках, пойме и дельте реки, что вызывает уменьшение стока наносов вниз по течению.

Представление о среднем годовом выносе взвешенных наносов в море крупными реками проиллюстрируется данными табл. 2.7.

В связи с сооружением крупных водохранилищ режим стока наносов изменяется. Например, водохранилища, построенные на Дону, Волге и Каме, аккумулируют до 30—40 % притока наносов.

2. Реки и их режим

Таблица 2.7

Годовой сток наносов крупных рек

Река	Средний годовой сток взвешенных наносов, млн. т	Река	Средний годовой сток взвешенных наносов, млн. т
Нева	0,4	Дунай	82,0
Днестр	5,0	Амударья	94,1
Обь	15,8	Янцзы	255
Кура	36,4	Инд	445

2.11.7. Селевые потоки

Селевым потоком называется стремительный поток большой разрушительной силы, состоящий из смеси воды и рыхлообломочных пород, внезапно возникающий в бассейнах небольших горных рек в результате интенсивных дождей или таяния снега, а также прорыва завалов и морен. Селевые потоки образуются в горных районах с континентальным и относительно засушливым климатом, способствующим интенсивному выветриванию горных пород и накоплению больших масс рыхлообломочного материала в течение длительного периода времени. Селевые паводки, притом большой силы, могут также образоваться при землетрясениях и извержении вулканов, так называемые лахары.

Большое количество влекомого материала — мелкозема, камней и глыб — обуславливает качественные черты селевого потока. Возникая внезапно при поступлении на водосбор больших масс воды, эти стремительно спускающиеся с гор потоки очень быстро насыщаются рыхлообломочным материалом, который во много раз превышает годовой объем стока наносов. Так, в Заилийском Алатау на р. М. Алмаатинке селевой поток в 1921 г. вынес более 3 млн м³ наносов, а в 1973 г. — около 5 млн м³, т. е. такой объем, который в 150—200 раз превышает годовой сток наносов.

Важнейшими параметрами селевых потоков, определяющими их динамическое воздействие на русло и любые препятствия, являются: плотность (насыщенность твердым материалом), скорость движения, объем выноса, его гранулометрический состав и расход. Плотность селевых потоков колеблется от 1100 до 2500 кг/м³. При большей концентрации поток переходит в оплывину.

Скорости течения селевых потоков изменяются в зависимости от мощности потока и уклона русла в довольно широких пределах: от 2 до 10 м/с и более. Максимальные расходы достигают нескольких тысяч метров кубических в секунду, объемы — миллионы метров кубических, масса отдельных валунов 10 т и более.

В зависимости от количественного соотношения твердой и жидкой составляющих, а также от гранулометрического состава, сели

обычно делят на три категории: наносоводные, грязе-каменные и водно-каменные. Селевая масса *наносоводного* потока движется в виде вала, весьма крутого в лобовой части — весь селевой паводок представляет собой одиночную волну. Для *грязе-каменных* и *водно-каменных* селей характерно прерывное движение каменной массы, вызванное чередованием периодов уменьшения и увеличения скорости течения. Последнее вызвано процессами массового выпадения из потока камней, их нагромождением в русле, образованием и последующим прорывом валунно-галечных заторов в местах сужения и на поворотах русла. Такой процесс повторяется много раз и служит причиной прерывистого движения в виде волн (валов). Так, во время селя в 1921 г. на р. М. Алматинке число крупных валов было более 10; между ними имели место более мелкие наплывы. На р. Кишчай (бассейн Куры) в 1955 г. прошло пять валов с интервалами 10—15 мин.

Селевые катастрофы еще большей силы происходили за рубежом. Так, в 1792 г. в результате извержения вулкана Унзен на о. Кюсю (Япония) образовался лахар, унесший 10 тысяч жизней. Известна Уаскаранская катастрофа 1970 г. (Перу), где толчком стихийного бедствия послужило землетрясение, в результате которого от вершины Уаскаран и ледника Хелмес отделились обломки объемом 8 млн. м³, рухнувшие на другой ледник, лежащий на 600 м ниже, вся масса двинулась вниз. Скорость движения фронта потока достигала 110 м/с. Высота вала была не менее 80 м, а глыбы весом 3 т выбрасывались на 800 м. Общий объем потока составил 43 млн. м³. В день катастрофы погибло более 18 тысяч человек. Пять тысяч лет назад со склонов вулкана Рейнир (Северная Америка) сошел селевый поток, получивший название Оцеола. Его объем составил 4 млрд. м³, он покрыл 25-метровым слоем отложенный 170 км².

Важнейшим параметром селевого потока является скорость движения, которая рассчитывается по эмпирическим формулам. Одной из наиболее распространенных является формула И. И. Херхеулидзе

$$v_{\text{ср}} = 1,4H_{\text{ср}}^{1/2} (I\omega_{\text{опл}})^{1/3}, \quad (2.110)$$

где $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость селевого потока, м/с; $H_{\text{ср}}$ — средняя глубина потока, м; I — продольный уклон поверхности потока; $\omega_{\text{опл}}$ — коэффициент текучести селевой массы, определяемый соотношением объемной концентрации твердого материала в потоке и предельной концентрации, при которой селевая масса теряет свойство текучести.

Расход селевого потока вычисляется по формуле

$$Q_{\text{макс. с}} = v_{\text{ср}}\omega, \quad (2.111)$$

где ω — площадь сечения селевого потока, м².

Сели, движущиеся с большой скоростью и перемещающие валуны весом до нескольких тонн, обладают громадной разрушительной силой. Они могут разрушать здания, мосты, гидроузлы и

2. Реки и их режим

заносить толстым слоем каналы, дороги, сады и т. п. Весьма эффективным способом защиты от селей являются сооружения селехранилищ, способных вместить всю массу надвигающегося селя. Важную роль в ослаблении активности селевых явлений играют горномелиоративные работы — террасирование и облесение склонов селевых водосборов.

2.12. Русловые процессы

2.12.1. Основные понятия. Взаимодействие потока и русла

Русловой процесс представляет собой постоянно происходящие изменения морфологического строения русла водотока и поймы, обусловленные действием текущей воды. Как и всякий природный процесс, русловой процесс находится в сложных взаимоотношениях с комплексом природных условий водосбора реки. Климатические условия и свойства подстилающей поверхности водосбора обуславливают объем и режим жидкого стока и формирование твердого стока. С другой стороны, русловые деформации зависят от уклона русла, влияющего на скорость течения, и от характера грунта русла и речной долины.

Русловые и пойменные деформации неотделимы от перемещения наносов, которые осуществляются при их перераспределении на разных участках реки, а транспорт наносов в свою очередь неосуществим без речных морфологических преобразований. Транспорт наносов следует считать содержанием руслового процесса, а морфологические преобразования — его внешней формой.

Если на участке реки существует установившийся режим транспорта наносов, то размывы русла вызывают увеличение площади живого сечения и, следовательно, при том же расходе воды уменьшение скорости течения, а в конечном итоге и транспортирующей способности потока. В результате будет иметь место уменьшение или полное прекращение размыва на этом участке.

При отложении наносов происходит уменьшение площади живого сечения, возрастает скорость потока и его транспортирующая способность, а поэтому прекращается процесс осаждения наносов.

Отсюда следует, что нарушение постоянства расхода наносов по длине вызывает на одних участках эрозию, а на других — аккумуляцию.

2.12.2. Изменения русла в плане

По длине реки можно выделить прямолинейные участки, располагающиеся обычно между извилинами, и сами извилины, иногда петлеобразной формы. Кроме того, встречаются участки с разбросанными руслами, характеризующимися множеством рукавов, раз-

деленных островами и осередками. Все эти формы под воздействием текущей воды подвергаются переформированиям.

Прямолинейные участки могут искривляться, т. е. переходить в извилины, но и могут оставаться длительное время прямыми. В последнем случае русло иногда смещается параллельно самому себе. Это смещение наблюдается тогда, когда берег разрушается медленно, например, вследствие закрепления его растительностью или стойкости грунта.

При изучении извилин русла различают: орографические и эрозионные извилины.

Орографические — встречаются в местах, где река огибает местные препятствия в виде трудноразмываемых скальных массивов. В таких местах русло повторяет изгибы долины.

К эрозионным относятся те, которые река сама формирует в собственных рыхлых аллювиальных отложениях и которые быстро изменяются под воздействием водного потока, несущего наносы. К такого рода извилинам относятся меандры.

Участки с разбросанными руслами являются результатом блуждания водного потока в легко размываемых грунтах. Многочисленные протоки и острова меняют свои очертания во время высокой воды. Переформирование русла в этом случае сводится к образованию новых рукавов и отмиранию старых. На пойме остаются многочисленные старицы различной конфигурации.

2.12.3. Типы русловых процессов

Русловые процессы, происходящие в естественных водотоках, носят разнообразный характер. Н. Е. Кондратьевым и И. В. Поповым произведена типизация, в качестве ведущего признака в которой принята извилистость русла, тесно связанная с транспортирующей способностью потока (рис. 2.31).

Ленточногрядовый тип руслового процесса связан с перемещением по руслу ленточных гряд (грядоскопление песчаных, иногда галечных наносов на дне русла). Гряды заполняют всю ширину русла и во все фазы водного режима сохраняют свою целостность, изменяя лишь размеры и скорости сползания. Плановые деформации русла при этом типе почти не происходят. Скорость сползания ленточных гряд иногда достигает 200—300 м/год. Настоящий процесс наблюдается на прямолинейных и коротких участках рек, где отсутствует пойма, а склоны долины, сложенные трудноразмываемыми породами, исключают возможность размыва берегов.

Побочневый тип руслового процесса имеет значительно большее распространение. В этом типе пойма также отсутствует и русло не имеет закономерной извилистости. При побочных гребнях гряд, пересекая все русло, образуют с его продольной осью углы, знак которых закономерно чередуется от гряды к гряде.

Вся система гряд сползает по течению. Выступающие вперед повышенные части гряд располагаются у правого и левого

2. Реки и их режим

берега, закономерно чередуясь. В межень эти повышенные части обсыхают и образуют расположенные в шахматном порядке пес-

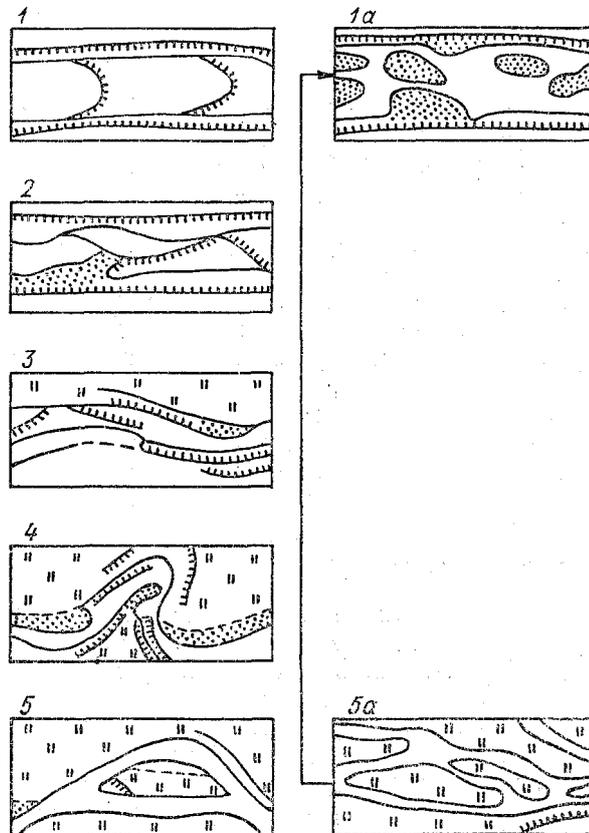


Рис. 2.31: Типы руслового процесса (по Н. Е. Кондратьеву и И. В. Попову).
 1 — ленточногрядовый тип, 2 — побочный тип, 3 — меандрирование ограниченное, 4 — меандрирование свободное, 5 — меандрирование незавершенное, 1а — осередковый тип, или русловая многорукавность, 5а — пойменная многорукавность.

чаные пляжи, которые обычно называют побочными. Эти пляжи ограничивают меженьное меандрирование русла. Побочный режим часто возникает и при ограничении планового развития русла природными и искусственными препятствиями.

Ограниченное меандрирование. При этом типе наблюдается сползание слабовыраженных излучин при неизменности их плановых очертаний. Данный процесс встречается при ограничении плановых смещений русла склонами долины, например в нижнем течении Северной Двины, на среднем участке Оки, на Енисее.

Свободное меандрирование происходит в результате избытка предельного уклона, и при отсутствии ограничивающих условий извилистость русла увеличивается и меандрирование достигает предельного выражения. Для свободного меандрирования необходима широкая пойма. Такого рода процессы свойственны многим рекам (Десна, Иртыш, Тобол и др.).

Незавершенное меандрирование. При больших колебаниях уровня воды и относительно малом расходе взвешенных наносов в пойме образуется слабый наилок, поверхность поймы медленно нарастает и сильно затапливается высокими водами. В затопленной пойме возникают значительные местные скорости течения и образуются спрямляющие протоки. Вначале эти протоки работают только в паводок, но, постепенно разрабатываясь, начинают захватывать и часть меженного стока. Вновь образовавшаяся протока развивается медленно, но непрерывно, так как обладает большим уклоном. Со временем она перехватывает большую часть стока реки, и прежнее русло постепенно отмирает. Став главным, новое русло начинает меандрировать, возникают новые пойменные массивы. Возникают новые протоки и весь процесс повторяется. Для незавершенного меандрирования характерно существование двух рукавов, из которых молодой рукав развивается, а старый отмирает. Полная смена русел обычно продолжается в течение десятков лет.

Пойменная многорукавность. Незавершенное меандрирование может принимать более сложную форму, если вновь образованный поток успевает развиться и выделить в свою очередь свой спрямленный поток раньше, чем первоначальное основное русло прекратит свое существование. Так образуется широкая многорукавная пойма, рассеченная многими протоками, из которых не всегда удается выделить основное русло. Многорукавные поймы встречаются в низовьях больших рек.

2.12.4. Устойчивость русла

В качестве критерия устойчивости М. А. Великанов предложил следующий коэффициент:

$$k_{уст} = gd/v_{дон}^2 \quad (2.112)$$

где g — ускорение свободного падения; d — диаметр частиц, мм; $v_{дон}$ — придонная скорость, м/с.

Исходя из этого критерия, Великанов делит все реки по степени устойчивости на ряд категорий.

1. Реки наибольшей устойчивости, протекающие в относительно неразмываемых грунтах с незначительным количеством наносов и слабым влечением их по дну. Сюда относятся реки, текущие в скалистых грунтах, иногда равнинные реки, протекающие в крупном галечном грунте (Енисей, Томь, Свирь, Нева и др.).

2. Устойчивые реки, в которых размыв и намыв происходит периодически в одних и тех же местах, причем нарастание

2. Реки и их режим

перекатов во время половодья обычно компенсируется размывом их в межень (Волга, Обь, Амур и др.).

3. Реки малой устойчивости, в которых размыв и отложение наносов изменяют лишь очертания изобат русла, берега же в плане остаются относительно неизменными. Размыв и отложение происходит беспорядочно, расположение перекатов меняется из года в год (Висла, Кума и др.).

4. Равнинные реки наименьшей устойчивости, в которых в паводок изменяются не только глубины, но и очертания русла в плане, образуя прорывы по новым направлениям (Сырдарья, Амударья и др.).

5. Горные реки наименьшей устойчивости, в которых подвижность во время паводка достигает таких пределов, что само разграничение поток и русло теряет значение, так как русло изменяется со скоростью, равновеликой скорости самого потока. Сюда относятся селевые паводки.

В приведенной классификации реки расположены в порядке понижения коэффициента устойчивости их русел.

Изучение закономерностей руслового процесса позволяет своевременно принять меры (устройство струенаправляющих дамб, защитных сооружений и др.) по улучшению эксплуатации инженерных сооружений на реках (водозаборов, мостов, причалов, переходов через реки, трубопроводов и пр.), предвидеть будущее переформирование русел рек при регулировании их стока водохранилищами и улучшить судоходные условия.

2.13. Сток растворенных веществ

Кроме взвешенных и влекомых наносов, реки переносят вещества в растворенном состоянии. Сток растворенных веществ определяется степенью минерализации речных вод и количеством жидкого стока, зависящих от вида питания реки.

Химический состав воды. По классификации О. А. Алекина, все природные воды, в том числе и речные, делятся на три класса в зависимости от преобладающего аниона: гидрокарбонатные и карбонатные воды с преобладанием аниона $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^-$, сульфатные с преобладанием аниона SO_4^- и хлоридные — с преобладанием аниона Cl^- . Каждый класс по преобладающему катиону делится на три группы: кальциевую, магниевую и натриевую. Большинство рек земного шара принадлежат к гидрокарбонатному классу. Значительно меньше рек сульфатного, еще меньше хлоридного класса.

По степени минерализации Алекин подразделяет воды на четыре группы: малой (до 200 мг/л), средней (200—250 мг/л), повышенной (500—1000 мг/л) и высокой (более 1000 мг/л). Минерализация речных вод в основном малая и средняя.

Большая роль в формировании химического состава речных вод принадлежит видам питания рек. Подземное питание всегда вызывает повышение их минерализации. Снеговое и дождевое питание снижает минерализацию вследствие стекания вод по хорошо промытым почвам, содержащим меньшее количество легкорастворимых солей, чем породы, с которыми соприкасаются подземные воды. В данном случае в составе речных вод преобладают ионы HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} . При переходе реки на подземное питание происходит относительное увеличение ионов легкорастворимых солей SO_4^{2-} и Cl^- . Изменение минерализации и ионного состава речных вод в зависимости от различного соотношения видов питания определяется в значительной степени характером почв их бассейнов. По мере перехода от зоны избыточного увлажнения к зоне недостаточного увлажнения, из районов распространения северных болотисто-торфяных и подзолистых почв к областям распространения черноземов, сероземов и каштановых почв минерализация дождевых и снеговых вод, стекающих по этим почвам, постепенно увеличивается, а следовательно, растет и минерализация речных вод, главным образом за счет SO_4^{2-} и Cl^- . Слабой минерализацией отличаются реки, питающиеся водами с заболоченных водосборов. Воды этих рек содержат большое количество гуминовых веществ, окрашивающих воду в желто-коричневый цвет.

Наглядное представление об ионном составе речной воды в период летней межени на территории СССР дает гидрохимическая карта. В течение года в соответствии с различными условиями питания и под воздействием метеорологических факторов химические свойства речных вод могут меняться. В периоды поверхностного стока минерализация снижается, в межень — возрастает. При сезонных изменениях минерализации речных вод меняется и соотношение между ионами. В результате некоторые реки в различные сезоны могут переходить по химическому составу из одного класса в другой. Например, воды Лены зимой относятся к хлоридному классу, в половодье — к гидрокарбонатному; воды Амударьи летом во время таяния ледников — к гидрокарбонатному, зимой — к хлоридному, а весной и осенью — к сульфатному классу.

Сток растворенных веществ — это количество неорганических и органических веществ, выносимых реками в ионно-молекулярном или коллоидальном состоянии с данной территории за определенный промежуток времени. Основную массу выносимых растворенных веществ составляет ионный сток ($R_{\text{и}}$). Последний определяется минерализацией речных вод и жидким стоком

$$R_{\text{и}} = AWC_{\text{и}}, \quad (2.113)$$

где W — объем стока воды, м^3 ; C — концентрация ионов или их сумма, мг/л ; A — коэффициент размерности. При расчете ионного стока в тоннах за год $A = 31,54$.

2. Реки и их режим

Кроме абсолютного значения ионного стока, применяется и относительная характеристика в виде модуля ионного стока $q_{и}$, выраженного в тоннах с единицы площади за год — т/(км²·год).

Сток растворенных веществ в устьях некоторых больших рек достигает значительных размеров (табл. 2.8).

Таблица 2.8

Средние годовые объемы и модули ионного стока некоторых рек СССР (по О. А. Алекину, 1970)

Река	Площадь бассейна F тыс. км ²	Ионный сток $R_{и}$ млн. т/год	Модуль ионного стока $q_{и}$ т/(км ² ·год)
Амударья	237	19,3	81,2
Кубань	61,5	3,04	49,4
Сырдарья	219	9,51	45,6
Волга	1350	54,4	40,4
Сев. Двина	350	13,8	39,4
Кура	158	5,20	29,3
Лена	2420	59,8	24,3
Печера	259	5,66	21,9
Енисей	2470	43,2	17,5
Днепр	464	7,64	16,5
Обь	2450	33,8	13,8
Амур	16,2	9,14	5,62

Ионный сток характеризует химическую эрозию и служит связующим звеном в солевом обмене суши и океана. Средний годовой ионный сток с территории СССР достигает 384 млн. т, из них 276 млн. т (72 %) выносится в океан, остальные 28 % — в области внутреннего стока. Средний годовой модуль ионного стока для территории СССР составляет 17,8 т/(км²·год).

Сток остальных растворенных веществ (органическое вещество, минеральные коллоиды, микроэлементы, неорганические биогенные элементы) достигает 102 млн. т/год, или 20 % общего стока растворенных элементов. Первое место среди них занимают органические вещества (79 млн.т/год, или 16 % общего стока растворенных веществ). Суммарный сток растворенных веществ с территории СССР достигает 486 млн. т/год.

Зависимость стока растворенных веществ от жидкого стока в основном предопределяет внутригодовое распределение ионного стока.

По соотношению стока взвешенных наносов и ионного стока резко различаются равнинные и горные реки. Благодаря значительной кинетической энергии горных рек механическая эрозия их бассейнов происходит более интенсивно, чем химическая. Значительная доля питания водами осадочных пород при относительно умеренной механической эрозии создает преобладание ионного стока равнинных рек над стоком взвешенных наносов.

3. РАСЧЕТЫ РЕЧНОГО СТОКА

3.1. Уравнение водного баланса речного водосбора

Уравнение водного баланса в гидрологии представляет собой одну из разновидностей общего закона сохранения материи. На его основе осуществляется совместное рассмотрение и увязка прихода, расхода и аккумуляции воды для отдельных участков, территорий, водных объектов или речных бассейнов в целом. Метод водного баланса является одним из основополагающих при исследовании гидрологического режима рек, озер, болот и других водных объектов как в естественном состоянии, так и в условиях антропогенной деятельности. Водохозяйственные и агрометеорологические мероприятия способны существенным образом нарушить сложившиеся балансовые соотношения, что отразится и на составляющих уравнения водного баланса. Установление закономерностей направленных изменений слагаемых входящих в балансовые уравнения под влиянием факторов хозяйственной деятельности, позволяет оценивать степень воздействия проводимых мероприятий на водные ресурсы изучаемых объектов. Последнее весьма важно при решении вопросов перспективного планирования и рационального использования водных ресурсов.

Рассмотрим уравнение водного баланса для речного бассейна, у которого совпадают поверхностный и подземный водоразделы, а эрозионный врез русла обеспечивает дренирование основных водоносных горизонтов. Совпадение поверхностного и подземного водоразделов является условием отсутствия водообмена (т. е. притока или оттока) с соседними водосборами. Схема водного баланса речного бассейна показана на рис. 3.1. Приходную часть составляют осадки (X), а расходную — испарение (E), поверхностный ($Y_{\text{пов}}$) и подземный ($Y_{\text{под}}$) сток. Под E будем понимать результирующую испарения за вычетом конденсации, которая в большинстве случаев пренебрежимо мала по сравнению с другими приходо-расходными статьями уравнения водного баланса. Изменение запасов влаги в почво-грунтах бассейна, а также в русловой сети, озерах и болотах, находящихся в пределах бассейна, обозначим $\pm \Delta W$. В итоге уравнение водного баланса для любого интервала времени запишется в следующем виде:

$$X = E + Y_{\text{пов}} + Y_{\text{под}} \pm \Delta W. \quad (3.1)$$

Знак плюс при ΔW свидетельствует о накоплении, а минус — о расходовании запасов воды на водосборе. Сумма $Y_{\text{пов}} + Y_{\text{под}}$ представляет собой суммарный сток Y , с учетом чего (3.1) будет иметь более простую структуру

$$X = E + Y \pm \Delta W. \quad (3.2)$$

3. Расчеты речного стока

Для многолетнего периода изменение запасов влаги в пределах речного водосбора стремится к нулю (т. е. $\pm \Delta \bar{W} = 0$),

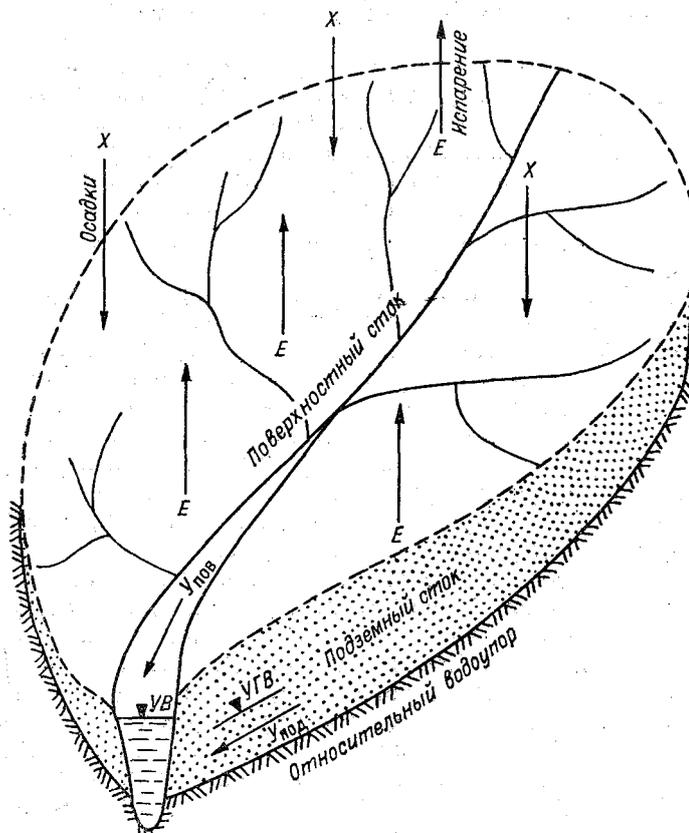


Рис. 3.1. Схема водного баланса речного бассейна.

а осадки, испарение и сток будут соответствовать их средним значениям — \bar{X} , \bar{E} и \bar{Y} . Тогда

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y}. \quad (3.3)$$

Анализ уравнения (3.3) показывает, что в многолетнем разрезе выпадающие на поверхность водосбора атмосферные осадки расходуются на испарение и сток. Следует, однако, еще раз подчеркнуть, что данный вывод справедлив лишь для больших водосборов, когда имеет место полное дренирование подземных вод. Для

временных водотоков подземная составляющая $Y_{\text{под}}$ в суммарном стоке Y практически равна нулю. Поэтому для таких водосборов

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y}_{\text{пов}} + \bar{V}_{\text{под}}. \quad (3.4)$$

Согласно (3.4), осадки расходуются на испарение и поверхностный сток, а также на пополнение запасов подземных вод $V_{\text{под}}$, которые временными водотоками не дренируются.

В природных условиях по мере нарастания водосборной площади происходит постепенное увеличение эрозионного вреза русла реки, а значит, и возрастание степени дренирования основных водоносных горизонтов подземных вод, т. е. увеличения подземного стока в реки, от 0 (для временных водотоков) до $Y_{\text{под}}$ (для крупных рек). Обозначая дренируемую и не дренируемую части подземного стока руслом данного водосбора соответственно через k_1 и k_2 (их сумма равна единице), уравнение водного баланса (3.3) примет более общий вид

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y}_{\text{пов}} + k_1 \bar{Y}_{\text{под}} + k_2 \bar{Y}_{\text{под}}. \quad (3.5)$$

Сумма $\bar{Y}_{\text{пов}} + k_1 \bar{Y}_{\text{под}}$ представляет собой величину речного, а $k_2 \bar{Y}_{\text{под}}$ — подземного стока, дренируемого руслами более крупных рек.

Рассмотрим еще один частный случай, когда река впадает в бессточный водоем, например озеро, из которого нет стока. Такие водоемы получили название бессточных. Они весьма типичны для засушливых районов нашей страны. Из определения ясно, что для бессточных водоемов $\bar{Y} = 0$, а

$$\bar{X} = \bar{E}, \quad (3.6)$$

т. е. в многолетнем разрезе все выпадающие осадки в конечном итоге расходуются на испарение.

В практике уравнение водного баланса широко используется не только для увязки и контроля его составляющих, но и для определения неизвестных и трудно измеряемых величин. Действительно, в пределах водосбора непосредственно измерены могут быть только осадки X и суммарный сток Y . Что касается измерения испарения со всей поверхности водосбора, то это пока технически неосуществимо. При помощи испарителей, устанавливаемых в отдельных пунктах, обычно получают лишь приближенную оценку испарения с поверхности водосбора, так как отдельные измерения характеризуют локальные особенности территории, а не водосбора в целом. Вычисление испарения E из уравнения водного баланса при измерении стока и осадков, особенно для многолетнего периода, больших затруднений не встречает. Для коротких временных интервалов, как следует из уравнения (3.2), при нахождении E необходимо располагать не только данными об осадках и стоке, но и об изменении запасов влаги на водосборе.

3. Расчеты речного стока

Аналогичные трудности возникают и при вычислении испарения с поверхности водосборов, не дренирующих в полном объеме подземные воды. В первом случае уравнение (3.2) фактически является не с одним, а с двумя неизвестными, поскольку непосредственное измерение ΔW представляет не менее сложную задачу, чем испарения с поверхности водосбора E . Во втором — даже для многолетнего периода, когда изменением влагозапасов водосбора можно пренебречь, уравнение (3.5) имеет три неизвестные величины — испарение E , а также k_1 и k_2 .

Установленные из уравнения водного баланса значения испарения с поверхности речных водосборов в дальнейшем можно подвергнуть обобщению в зависимости от определяющих факторов (чаще всего, температуры и влажности воздуха). На основе таких зависимостей удастся оценить средний многолетний слой стока Y с неизученных в гидрологическом отношении водосборов по данным измерения метеорологических величин (осадков, температуры и влажности воздуха).

3.2. Статистические методы исследования стока

Гидрологические явления и процессы вследствие многообразия и сложного переплетения непрерывно изменяющихся во времени и пространстве факторов в общем имеют вероятностный характер. Этот вывод ни в коей мере не противоречит их физической обусловленности. Случайно не само течение закономерного по своей природе процесса, а наличие большого числа причин, каждую из которых практически невозможно учесть иначе, как с вероятностных позиций. При построении теории формирования стока в силу множества локальных, частных, особенностей среды обычно исходят из предельно обобщенных исходных условий, способных отобразить лишь главные закономерности гидрологических явлений и процессов. Опираясь на созданные таким способом математические модели и сочетая анализ данных измерения некоторых характеристик гидрологического режима рек и временных водотоков с экспериментальными материалами, можно осуществить переход от частных зависимостей к территориально общим. При этом параметры моделей могут включать не только физические константы и непосредственно измеряемые величины, но и характеристики, полученные статистическими приемами. Более того, выявление закономерностей, свойственных совокупности явлений, формирующихся как следствие многофакторных связей, возможно лишь статистическими методами. Но, как отмечают А. В. Рождественский и А. И. Чеботарев, применение статистических методов в гидрологических исследованиях имеет некоторые особенности, обусловленные специфичностью рассматриваемых в гидрологии явлений.

Первая из них заключается в том, что в нашем распоряжении имеется ограниченная информация, которая обычно не может быть существенно увеличена. В связи с этим особую важность приобретают вопросы приведения коротких гидрологических рядов и их статистических параметров к длительному периоду, экстраполяции различных кривых распределения за пределы данных измерений.

Вторая особенность состоит в том, что ряды измерений речного стока нередко могут оказаться неоднородными как во времени, так и в пространстве. Это значительно сужает возможности и усложняет статистическое описание совокупностей гидрологических величин. Чаще всего нарушение однородности рядов стоковых характеристик связано с хозяйственной деятельностью на водосборе.

В качестве иллюстрации приведем следующий пример. Допустим, что на водосборе начиная с какого-то периода ведется в широких масштабах орошение, требующее в засушливых районах большого количества воды. Естественно ожидать, что это отразится на стоке в сторону его уменьшения. Таким образом, сток до и после начала орошения будет неоднородным и его значения не могут объединяться в одну статистическую совокупность.

Третья особенность применения статистических методов в гидрологии связана с наличием внутрирядной связанности, которая нарушает принцип случайности, в результате чего объем независимой информации, заключающейся в том или ином гидрологическом ряду, уменьшается.

3.2.1. Принципиальное обоснование применимости статистических методов в гидрологии

Статистические методы нашли весьма широкое применение в гидрологии, особенно при расчетах различных характеристик речного стока (годового, максимального, внутригодового распределения и др.). Но математические законы теории вероятностей, как известно, получены абстрагированием реальных статистических закономерностей, свойственных массовым случайным явлениям. Наличие этих закономерностей связано именно с массовостью явлений, т. е. с большим числом выполняемых однородных опытов или с большим числом складывающихся случайных воздействий, порождающих в своей совокупности случайную величину, подчиненную вполне определенному закону. Свойство устойчивости массовых случайных явлений, в какой бы области оно не проявлялось, состоит в том, что случайные отклонения от среднего, неизбежные в каждом отдельном опыте, в массе взаимно погашаются, нивелируются, выравниваются.

Гипотеза о случайной природе гидрологических рядов вследствие сложного сочетания множества переменных во времени и пространстве факторов стокообразования теоретически полностью не доказана. Однако в практике гидрологических расчетов при

3. Расчеты речного стока

оценке вероятных характеристик годового и максимального стока она неоднократно подвергалась проверке и подтвердила хорошее соответствие опытным материалам.

Принципиальное применение статистических методов вообще, а в гидрологии в частности опирается на так называемые предельные теоремы теории вероятностей. Первую группу математических теорем в теории вероятностей обычно связывают с законом больших чисел. В каждой из них для тех или иных условий устанавливается факт приближения средних характеристик большого числа случайных однородных опытов к некоторым определенным постоянным. Свойство случайных величин при некоторых условиях вести себя практически как неслучайные позволяет уверенно оперировать с этими величинами, предсказывать результаты массовых явлений почти с полной определенностью.

Для сохранения устойчивости средних значений гидрологических рядов, например годового стока, необходимо, чтобы геологические, климатические и физико-географические условия в пределах современной эпохи оставались в общем неизменными. Этого вполне достаточно для того, чтобы обеспечить надежность расчетных характеристик гидрологических рядов, которые получают на основе тех или иных приемов математической статистики. Направленные тенденции в рядах (выборках) гидрологических величин обычно связаны с изменением уровня хозяйственной деятельности (создание водохранилищ, прудов, проведение на водосборе агромелиоративных мероприятий, внедрение орошаемого земледелия и др.). Чтобы их устранить, необходимо в измеренные величины ввести соответствующие поправки, используя для этой цели уравнение водного баланса или различного рода факторные зависимости.

Другая группа теорем касается предельных законов распределения. Согласно «центральной предельной теореме», закон распределения суммы достаточно большого числа независимых случайных величин (при соблюдении некоторых нежестких ограничений) сколь угодно близок к нормальному. Практически ею можно пользоваться и тогда, когда речь идет о сумме сравнительно небольшого числа (порядка десяти и меньше) случайных величин. Гидрологические явления в своем большинстве удовлетворяют этим схемам, т. е. могут рассматриваться как события со случайным исходом.

3.2.2. Понятие вероятности

Как отмечалось выше, процесс, отражением которого являются гидрологические последовательности (ряды) измерений, может быть описан как вероятностный или стохастический. Прежде чем перейти к определению вероятности, введем понятие события. Под «событием» в теории вероятностей понимается всякий факт, кото-

рый в результате опыта может произойти или не произойти. Приведем несколько примеров событий:

A — число солнечных дней в неделю,

B — продолжительность (в днях) пересыхания или замерзания рек за период наблюдений,

C — число дней в году с осадками.

Рассматривая вышеперечисленные события, приходим к выводу, что каждое из них имеет ту или иную степень возможности: одни — большую, другие — меньшую, причем сразу даже нельзя решить, какое из них более, а какое менее возможно. Чтобы количественно сравнить между собой события по степени их возможности, очевидно, необходимо с каждым событием связывать определенное число, которое тем больше, чем более возможно событие. Такое число называется *вероятностью события*. Таким образом, вероятность события есть численная мера степени объективной возможности этого события. В самой своей основе понятие вероятности события связано с опытным, практическим, понятием частоты события.

Для сравнения различных событий по степени их возможности нужно установить единицу измерения. В качестве такой единицы измерения естественно принять вероятность достоверного события, т. е. такого события, которое в результате опыта непременно должно произойти. Пример достоверного события — наличие в течение одной недели не более семи солнечных дней. Если приписать достоверному событию вероятность, равную единице, то все другие события — возможные, но не достоверные — будут характеризоваться вероятностями, составляющими доли единицы.

Противоположным по отношению к достоверному будет невозможное событие, т. е. такое событие, которое в данном опыте не может произойти. Пример невозможного события — наличие в одну календарную неделю более семи солнечных дней. Естественно присвоить невозможному событию вероятность, равную нулю.

Из вышеприведенных рассуждений можно сделать вывод о том, что диапазон изменения вероятностей любых событий от 0 до 1.

3.2.3. Случайные величины и законы их распределения

Случайной называется величина, которая в результате опыта может принять то или иное значение, причем неизвестно заранее, какое именно. Если возможные значения случайной величины могут быть перечислены, они относятся к *дискретным*. Примеры дискретных случайных величин: 1) число дождевых паводков в году, 2) число дней в году с расходами воды выше или ниже заданного уровня, 3) число случаев пересыхания реки в течение летнего меженного периода.

Наряду с дискретными существуют величины другого типа — *непрерывные*. Значения непрерывных случайных величин не отделены друг от друга, а непрерывно заполняют некоторый

3. Расчеты речного стока

промежутков. В качестве примера можно привести изменение глубин потока по длине реки, расходов воды — во времени.

Дискретная случайная величина X , возможные значения которой $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$, с вероятностной точки зрения будет полностью описана, если каждому значению случайной величины в соответствие приводится вероятность появления его в опыте — $p_1, p_2, p_3, \dots, p_n$. Этим устанавливается закон распределения дискретной случайной величины, который можно записать в виде ряда:

x_1	x_2	x_3	\dots	x_m	\dots	x_n
p_1	p_2	p_3	\dots	p_m	\dots	p_n

Для непрерывной случайной величины ряд распределения составить трудно, так как она имеет бесконечное множество возможных значений. Поэтому характеристикой распределения непрерывной случайной величины является не вероятность события $X=x$, а вероятность того, что $X < x$, где x — некоторая текущая переменная. Очевидно, вероятность этого события есть некоторая функция x , которая носит название *функции распределения* случайной величины X и обозначается $F(x)$:

$$F(x) = P(X < x). \quad (3.7)$$

Функция распределения $F(x)$ является универсальной характеристикой случайной величины, поскольку существует как для непрерывных, так и для дискретных событий.

1. Функция распределения $F(x)$ — неубывающая, т. е. при $x_2 > x_1$ и $F(x_2) > F(x_1)$.

2. На минус бесконечности $F(-\infty)$ равна 0,

3. На плюс бесконечности $F(+\infty)$ равна 1.

Функцию распределения $F(x)$ можно представить не только в порядке возрастания признака x , но и его убывания. В результате получим новую функцию, называемую в гидрологии обеспеченностью случайной величины P_m . *Обеспеченность* есть вероятность того, что случайная величина X больше некоторого фиксированного значения x , т. е. $P_m = P(X > x)$.

Исходя из определения обеспеченности и функции распределения можно записать: $P_m = 1 - F(x)$, а также $P_m + F(x) = 1$. Пример кривых обеспеченности и функции распределения приведен на рис. 3.2.

Рассмотрим непрерывную случайную величину X , обладающую свойствами монотонности и дифференцируемости.

Вероятность попадания случайной величины на участок от x до $x + \Delta x$ равна

$$P(x < X < x + \Delta x) = F(x + \Delta x) - F(x). \quad (3.8)$$

Правая часть (3.8) представляет собой приращение функции распределения на участке длиной Δx . Если это приращение раз-

делить на Δx , то получим среднюю вероятность, приходящуюся на единицу длины, а в пределе — производную от функции распределения в точке

$$\lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{F(x + \Delta x) - F(x)}{\Delta x} = F'(x), \quad (3.9)$$

$$F'(x) = f(x). \quad (3.10)$$

Производная $F'(x)$ называется *плотностью* распределения непрерывной случайной величины $f(x)$ и, в отличие от $F(x)$, явля-

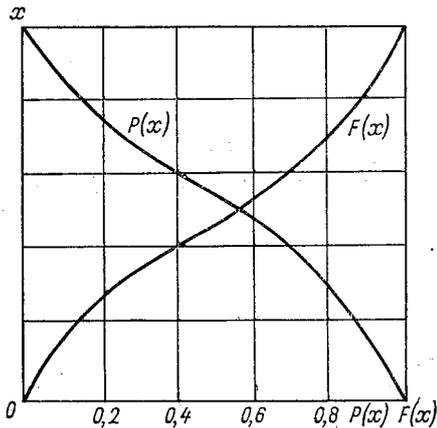


Рис. 3.2. Функция распределения $F(x)$ и кривая обеспеченности $P(x)$.

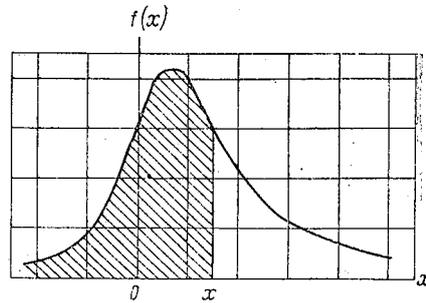


Рис. 3.3. Кривая распределения случайной величины X .

ется дифференциальным законом распределения. Эта форма существует только для непрерывных случайных величин. На рис. 3.3 в качестве примера приведена кривая, изображающая плотность распределения случайной величины. Выражение (3.10) определяет плотность распределения через функцию распределения. Можно, опираясь на (3.10), решить и обратную задачу, т. е. выразить функцию распределения через плотность. Так как $F(x) = p(X < x) = p(\infty < X < x)$, то

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx. \quad (3.11)$$

Функция распределения $F(x)$ есть площадь под кривой распределения, лежащая левее сечения x (рис. 3.3). Интеграл в бесконечных пределах $\int_{-\infty}^{\infty} f(x) dx = 1$, т. е. полная площадь под кривой распределения и осью абсцисс равна единице.

3. Расчеты речного стока

3.2.4. Характеристики положения кривых распределения

При решении многих практических задач часто нет необходимости характеризовать случайную величину исчерпывающим образом, привлекая различного рода кривые распределения. Достаточно бывает знать лишь числовые параметры, при помощи которых в сжатой форме отображаются наиболее существенные свойства распределения. Среди числовых характеристик следует выделить прежде всего те из них, которые определяют положение случайной величины на числовой оси. Важнейшую роль играет *математическое ожидание* случайной величины m_x , которое представляет собой среднее взвешенное по вероятности значение случайной величины X , т. е.

$$m_x = \frac{x_1 p_1 + x_2 p_2 + \dots + x_n p_n}{p_1 + p_2 + \dots + p_n} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i p_i}{\sum_{i=1}^n p_i}. \quad (3.12)$$

Учитывая, что $\sum_{i=1}^n p_i = 1$,

$$m_x = \sum_{i=1}^n x_i p_i. \quad (3.13)$$

Для непрерывной случайной величины по аналогии с (3.13)

$$m_x = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx, \quad (3.14)$$

где $f(x) dx$ — элемент вероятности; он несет ту же смысловую нагрузку, что и p_i для дискретных случайных величин.

Располагая на практике лишь ограниченными выборками, приходится вместо математического ожидания использовать его эмпирический эквивалент — *среднее арифметическое значение m*

(или \bar{x})

$$m_x^* = \bar{x} = \frac{x_1 m_1 + x_2 m_2 + \dots + x_n m_n}{m_1 + m_2 + \dots + m_n} = \sum_{i=1}^n x_i \frac{m_i}{N}, \quad (3.15)$$

где N — общее число независимых опытов; m_1, m_2, \dots, m_n — частоты случайных величин x_1, x_2, \dots, x_n ; m_i/N — относительная частота, или *эмпирическая вероятность p_i^** .

Выражение (3.15) можно записать в виде

$$m_x^* = \bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i p_i^*. \quad (3.16)$$

При стремлении N к бесконечности p_i^* стремится к своему теоретическому значению p_i , а m_x^* — к математическому ожиданию m_x .

Если частота m_1, m_2, \dots, m_n равна единице, т. е. каждое значение случайной величины в опыте повторяется один раз, то $m_1 = m_2 = \dots = m_n = \frac{1}{N}$. Следовательно:

$$m_x^* = \bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i. \quad (3.17)$$

Кроме математического ожидания, важными характеристиками являются мода и медиана.

Модой случайной величины m_0 называется наиболее вероятное ее значение. Различают одно- и много-, или поли-модальные распределения. Распределения гидрологических величин обычно являются одномодальными.

Медиана случайной величины m_e делит площадь под кривой распределения пополам и для нее справедливо равенство

$$P(X < m_e) = P(X > m_e).$$

3.2.5. Изменчивость, асимметрия и эксцесс случайных величин

Помимо отмеченных выше характеристик положения случайной величины, употребляются еще и параметры, описывающие определенные свойства кривых распределения. Для этой цели широко используется понятие моментов. Различают: начальные, центральные и абсолютные моменты.

Начальным моментом s -го порядка α_s дискретной случайной величины X является сумма

$$\alpha_s = \sum_{i=1}^n x_i^s p_i. \quad (3.18)$$

Для непрерывной случайной величины сумма (3.18) выражается через интеграл

$$\alpha_s = \int_{-\infty}^{\infty} x^s f(x) dx. \quad (3.19)$$

Если принять $s=1$, то (3.18) примет вид

$$\alpha_1 = m_x = \sum_{i=1}^n x_i p_i. \quad (3.20)$$

Центральным моментом s -го порядка β_s дискретных случайных величин называется математическое ожидание

$$\beta_s = \sum_{i=1}^n (x_i - m_x)^s p_i. \quad (3.21)$$

3. Расчеты речного стока

Для эмпирических распределений, вместо m_x используется \bar{x} , а

$$\beta_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^s. \quad (3.22)$$

При $s=1$

$$\beta_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \bar{x} = 0, \quad (3.23)$$

т. е. первый центральный момент равен нулю.

При $s=2$

$$\beta_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2. \quad (3.24)$$

Второй центральный момент характеризует рассеивание случайной величины относительно среднего и носит название *дисперсии* D_x .

Квадратный корень из дисперсии, совпадающий по размерности с признаком исходной величины, называется *средним квадратическим отклонением*, или *стандартом*:

$$\sigma_x = \sqrt{D_x} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}}. \quad (3.25)$$

Строго говоря, выражение (3.25) соответствует бесконечно большим совокупностям. При наличии ограниченных выборок, а они чаще всего в гидрологии не выходят за пределы 40—50 лет, второй центральный момент имеет отрицательное смещение (систематическое занижение). Для его устранения в (3.25) вводится поправка $\delta = \sqrt{n/(n-1)}$, с учетом которой получают более общее выражение

$$\sigma_x = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2\right) / (n-1)}. \quad (3.26)$$

Для сравнения изменчивости разномасштабных случайных величин применяют безразмерный параметр σ_x/\bar{x} , получивший название *коэффициента вариации*, или *изменчивости*:

$$C_v = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2\right) / [\bar{x}^2 (n-1)]} = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2\right) / (n-1)}, \quad (3.27)$$

где $k_i = x_i/\bar{x}$ — модульный коэффициент.

При $s=3$

$$\beta_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3. \quad (3.28)$$

Третий центральный момент характеризует степень несимметричности (асимметрии) распределения случайной величины относительно математического ожидания. Являясь нечетным, третий центральный момент может быть как положительным, так и отрицательным. Если $\beta_3=0$, то кривая становится симметричной.

Нормирование β_3 через σ_x^3 позволяет получить безразмерный параметр статистического распределения, названный *коэффициентом асимметрии*:

$$C_S = \beta_3 / \sigma_x^3 = \left[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \right] / (n\sigma_x^3). \quad (3.29)$$

Вынеся за скобку \bar{x}^3 и разделив на эту величину числитель и знаменатель (3.29), получим

$$C_S = \left[\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3 \right] / (nC_v^3). \quad (3.30)$$

Как и C_v , параметр C_S является смещенной оценкой. В простейшем случае отрицательная смещенность может быть устранена путем введения в (3.30) поправки, предложенной Е. Г. Блохиновым: $\delta_{C_S} = n^2 / [(n-1)(n-2)]$. С учетом этого

$$C_S = \left[n \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3 \right] / [(n-1)(n-2)C_v^3]. \quad (3.31)$$

При $C_S > 0$ кривая распределения случайной величины имеет положительную асимметрию, при $C_S < 0$ — отрицательную, а при $C_S = 0$ — распределение симметрично.

Абсолютные моменты делятся на начальные и центральные. С практической точки зрения наибольший интерес представляют абсолютные центральные моменты

$$\gamma_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - \bar{x}|^s. \quad (3.32)$$

Первый абсолютный момент (при $S=1$) соответствует среднему арифметическому отклонению, которое в гидрологии весьма широко применяется как мера рассеивания случайных величин относительно расчетных и прогнозных зависимостей:

$$\gamma_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - \bar{x}|. \quad (3.33)$$

Ниже рассмотрены еще два способа определения статистических параметров кривых распределения.

3. Расчеты речного стока

3.2.6. Вычисление статистических параметров методом наибольшего правдоподобия

В гидрологическую практику этот метод введен С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем. Расчет статистических параметров методом наибольшего правдоподобия, в отличие от изложенного выше метода моментов, является более сложным. Поэтому в целях упрощения общей схемы Е. Г. Блохинов предложил сначала вычислять статистики:

$$\lambda_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad (3.34)$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg k_i, \quad (3.35)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n k_i \lg k_i. \quad (3.36)$$

Как видно из уравнения (3.34), статистика λ_1 полностью совпадает со средним арифметическим значением \bar{x} в методе моментов (3.17). Коэффициенты изменчивости C_v и асимметрии C_s устанавливаются по специально составленным для этой цели номограммам, одна из которых приведена на рис. 3.4.

Метод наибольшего правдоподобия рекомендуется для определения параметров, когда используется кривая трехпараметрического гамма-распределения, а также заслуживает предпочтения при $C_v > 0,5$.

При $C_v < 0,5$ методы наибольшего правдоподобия и моментов приводят практически к одинаковым результатам.

3.2.7. Определение статистических параметров методом квантилей

Под *квантилями* понимают любые ординаты кривых обеспеченности случайной величины. Например, 5 %-ный квантиль представляет ординату кривой обеспеченности $x_{5\%}$, соответствующую обеспеченности $p_m = 5\%$. Аналогично можно записать 50 и 95 %-ные квантили — $x_{50\%}$ и $x_{95\%}$.

Сущность метода квантилей состоит в том, что, зная, три опорных ординаты (например, $x_{5\%}$, $x_{50\%}$ и $x_{95\%}$) кривой обеспеченности (см. рис. 3.2), можно сравнительно просто установить статистические параметры \bar{x} , C_v и C_s . Решение поставленной задачи производится графо-аналитическим способом, разработанным Г. А. Алексеевым.

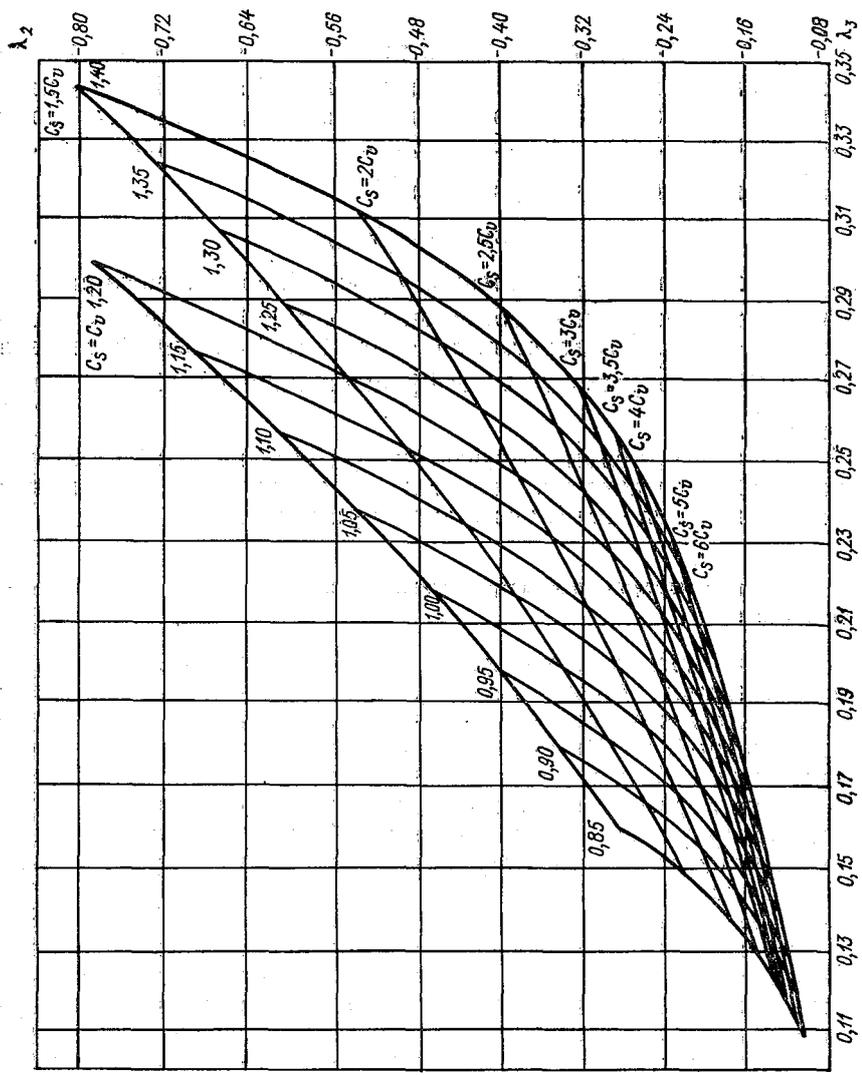


Рис. 3.4. Номограмма для определения параметров C_ϕ и C_s методом наибольшего правдоподобия.

3. Расчеты речного стока

Для определения коэффициента C_S вычисляется коэффициент скошенности S

$$S = (x_{5\%} + x_{95\%} - 2x_{50\%}) / (x_{5\%} - x_{95\%}). \quad (3.37)$$

Коэффициент асимметрии C_S функционально связан с S , т. е. $C_S = f(S)$. В качестве примера приводится таблица для нахождения C_S при значениях $S \leq 0,97$.

Далее вычисляется среднее квадратическое отклонение σ_x

$$\sigma_x = (x_{5\%} - x_{95\%}) / (t_{5\%} - t_{95\%}), \quad (3.38)$$

где $t_{5\%} - t_{95\%}$ представляет собой разность ординат нормированной кривой биномиального распределения и для удобства задана в табл. 3.1. Находится эта разность, как и C_S , по вычисленному коэффициенту скошенности S . Среднее значение случайной величины \bar{x} устанавливается по уравнению

$$\bar{x} = x_{50\%} - \sigma_x t_{50\%}, \quad (3.39)$$

где $t_{50\%}$ — ордината нормированной кривой биномиального распределения, соответствующая обеспеченности $p_m = 50\%$. Как и ординаты $t_{5\%}$ и $t_{95\%}$, находится по табл. 3.1. Наконец, используя (3.38) и (3.39), определяется коэффициент вариации C_v как отношение σ_x / \bar{x} .

Эмпирические кривые обеспеченности, особенно при их значительной асимметричности, строятся на специальных клетчатках вероятности — чаще всего нормального распределения.

3.2.8. Точность вычисления параметров статистического распределения

Определение числовых характеристик случайных величин является важнейшим этапом статистического анализа. В гидрологии при расчетах вероятностных значений статистических рядов чаще всего опираются на биномиальное и трехпараметрическое гамма-распределение. И то и другое предусматривает наличие трех статистических параметров: среднего значения выборки, коэффициентов вариации и асимметрии. Моменты более высоких порядков из-за больших ошибок их вычисления при коротких рядах обычно не используются.

Поскольку материалы измерения стока всегда ограничены, а, согласно предельных теорем распределения, для получения параметров требуются бесконечно длинные совокупности, то в практических расчетах вычисляются не сами параметры, а их приближенные значения — оценки. Естественно, чем больше длина выборок, тем выше степень приближения оценок распределения к их

Таблица 3.1

Значения коэффициента асимметрии C_s и коэффициента скошенности S биномиальной кривой распределения

C_s	t_p			$t_{5\%} - t_{95\%}$	$S = \frac{x_{5\%} + x_{95\%} - 2x_{50\%}}{x_{5\%} - x_{95\%}}$
	$t_{5\%}$	$t_{50\%}$	$t_{95\%}$		
0,0	1,64	0,00	-1,64	3,28	0,00
0,1	1,67	-0,02	-1,64	3,28	0,03
0,2	1,70	-0,03	-1,58	3,28	0,06
0,3	1,72	-0,05	-1,55	3,27	0,08
0,4	1,75	-0,07	-1,52	3,27	0,11
0,5	1,77	-0,08	-1,49	3,26	0,14
0,6	1,80	-0,10	-1,45	3,25	0,17
0,7	1,82	-0,12	-1,42	3,24	0,20
0,8	1,84	-0,13	-1,38	3,22	0,22
0,9	1,86	-0,15	-1,35	3,21	0,25
1,0	1,88	-0,16	-1,32	3,20	0,28
1,1	1,89	-0,18	-1,28	3,17	0,31
1,2	1,92	-0,19	-1,24	3,16	0,34
1,3	1,94	-0,21	-1,20	3,14	0,37
1,4	1,95	-0,22	-1,17	3,12	0,30
1,5	1,96	-0,24	-1,13	3,09	0,42
1,6	1,97	-0,25	-1,10	3,07	0,45
1,7	1,98	-0,27	-1,06	3,04	0,48
1,8	1,99	-0,28	-1,02	3,01	0,51
1,9	2,00	-0,29	-0,98	2,98	0,54
2,0	2,00	-0,31	-0,95	2,95	0,57
2,1	2,01	-0,32	-0,91	2,92	0,59
2,2	2,02	-0,33	-0,88	2,98	0,63
2,3	2,01	-0,34	-0,85	2,96	0,64
2,4	2,00	-0,35	-0,82	2,82	0,67
2,5	2,00	-0,36	-0,79	2,79	0,69
2,6	2,00	-0,37	-0,76	2,76	0,72
2,7	2,00	-0,38	-0,74	2,74	0,74
2,8	2,00	-0,39	-0,71	2,71	0,76
2,9	1,99	-0,39	-0,69	2,68	0,78
3,0	1,97	-0,40	-0,67	2,64	0,80
3,1	1,97	-0,40	-0,64	2,62	0,81
3,2	1,96	-0,41	-0,62	2,59	0,83
3,3	1,95	-0,41	-0,60	2,56	0,85
3,4	1,94	-0,41	-0,59	2,53	0,86
3,5	1,93	-0,41	-0,57	2,50	0,87
3,6	1,93	-0,42	-0,56	2,48	0,89
3,7	1,91	-0,42	-0,54	2,45	0,90
3,8	1,90	-0,42	-0,53	2,43	0,91
3,9	1,90	-0,41	-0,51	2,41	0,92
4,0	1,90	-0,41	-0,50	2,40	0,92
4,1	1,98	-0,41	-0,49	2,38	0,93
4,2	1,88	-0,41	-0,48	2,36	0,94
4,3	1,87	-0,40	-0,47	2,34	0,94
4,4	1,89	-0,40	-0,46	2,32	0,95
4,5	1,85	-0,40	-0,45	2,30	0,96
4,6	1,84	-0,40	-0,44	2,28	0,97
4,7	1,83	-0,40	-0,43	2,26	0,97

3. Расчеты речного стока

искомым параметрам. По этой причине выборочный анализ обязательно предполагает не только вычисление оценок, но и установление точности, с которой они определены по имеющимся рядам.

Мерой точности является *средняя квадратическая погрешность*. При отсутствии внутрирядных связей относительная средняя квадратическая погрешность вычисления n -летних средних стоковых рядов $\sigma_{\bar{x}}$ % может быть определена по формуле

$$\sigma_{\bar{x}} = \pm 100C_v/\sqrt{n}. \quad (3.40)$$

Из (3.40) видно, что погрешность прямо пропорциональна коэффициенту вариации C_v и обратно — числу членов выборки n . Большинство гидрологических величин рассчитывается с точностью ± 10 %, что при коэффициентах вариации 0,2—1,0 для вычисления среднего \bar{x} потребует иметь ряды продолжительностью 20—100 лет.

Для статистических совокупностей, обладающих внутрирядными связями:

$$\sigma_{\bar{x}} = \pm 100C_v \sqrt{(1+r)/(1-r)}/\sqrt{n}, \quad (3.41)$$

где r — коэффициент корреляции между смежными членами ряда.

Погрешности, вычисленные по (3.41), при тех же значениях C_v и n будут большими, чем по (3.40), так как $\sqrt{(1+r)/(1-r)} \geq 1,0$. Объясняется это тем, что при внутрирядной скоррелированности в исходных рядах независимой информации содержится меньше.

Стандартные погрешности σ_{C_v} % выборочных коэффициентов вариации C_v , вычисленных методом моментов, находятся по формуле

$$\sigma_{C_v} = \pm \sqrt{(1 + C_v^2)/(2n)} \cdot 100. \quad (3.42)$$

Если коэффициенты вариации устанавливаются с помощью метода наибольшего правдоподобия, то

$$\sigma_{C_v} = \pm \sqrt{3/[2n(3 + C_v^2)]} \cdot 100. \quad (3.43)$$

При производстве гидрологических расчетов значение коэффициента вариации должно определяться погрешностью обычно не менее ± 15 %. Если исходить из значений $C_v = 0,2 \div 1,0$, то для этого потребуются ряды 23—45 лет (при использовании метода моментов) или 17—22 года (при использовании метода наибольшего правдоподобия).

Относительная средняя квадратическая погрешность $\sigma_{C_S} \%$ коэффициента асимметрии определяется по теоретической формуле С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля

$$\sigma_{C_S} = \sqrt{\frac{6}{n} (1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)} \cdot 100. \quad (3.44)$$

При $C_v = 0,2 \div 1,0$ и заданной $\sigma_{C_S} = \pm 15 \%$ необходимы ряды продолжительностью 350—3000 лет. Отметим, что гидрологические ряды обычно имеют продолжительность 20—40 лет и лишь отдельные 100—150 лет. Поэтому непосредственно статистическими приемами определяют только первые два стандартных параметра — среднее и коэффициент вариации. Что касается C_S , то его чаще всего нормируют по соотношению с C_v . Для рядов годового стока и весеннего половодья в зоне достаточного увлажнения рекомендуется принимать $C_S = 2C_v$, а максимальных дождевых паводков $C_S = (3 \div 4) C_v$ и более.

3.2.9. Кривая биномиального распределения Пирсона III типа

Общий вид биномиальной кривой при $C_S > 0$ приведен на рис. 3.5. Если начало отсчета совместить с модой, то ее уравнение запишется в виде

$$f(x) = y_0 e^{-x/d} (1 + x/a)^{a/d}, \quad (3.45)$$

где a — расстояние от начала кривой до моды; d — радиус несимметричности; y_0 — модальная ордината.

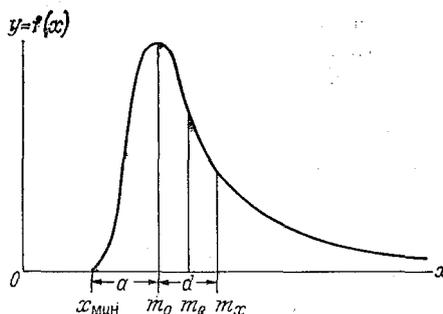


Рис. 3.5. Кривая распределения с положительной асимметрией.

a — расстояние от начала кривой до моды, d — радиус несимметричности.

Параметры уравнения (3.45) связаны с центральными моментами распределения, причем

$$a + d = 2\beta_2/\beta_3, \quad (3.46)$$

где β_2 и β_3 — соответственно второй и третий центральные моменты.

Из (3.46) простыми преобразованиями возможно получить одно из важных свойств биномиального распределения, опреде-

3. Расчеты речного стока

ляющее область его применения. Для этого β_2 и β_3 выразим через статистические параметры m_x , C_v и C_S . Приняв во внимание, что $\beta_2 = \sigma_x^2$, а $C_v = \sigma_x/\bar{x}$, запишем

$$\beta_2 = C_v^2 m_x^2. \quad (3.47)$$

Третий центральный момент, как было показано раньше, связан с коэффициентом асимметрии C_S и средним квадратическим отклонением отношением (3.29), откуда

$$\beta_3 = C_S \sigma_x^3 = C_S C_v^3 m_x^3. \quad (3.48)$$

Подставляя (3.47) и (3.48) в (3.46), получаем

$$a + d = 2C_v^4 m_x^4 / (C_S C_v^3 m_x^3) = 2C_v m_x / C_S. \quad (3.49)$$

В общем виде (см. рис. 3.5) $a + d = m_x - x_{\text{мин}}$ можно записать

$$m_x - x_{\text{мин}} = 2C_v m_x / C_S \quad (3.50)$$

или

$$C_S = 2C_v / (1 - k_{\text{мин}}), \quad (3.51)$$

где $k_{\text{мин}} = x_{\text{мин}}/m_x$ — модульный коэффициент минимального значения ряда. При этом необходимо рассмотреть три возможных случая: 1) наименьшее значение ряда $x_{\text{мин}} = 0$, 2) $x_{\text{мин}} > 0$ и 3) $x_{\text{мин}} < 0$. В первом случае $C_S = 2C_v$, во втором — $C_S > 2C_v$ и в третьем — $C_S < 2C_v$. Третий случай противоречит природе стоковых рядов, имеющих физическим пределом нуль, а поэтому биномиальная кривая может использоваться лишь при $C_S \geq 2C_v$.

Из свойств кривой биномиального распределения Пирсона III типа можно отметить следующие: она ограничена нижним, но не ограничена верхним пределом, т. е. при $x \rightarrow \infty$ кривая асимптотически приближается к оси абсцисс; опирается на три статистических параметра m_x (для выборочных данных — \bar{x}), C_v и C_S , а при $x_{\text{мин}} = 0$ становится двухпараметрическим распределением, так как C_S не является самостоятельным параметром и может быть найден из условия $C_S = 2C_v$.

3.2.10. Кривая трехпараметрического гамма-распределения С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля

Данная кривая представляет более общий случай распределения, удовлетворяющий стоковым рядам при любых соотношениях C_S и C_v . Такое свойство трехпараметрического гамма-распределения исключает область отрицательных значений при экстраполяции эмпирических кривых обеспеченности в нижней части. Отмечен-

ная универсальность достигается за счет замены признака распределения x через новую переменную z

$$z = bx^c, \quad (3.52)$$

где b и c — параметры функции.

При $C_S = 2C_v$ кривые Пирсона III типа и трехпараметрического распределения совпадают, причем новый закон называется *гамма-распределением* и описывается уравнением вида

$$f(z) = \alpha^\alpha z^{\alpha-1} e^{-\alpha z} / \Gamma(\alpha), \quad (3.53)$$

где α — параметр, равный $1/C_{vz}^2$, а $\Gamma(\alpha)$ — *гамма-функция*, или интеграл Эйлера второго рода:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} z^{\alpha-1} e^{-z} dz. \quad (3.54)$$

Различия (3.53) и (3.45) при $C_S = 2C_v$ объясняются только тем, что при выводе уравнения (3.53) отсчет ведется не от модального значения, а от начала кривой распределения, т. е. при этом признак распределения всегда находится в области положительных значений.

Если C_S отличается от $2C_v$, то (3.53) превращается в уравнение трехпараметрического гамма-распределения

$$f(z) = \beta^\alpha z^{\alpha-1} e^{-\beta z} / \Gamma(\alpha). \quad (3.55)$$

Параметры β и α связаны с параметрами C_v и C_S

$$\alpha = 4/C_{vz}^2 \text{ и } \beta = 2/(C_{Sz}C_{vz}). \quad (3.56)$$

При $\alpha = \beta$, что соответствует $C_S = 2C_v$, уравнение (3.56) сводится к (3.53).

3.2.11. Формулы эмпирической обеспеченности

Теоретическая вероятность p_m (%) представляет отношение m/n при $n \rightarrow \infty$, где m — порядковый номер, или ранг, членов убывающего ряда. При ограниченных выборках, когда длина ряда не выходит за пределы 100 членов, формула теоретической вероятности является непригодной, в первую очередь для крайних членов выборки. Для получения большего приближения эмпирических обеспеченностей к их теоретическим значениям предложены эмпирические формулы:

а) при $C_S = 2C_v$

$$p_m = (m - 0,3) \cdot 100/(n + 0,4) \quad (3.57)$$

б) при $C_S < 2,0C_v$

$$p_m = (m - 0,4) \cdot 100/(n + 0,2) \quad (3.58)$$

3. Расчеты речного стока

в) при $C_S > 2C_v$

$$p_m = (m - 0,5) \cdot 100/n. \quad (3.59)$$

В настоящее время СНиПом 2.01.14—83 по определению расчетных гидрологических характеристик рекомендуется формула

$$p_m = m \cdot 100/(n + 1). \quad (3.60)$$

Все приведенные и другие формулы эмпирической обеспеченности дают один и тот же результат при $n=1$. Действительно, если ряд представлен одним членом, то по всем формулам $p_m = 1/2$, или 50 %.

3.2.12. Технические приемы построения и экстраполяции эмпирических кривых обеспеченности

Построение эмпирических кривых обеспеченности стоковых характеристик, как и многих других гидрометеорологических величин, в значительной степени упрощается тем, что их можно представлять в виде ранжированных выборок, не прибегая к группировке исходных данных, как того требуют продолжительные совокупности.

Ранговая вероятность, или обеспеченность m -го значения выборки p_m , может быть вычислена по одной из формул (3.57)—(3.60). В качестве примера приведена табл. 3.2, по данным которой построена эмпирическая кривая обеспеченности $Q_{\max} = f(p_m)$ (рис. 3.6). Учитывая, что теоретические кривые имеют плавные очертания, на эмпирической кривой обеспеченности отдельные точки не соединяются, а производится сглаживание зависимости.

Таблица 3.2

Исходные данные для построения эмпирической кривой обеспеченности максимальных расходов дождевых паводков р. Ура у п. Ура-Губа (Кольский полуостров)

Порядковый номер	1	2	3	4	41	42
Q_{\max} м ³ /с в убывающ. порядке	98,8	82,5	75,2	66,2	8,69	7,74
$p_m = m \cdot 100/(n+1)$	2,92	4,65	6,98	9,30	95,3	97,7

Нелинейные кривые, обладающие значительной асимметричностью, экстраполировать трудно. Поэтому объективность экстраполяции кривых может быть достигнута при использовании аналитических приемов. Принцип построения аналитической кривой обеспеченности биномиального распределения $k_p = f(p_m)$ представлен

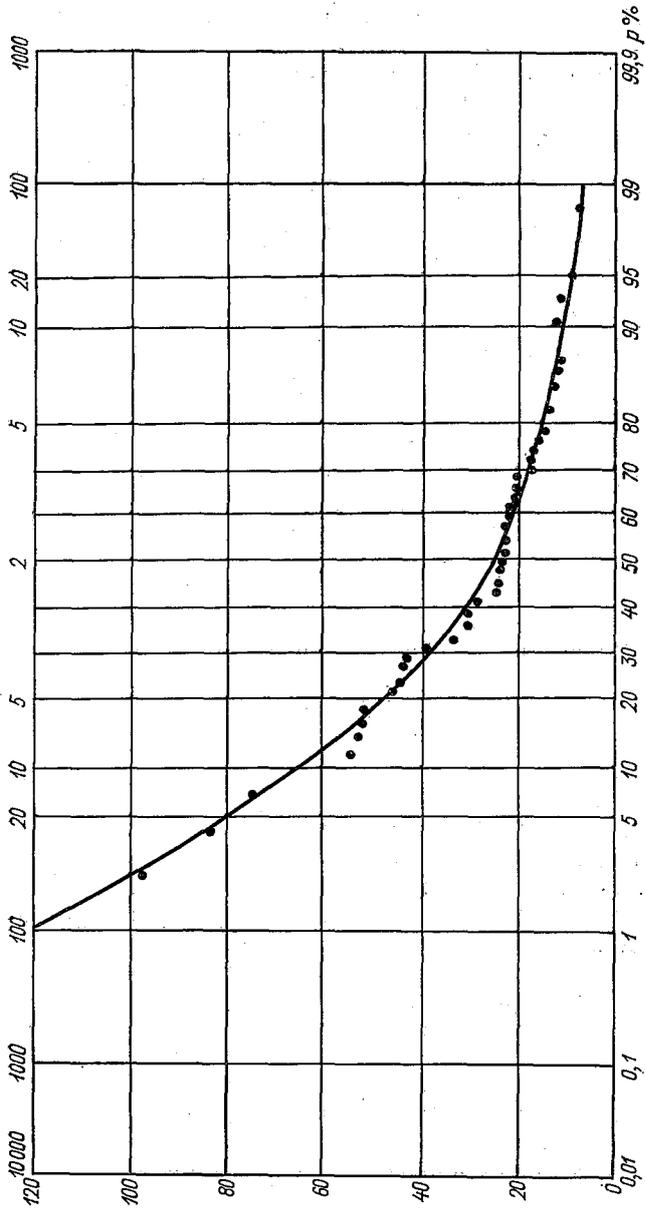


Рис. 3.6. Эмпирическая кривая обеспеченности максимальных расходов дождевых паводков р. Ура — пост Ура-Губа (Кольский П-ов).

3. Расчеты речного стока

на рис. 3.7. Здесь k_p — признак распределения, представленный модульным коэффициентом, а единица — модульный коэффициент среднего. Принимая произвольные значения p_m , например p_1 и p_2 , получим соответствующие ординаты $k_{p_1} = 1 + t_{p_1}$ и $k_{p_2} = 1 + t_{p_2}$, причем t_p может иметь как положительный, так и отрицательный знак. При любой обеспеченности $t_p = 1 - k_p$. Отклонения ординат кривой от середины t_p представлены как для биномиального, так и трехпараметрического гамма-распределения в виде нормированных величин по C_v для различных коэффициентов асимметрии C_s , т. е.

$$t_{p, C_s} = (1 - k_p) / C_v. \quad (3.61)$$

Модульный коэффициент обеспеченностью P_m % равен

$$k_p = 1 + C_v t_{p, C_s}. \quad (3.62)$$

Переходя к реальному масштабу признака распределения, выражение (3.62) необходимо умножить на \bar{x}

$$x_p = \bar{x} (1 + C_v t_{p, C_s}). \quad (3.63)$$

Таким образом, располагая тремя статистическими параметрами \bar{x} , C_v и C_s , можно аналитическим путем произвести экстраполяцию эмпирических кривых обеспеченности за пределы наблюдений.

3.3. Норма и изменчивость годового стока

Понятие *нормы* является статистическим и подразумевает среднее арифметическое значение стока за многолетний период такой продолжительности, при увеличении которой среднее значение существенно не меняется. Объективным критерием устойчивости n -летних средних является средняя квадратическая погрешность, которая может быть оценена по формулам (3.40) или (3.41). Допустимая погрешность вычисления нормы годового стока, учитываемая точность исходной информации, находится в пределах 5—10 %.

Однако при установлении норм годового стока следует иметь в виду, что во временных рядах обнаруживаются закономерности в виде чередования группировок многоводных и маловодных лет различной продолжительности. Учесть данное обстоятельство можно путем включения в расчетную продолжительность рядов годового стока одинакового количества многоводных и маловодных групп водности. В противном случае не исключена, помимо чисто выборочной, еще и погрешность фазового свойства. Так,

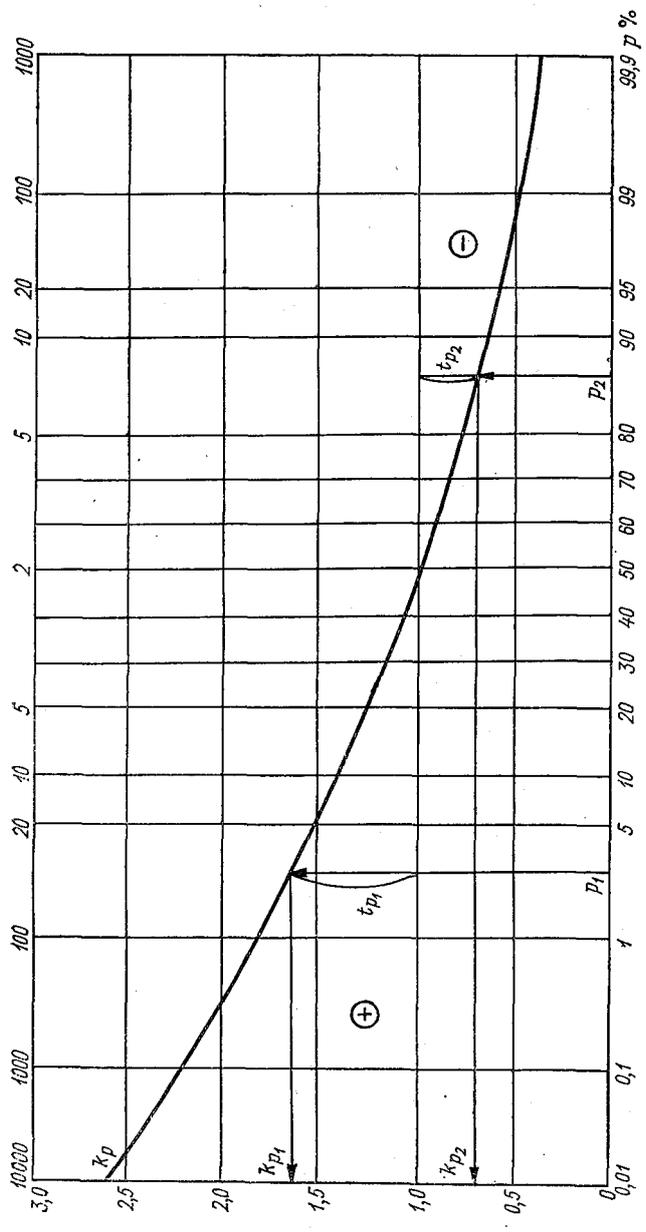


Рис. 3.7. Аналитическая кривая обеспеченности при $C_0=0,3$ и $C_s=2C_0$.

3. Расчеты речного стока

в пределах многоводной группировки (при прочих равных условиях) норма будет фазово завышаться, а маловодной — занижаться. И еще. Статистические методы вообще, а в гидрологии, в частности, применимы для вычисления норм, если рассматриваемые характеристики обладают свойством стационарности. Условия стационарности в рядах годового стока могут быть нарушены прежде всего изменением уровня хозяйственной деятельности. Поэтому, вычисляя норму годового стока, необходимо проверить статистическую однородность временных рядов, особенно в районах интенсивной хозяйственной деятельности. При обнаружении неоднородности рядов следует внести коррективы либо в соответствующие значения, либо в конечные величины (нормы).

3.3.1. Простейшие приемы сглаживания временных рядов годового стока

Выше указывалось на то, что во временных рядах годового стока обнаруживаются закономерности в виде чередования групп многоводных и маловодных лет. Их природа чрезвычайно сложна из-за большого числа обуславливающих факторов и инерционности геофизических процессов. Тем не менее, замечено, что *цикличность* (не строгая периодичность) годового стока довольно тесно связана с солнечной активностью и другими гелиофизическими процессами.

Не касаясь исследования причин цикличности, остановимся на способах ее выделения в рядах годового стока. Дело в том, что колебательные тенденции в гидрологических рядах выражены крайне слабо и происходят на фоне резких флуктуаций. Так что трудно бывает выделить не только продолжительность отдельных группировок, но и их амплитуду. Появляется необходимость устранить «шум», связанный со случайностью колебаний годового стока за смежные годы, сохранив лишь информацию о многолетней изменчивости. Для этой цели применяется сглаживание эмпирических данных, т. е. замена таблицы исходных величин другой таблицей близких к ним точек, лежащих на достаточно гладкой кривой. Сглаживание производится с помощью многочленов (желательно оптимальной степени), приближающих с помощью метода наименьших квадратов выбранные группы опытных точек к среднему. Поскольку наилучшее сглаживание получается для средних точек (когда учитывается информация о поведении функции по обе стороны от сглаживающей точки), то количество точек для сглаживания выбирают нечетным, а группы точек — скользящими вдоль всей таблицы. Берут, например, первые три точки Q_1, Q_2, Q_3 и сглаживают с их помощью среднюю точку Q_2 , затем берут следующую группу Q_2, Q_3, Q_4 и сглаживают точку Q_3 и т. д. до конца таблицы исходных данных. Для таблиц с постоянным

шагом сглаживания простейшим является многочлен первой степени

$$\tilde{Q}_i = \frac{1}{T} \sum_{k=-\frac{T-1}{2}}^{\frac{T-1}{2}} Q_{i+k}, \quad (3.64)$$

где \tilde{Q}_i — сглаженное значение i -го члена ряда ($i=1, 2, 3, \dots, n$); T — интервал сглаживания. Оператор сглаживания (3.64) не распространяется на крайнюю информацию рядов. Поэтому при сглаживании по трем точкам:

$$\tilde{Q}_1 = \frac{1}{6} (5Q_1 + 2Q_2 - Q_3), \quad (3.65)$$

$$\tilde{Q}_n = \frac{1}{6} (-Q_{n-2} + 2Q_{n-1} + 5Q_n). \quad (3.66)$$

При сглаживании по пяти точкам крайние значения будут осредняться по формулам:

а) в начале ряда

$$\tilde{Q}_1 = 0,2 (3Q_1 + 2Q_2 + Q_3 - Q_5), \quad (3.67)$$

$$\tilde{Q}_2 = 0,1 (4Q_1 + 3Q_2 + 2Q_3 + Q_4);$$

б) в конце ряда

$$\tilde{Q}_{n-1} = 0,1 (Q_{n-3} + 2Q_{n-2} + 3Q_{n-1} + 4Q_n), \quad (3.68)$$

$$\tilde{Q}_n = 0,2 (-Q_{n-4} + Q_{n-2} + 2Q_{n-1} + 3Q_n).$$

В качестве примера приводится сглаживание слоев годового стока р. Болва у д. Псурь (табл. 3.3). Отметим, что сглаживание временных рядов, имеющих пропуски в наблюдениях, каждый раз ведется от нового начала, так как при наличии перерывов данные не сопрягаются. Для сглаживания применен линейный фильтр с периодом осреднения $T=3$. Хронологические колебания годового стока р. Болва показаны на рис. 3.8. Ход стока имеет довольно сложный вид, поэтому с его помощью непосредственно выделить неслучайную, циклическую, составляющую невозможно. После первого этапа осреднения данных существенно сгладить исходный график не удалось. Поэтому проведено повторное сглаживание тем же многочленом (табл. 3.3).

Ординаты сглаженной кривой нанесены на рис. 3.8 и имеют меньшую амплитуду колебаний; выделяется несколько многоводных и маловодных группировок: с 1935 по 1940. с 1948 по 1951,

3. Расчеты речного стока

с 1964 по 1968 и с 1972 по 1975 г. наблюдались маловодные группировки, а с 1945 по 1947, с 1952 по 1963, с 1969 по 1971 г.—многоводные.

Имеется достаточно большое количество других математических фильтров, с помощью которых можно произвести выделение периодических составляющих в колебательных рядах. Среди них

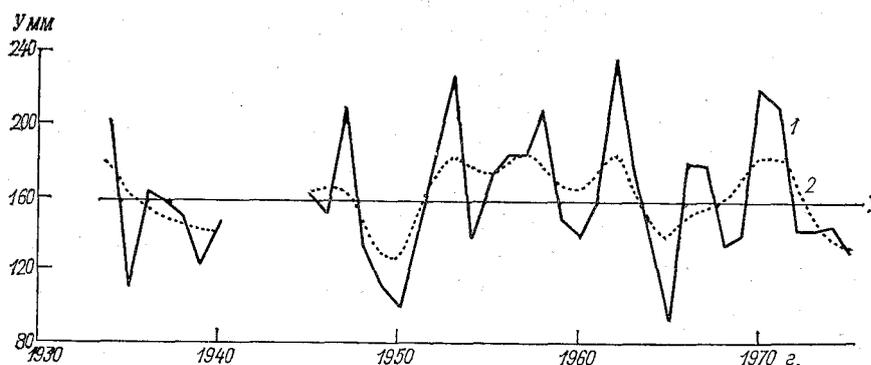


Рис. 3.8. Хронологический график хода годового стока (р. Болва — д. Псурь). 1 — исходные данные, 2 — сглаженные данные.

Таблица 2.3

Годовой сток р. Болва — д. Псурь, $F=3210 \text{ км}^2$

Год	Слой стока измеренный \bar{Y} мм	Линейное сглаживание		Год	Слой стока измеренный \bar{Y} мм	Линейное сглаживание	
		$T=3$	повторное ($T=3$)			$T=3$	повторное ($T=3$)
1934	203	179	178	1957	184	192	184
1935	111	159	161	1958	209	181	180
1936	163	144	153	1959	149	166	166
1937	158	157	148	1960	139	150	165
1938	149	143	146	1961	162	179	173
1939	123	139	141	1962	236	190	183
1940	146	142	141	1963	172	180	167
1945	161	158	162	1964	133	132	149
1946	151	174	166	1965	92	135	139
1947	209	165	164	1966	180	150	149
1948	135	152	144	1967	177	163	154
1949	111	115	128	1968	133	150	159
1950	100	118	125	1969	139	164	168
1951	144	143	149	1970	221	190	182
1952	186	185	170	1971	211	191	182
1953	226	183	182	1972	142	165	166
1954	137	178	175	1973	142	143	149
1955	171	164	174	1974	145	139	138
1956	184	180	179	1975	130	133	133

не только линейные, но и нелинейные фильтры. Некоторые весьма громоздки, чтобы вычислять их вручную. Наиболее часто в практике расчетов стока применяются разностные интегральные кривые.

3.3.2. Вычисление нормы годового стока при продолжительных рядах наблюдений

Согласно требованиям нормативного документа СНиП 2.01.14—83, продолжительность периода наблюдений считается достаточной, если он репрезентативен (представителен), а относительная средняя квадратическая погрешность расчетного значения исследуемой гидрологической характеристики не превышает $\pm 10\%$. Исходя из этих требований произведем оценку данных о годовом стоке р. Болва у д. Псурь. Средняя квадратическая погрешность среднего $\sigma_{\bar{y}}$ определяется по формуле (3.40) или (3.41) в зависимости от коэффициента корреляции стока смежных лет r . Но прежде следует проверить репрезентативность исходного ряда. Он должен включать в общем одинаковое число многоводных и маловодных группировок колебания водности. Для этого строится хронологический график (см. рис. 3.8). После его сглаживания методом линейного фильтра видим, что количество многоводных и маловодных группировок за период 1934—1975 гг. (с одним перерывом) примерно одинаковое. Тогда расчетный период будет совпадать с длиной исходного ряда $n_p = 38$. Норма стока \bar{Y} в этом случае равна

$$\bar{Y} = \frac{1}{n_p} \sum_{i=1}^{n_p} Y_i, \quad (3.69)$$

где n_p — продолжительность расчетного периода; Y_i — текущие значения слоев стока в пределах расчетного периода n_p . Для р. Болва — д. Псурь $\bar{Y} = 159$ мм.

Чтобы сделать выбор из формул (3.40) и (3.41) при расчете $\sigma_{\bar{y}}$, требуется вычислить коэффициент корреляции между смежными членами ряда

$$r = \left[\sum_{i=1}^{n-1} (Y_i - \bar{Y})(Y_{i+1} - \bar{Y}) \right] / \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \sum_{i=1}^{n-1} (Y_{i+1} - \bar{Y})^2}, \quad (3.70)$$

где Y_{i+1} — последующее, а Y_i — предыдущее значение исходного ряда.

Учитывать r при вычислении погрешности $\sigma_{\bar{y}}$ следует лишь тогда, когда внутрирядная связанность стоковых величин существенна. Для р. Болва у д. Псурь коэффициент корреляции между

3. Расчеты речного стока

смежными членами ряда мало отличается от нуля, поэтому σ_y вычисляется по формуле (3.40)

$$\sigma_{\bar{y}} = \pm 100 C_o / \sqrt{n} = 100 \cdot 0,22 : \sqrt{38} = 3,6 \%$$

Коэффициент вариации равен

$$C_o = \sigma / \bar{Y} = 0,22,$$

где $\sigma = 35,6$ мм.

Погрешность σ_y находится в допустимых пределах, устанавливаемых нормативным документом.

3.3.3. Вычисление нормы годового стока при коротких рядах наблюдений

Короткими принято считать все ряды, не удовлетворяющие принципу репрезентативности и требуемой точности ($\pm 10\%$). Согласно СНиПа 2.01.14—83, приведение статистических параметров распределения к многолетнему периоду рекомендуется осуществлять с помощью парной или *множественной регрессии* при соблюдении следующих условий: $n' \geq 10$, $r \geq 0,7$ и $k/\sigma_k \geq 2$, где n' — число лет совместных наблюдений; r — коэффициент корреляции между значениями гидрологических характеристик исследуемой реки и реки-аналога; k — коэффициент регрессии; σ_k — средняя квадратическая погрешность коэффициента регрессии.

Идея изложенного метода приведения параметров распределения основана на синхронности колебаний годового стока на близлежащих водосборах, что обусловлено однородностью ландшафтных условий формирования стока. Нормативным документом предусматривается осуществлять приведение параметров коротких рядов последовательно по нескольким уравнениям регрессии в порядке убывания парного или множественного коэффициентов корреляции.

Рассмотрим схему приведения нормы короткого ряда по р. Болва у пгт Фаянсовый ($F=2010$ км²) только по одному аналогу — р. Болва у д. Псурь ($F=3210$ км²). По аналогу период наблюдений составляет $n=38$ лет, по исследуемой реке $n'=12$ лет. Решение поставленной задачи начинается с определения коэффициента корреляции r , являющегося критерием при выборе аналога:

$$r = \left[\sum_{i=1}^{n'} (Y'_i - \bar{Y}') (Y_{ai} - \bar{Y}_a) \right] / \sqrt{\sum_{i=1}^{n'} (Y'_i - \bar{Y}')^2 \sum_{i=1}^{n'} (Y_{ai} - \bar{Y}_a)^2}, \quad (3.71)$$

где Y'_i и Y'_{ai} — стоки за совместный период измерений n' по исследуемой реке и аналогу; \bar{Y}' и \bar{Y}_a — средние многолетние

слои стока исследуемой реки и аналога. Для исследуемых рядов $\bar{Y}' = 209$ мм, а $\bar{Y}'_a = 184$ мм, $r = 0,94$. По значению коэффициента корреляции требования СНиПа выполняются в полной мере. Далее проверяется соотношение k/σ_k . Коэффициент регрессии k находится по формуле

$$k = r\sigma'_Y/\sigma'_{Y_a}, \quad (3.72)$$

где σ'_Y и σ'_{Y_a} — средние квадратические погрешности значений стока исследуемой реки и аналога при длине рядов n' . При $\sigma'_Y = 51$ мм и $\sigma'_{Y_a} = 45$ мм

$$k = r\sigma'_Y/\sigma'_{Y_a} = 0,94 \cdot 51 : 45 = 1,07.$$

Погрешность коэффициента регрессии σ_k вычисляется по формуле

$$\sigma_k = \frac{\sigma'_Y}{\sigma'_{Y_a}} \cdot \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}}. \quad (3.73)$$

Для нашего примера $\sigma_k = 0,04$, а отношение $k/\sigma_k = 26,8$.

Изложенные выше расчеты указывают на надежность выбранного аналога (р. Болва — д. Псурь) для приведения нормы короткого ряда (р. Болва — пгт Фаянсовый) к длительному периоду. Опираясь на уравнение линейной регрессии:

$$\bar{Y} = \bar{Y}' + k\sigma'_Y(\bar{Y}_a - \bar{Y}'_a)/\sigma'_{Y_a}, \quad (3.74)$$

где \bar{Y} и \bar{Y}_a — многолетние средние значения (нормы) годового стока, соответствующие периоду $n = 38$ лет, подставив в него необходимые данные, вычисляем норму стока для р. Болва — пгт Фаянсовый

$$\bar{Y} = 2,09 + 0,94 \cdot 51 \cdot (159 - 184) : 45 = 180 \text{ мм.}$$

3.3.4. Определение нормы годового стока при отсутствии непосредственных измерений

При отсутствии систематических измерений стока и соответственно временных рядов норма стока определяется косвенными методами. Наиболее широкое распространение получили карты нормы годового стока (модуля или слоя). Строятся такие карты по данным изученных рек, для которых изложенными выше способами (п. 3.3.2 и п. 3.3.3) удается с требуемой точностью вычислить норму стока. Учитывая существенное влияние на годовой сток местных и антропогенных факторов, при составлении карт необходимо использовать только те материалы, которые относятся к средним и большим водосборам.

Принципиальная возможность построения карт нормы годового стока вытекает непосредственно из уравнения водного баланса

3. Расчеты речного стока

(3.3). Входящие в правую часть уравнения осадки \bar{X} и испарение \bar{E} в общем имеют зональное распределение по территории, за исключением горных районов, где широтная закономерность сменяется высотной поясностью. В силу зонального изменения по территории составляющих балансового уравнения, той же закономерности непрерывного и плавного изменения подчиняется и сток \bar{Y} . В отличие от метеорологических величин, которые относятся к той точке пространства, в которой они измерены, стоковые величины имеют интегральный характер. Они относятся не к месту измерения стока, а к центру тяжести водосбора до измеряемого створа. В простейшем случае центр тяжести находится как точка пересечения большой и малой осей водосбора. При составлении карт именно туда относят нормы, а при нахождении их по картам они определяются для геометрического центра водосбора.

Между соседними изолиниями стока производится линейная интерполяция. Если водосбор пересекается несколькими изолиниями, то норма вычисляется как среднее взвешенное по площади

$$\bar{Y} = \frac{\bar{Y}_1 f_1 + \bar{Y}_2 f_2 + \bar{Y}_3 f_3 + \dots + \bar{Y}_n f_n}{f_1 + f_2 + f_3 + \dots + f_n}, \quad (3.75)$$

где \bar{Y} — искомое значение нормы стока для исследуемого водосбора; $\bar{Y}_1, \bar{Y}_2, \dots, \bar{Y}_n$ — среднее значение нормы стока между соседними изолиниями; f_1, f_2, \dots, f_n — площади, заключенные между соответствующими изолиниями стока.

Для учета местных факторов (размеров водосбора, залесенности, заболоченности, зарегулированности, карста и др.) рядом исследователей применительно к географическим районам разработаны таблицы соответствующих поправок. В горных районах, где, как правило, имеет место высотная поясность в изменении годового стока, отмечается возрастание нормы с высотой, а расчетные схемы базируются на зависимостях \bar{Y} от средней высоты водосбора $H_{\text{ср}}$.

Теоретически наиболее перспективным подходом к расчету нормы годового стока может служить метод водного баланса. Для больших водосборов, находящихся в условиях, близких к зональным:

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}. \quad (3.76)$$

Норма осадков \bar{X} вычисляется по данным метеорологических станций и постов, расположенных в бассейне реки и в непосредственной близости к нему, как среднее арифметическое или с использованием других методов осреднения, а также карт изогет. Потери стока обычно отождествляются с испарением и установ-

ливаются косвенными путями. Необходимо отметить, что при возрастающих масштабах хозяйственной деятельности ряды стока все в большей степени приобретают нестационарность и тем самым становятся практически непригодными для вычисления нормы стока без восстановления естественного годового стока. Последнее — крайне сложная задача, требующая детального учета всех видов водопотребления.

Климатические факторы: осадки, температура и влажность воздуха — почти не подвержены антропогенному воздействию в масштабах речных водосборов, за исключением некоторых малых рек.

При отсутствии гидрометрических материалов по стоку рек его норму СНиП 2.01.14—83 рекомендует определять интерполяцией между значениями, полученными для рек-аналогов по данным наиболее продолжительных рядов гидрометрических наблюдений или приведенным к многолетнему периоду в рассматриваемом районе с учетом влияния местных факторов.

3.3.5. Изменчивость годового стока

В многолетнем разрезе годовой сток колеблется в широких пределах. Мерой изменчивости, как известно, является дисперсия. Если дисперсию выразить относительно нормы стока, то получим выражение для коэффициента изменчивости \tilde{C}_v

$$\tilde{C}_v = \sigma_Q / \bar{Q} = \sqrt{\left[\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2 \right] / (n - 1)}. \quad (3.77)$$

При использовании метода наибольшего правдоподобия \tilde{C}_v находится через статистики λ_2 и λ_3 (см. п. 3.2.6) по специальным номограммам (см. рис. 3.4).

Расчетный коэффициент вариации C_v для биномиального и трехпараметрического гамма-распределения, согласно СНиПа 2.01—14—83, определяется по формуле

$$C_v = (a_1 + a_2/n) + (a_3 + a_4/n) \tilde{C}_v + (a_5 + a_6/n) \tilde{C}_v^2, \quad (3.78)$$

где a_1, \dots, a_6 — коэффициенты, определяемые по специальным приложениям; \tilde{C}_v — смещенное значение коэффициента вариации, вычисляемое по формуле (3.77).

Погрешности коэффициентов вариации оцениваются по формулам (3.42) или (3.43) в зависимости от способа вычисления C_v . Допускаемая погрешность σ_{C_v} не более 15%. При больших погрешностях исходные ряды считаются короткими. В таких случаях СНиП 2.01.14—83 рекомендует вычислять C_v методом гидрологической аналогии

$$C_v = (\sigma' / \bar{Q}) \sqrt{1 - r^2 (1 - \sigma'_a / \sigma_a)}, \quad (3.79)$$

3. Расчеты речного стока

где σ' — среднее квадратическое отклонение для исследуемой реки с периодом наблюдений n' ; \bar{Q} — норма стока короткого ряда, приведенная к расчетному периоду согласно п. 3.3.3; r — коэффициент корреляции между стоком исследуемой реки и аналога за совместный период наблюдений, определяемый по формуле (3.71); σ'_a — среднее квадратическое отклонение по аналогу за период наблюдений n' ; σ_a — среднее квадратическое отклонение по полному ряду аналога.

При отсутствии наблюдений за стоком коэффициент изменчивости может быть рассчитан по интерполяции между значениями, полученными для рек-аналогов. Кроме метода аналогии, используются расчетные схемы в виде формул:

а) Д. Л. Соколовского—М. Э. Шевелева

$$C_v = 0,78 - 0,29 \lg \bar{q} - 0,063 \lg (F + 1), \quad (3.80)$$

б) К. П. Воскресенского

$$C_v = \frac{A}{\bar{q}^{0,4} (F + 1000)^{0,10}}, \quad (3.81)$$

где \bar{q} — средний многолетний модуль годового стока; A — параметр, определяемый по рекам-аналогам.

Из других факторов, оказывающих существенное влияние на C_v , следует назвать водоемы с многолетним регулированием стока. Крупные водоемы перераспределяют сток между многоводными и маловодными годами, что способствует уменьшению C_v с ростом зарегулированности, в то время как малые, особенно пруды, регулируют сток только в пределах года. Но пруды способствуют усилению многолетней неравномерности стока по другой причине — благодаря высокому испарению с водной поверхности. В многоводные годы различия испарения с суши и водной поверхности невелики, что практически не скажется и на годовом стоке зарегулированных прудами водотоков. Наоборот, в маловодные годы различия станут существенными, что приведет к уменьшению и без того низкого стока. Таким образом, амплитуда колебаний годового стока зарегулированных прудами рек будет возрастать. По мере увеличения засушливости климата, т. е. уменьшения \bar{q} , влияние прудов на значение C_v увеличивается.

Аналогичным образом на коэффициент вариации влияет и орошение, поскольку оросительные нормы определяются прежде всего водностью года (в маловодные годы они больше, а в многоводные — меньше).

Сложным является установление коэффициентов асимметрии C_S — одного из трех основных статистических параметров распределения, необходимого при вычислении значений годового стока с заданной ежегодной вероятностью превышения. Имею-

щиеся в настоящее время гидрологические ряды в общем статистически непредставительны, что не позволяет с достаточной степенью надежности вычислять C_s . Они, по существу, оказываются сами случайными, если рассматривать их по группе объектов. Поэтому, исходя из случайности величины C_s , при коротких рядах ее значение определяют по среднему в пределах однородной территории соотношению C_s/C_v .

3.4. Внутригодоевое распределение стока

В течение года сток рек распределен крайне неравномерно, что обусловлено главным образом внутригодоевой изменчивостью метеорологических факторов. На большей части территории СССР характерными чертами гидрологического режима водных объектов суши являются: весеннее половодье, более или менее выраженные летняя и осенняя межень, летне-осенние дождевые паводки и зимняя межень. Формирование весеннего половодья связано с таянием сезонных снегов. Оно сопровождается высокими уровнями и расходами воды, нередко с выходом воды на пойму, а в отдельные годы носит характер наводнения. В период половодья проходит до 50—60 % годового объема стока, а на реках засушливой зоны — до 85—90 % и более. После прохождения весеннего половодья, если оно не прерывается дождевыми паводками, уровни в реке постепенно понижаются до меженных, когда в питании реки принимают участие преимущественно подземные воды. На малых водотоках, а в засушливой зоне и на средних при значительной продолжительности бездождных периодов реки могут периодически пересыхать. Дождевые паводки нередко в летний сезон нарушают межень. В районах с паводочным режимом в теплую часть года летняя межень может вообще отсутствовать. Осенью, когда уменьшается испарение и увеличивается число дней с осадками, сток рек увеличивается. При отрицательной температуре воздуха сток рек постепенно уменьшается, достигая к концу зимы наименьших за год значений. Если зимой отмечаются оттепели, особенно в южных районах, то зимняя межень формируется не только за счет подземных, но и за счет поверхностных вод. В районах с суровым климатом в зимний период многие реки перемерзают, а изливающиеся на поверхность глубокие подземные воды образуют в руслах и долинах рек наледи. Так, в общих чертах можно охарактеризовать внутригодоевое распределение.

Существенным образом внутригодоевое распределение стока изменяется под влиянием местных и антропогенных факторов. Мощными регуляторами стока выступают водоемы сезонного и многолетнего регулирования (озера, водохранилища, пруды). Выравниванию внутригодоевого хода стока способствует карст, особенно если области его питания и разгрузки находятся в пределах одного водосбора. В течение коротких отрезков времени

3. Расчеты речного стока

выравнивающим эффектом обладает залесенность. Происходит это благодаря переводу части поверхностного стока в подземный, который отличается большей зарегулированностью. Правда, сказанное относится лишь к большим водосборам, которые обеспечены грунтовым питанием. Сток малых рек залесенность практически не регулирует, а лишь уменьшает его в связи с небольшой глубиной эрозионного вреза русел рек.

Способствует выравниванию стока в году также мелиорация заболоченных и переувлажненных земель. В пределах Ленинградской области, например, при малой интенсивности осушения в летний период сток по каналам прекращается на 2—3 месяца, тогда как при высокой — только на 15—25 дней. Средняя продолжительность пересыхания каналов, получающих питание из болотных массивов, не подверженных мелиорации, составляет в среднем 30—59 дней.

Следует указать, что изучение закономерностей формирования стока в течение года представляет не только познавательный, но и практический интерес. Неравномерное распределение стока внутри года создает определенные трудности для таких отраслей, как водоснабжение, гидроэнергетика, судоходство, орошение и др.

Бесперебойное водоснабжение, орошение, гарантированная выработка электроэнергии лимитируются во многом стоком межлетних сезонов, что побуждает строить водохранилища, пруды для регулирования стока и более рационального использования естественных водных ресурсов. В районах, где местный сток зарегулирован полностью, для восполнения дефицита производится реконструкция речных систем с переброской стока соседних рек.

Под *внутригодовым распределением стока* обычно понимают распределение стока по сезонам, месяцам, декадам или другим временным интервалам. Различают календарное и некалендарное распределение стока внутри года. Календарное рассматривается в границах декад, месяцев, сезонов. Некалендарное распределение не связывается с хронологическими сроками, а представляется в виде кривых продолжительности суточных расходов. В зависимости от целевого назначения внутригодовое распределение представляется по типовым или расчетным схемам.

3.4.1. Типовое распределение

Под типовым подразумевается наиболее часто повторяющееся, типичное для данной реки (в многолетнем разрезе) или группы рек распределение стока в течение года. Типовые схемы особенно удобны при классификации рек и гидрологическом районировании. Здесь обычно опираются на модели фиктивных и характерных по водности лет (многоводные, маловодные, средневодные или маловодные с лимитирующим сезоном). Схемы фиктивного распре-

деления составляются в результате осреднения месячных расходов воды, а затем выражения их в процентах от годовой суммы или в модульных коэффициентах.

Чтобы добиться устойчивых показателей внутригодичного распределения стока, временные ряды должны иметь продолжительность не менее 50 лет.

Внутригодичное распределение стока, как правило, рассчитывается не по календарным, а по водохозяйственным годам, начиная с многоводного сезона (в пределах ЕТС это весна). Границы сезонов при этом назначаются едиными для всех лет с округлением до полных месяцев.

3.4.2. Расчетное распределение

При решении большинства практических вопросов, связанных с водопотреблением, информации о типовом внутригодичном распределении стока по моделям характерных лет бывает недостаточно. Дело в том, что проектирование объектов водохозяйственного назначения всегда ведется на нормативно заданную обеспеченность, а не просто на многоводный, маловодный или средневодный год. Таким образом, ставится конкретная задача составления схемы внутригодичного распределения стока с заданной вероятностью превышения. При расчетном внутригодичном распределении по вероятности регламентируются сток года, *лимитирующих периодов* и *сезонов*. Из самой формулировки целей расчетного внутригодичного распределения ясно, что основные показатели получают в результате статистической обработки исходных данных. При этом выделяют в самостоятельные этапы: составление схемы межсезонного и внутрисезонного распределения стока заданной вероятности превышения. Решение первой задачи сопряжено с преодолением трудностей методического характера. В своей постановке при составлении схемы расчетного распределения необходимо определить суммы среднемесячного стока за год и сезоны, удовлетворяющие расчетной обеспеченности. Вследствие произвольного сочетания составляющих годового стока отдельных лет сумма слагаемых сезонного стока заданной вероятности превышения не равна тому же вероятностному значению суммарного стока. Другими словами,

$$\left(\sum_{\text{год}} Q\right)_p \neq \left(\sum_{\text{весна}} Q\right)_p + \left(\sum_{\text{лето-осень}} Q\right)_p + \left(\sum_{\text{зима}} Q\right)_p. \quad (3.82)$$

Практическое решение можно найти, если в соответствие исходным требованиям поставить не все сезоны и год в целом, а только лимитирующие периоды и сезон. Например, для большинства потребителей лимитирующими являются межсезонные сезоны. Тогда расчетная вероятность превышения $p\%$ относится

3. Расчеты речного стока

к $\sum_{\text{год}} Q$, а также $\sum_{\text{лето}} Q$ и $\sum_{\text{зима}} Q$. Сток же *нелимитирующего сезона* (в данном случае весны) находится по разности

$$\left(\sum_{\text{весна}} Q\right)_{p_1} = \left(\sum_{\text{год}} Q\right)_p - \left(\sum_{\text{лето-осень}} Q\right)_p - \left(\sum_{\text{зима}} Q\right)_p, \quad (3.83)$$

а по кривой обеспеченности стока за весенний сезон определяется обеспеченность p_1 . Естественно, на весенний сезон придется все

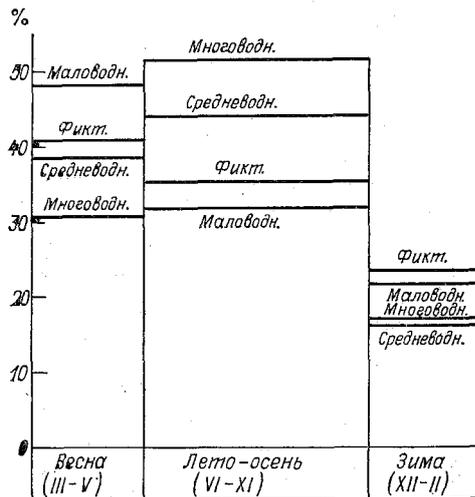


Рис. 3.9. Схема компоновки сезонного стока расчетной вероятности превышения $p\%$.

невязки построенной таким образом расчетной модели. По сравнению с реальным распределением стока внутри той или иной группы водности расчетная модель будет искажать сток *нелимитирующего сезона*. Поэтому В. Г. Андреев предложил *метод компоновки*, по которому невязки распределяются более равномерно внутри года (рис. 3.9). Вначале год разбивается на два периода — весну (*нелимитирующий*) и межень (*лимитирующий*). Сток года и межени определяется, исходя из заданной вероятности превышения $p\%$, а сток за весну получают по разности $\left(\sum_{\text{год}} Q\right)_p$ и $\left(\sum_{\text{меж}} Q\right)_p$ и

по кривой обеспеченности весеннего сезона $\left(\sum_{\text{весна}} Q\right)$ устанавливают его обеспеченность p_1 . Аналогично меженный период разбивается на два сезона: лето—осень (*нелимитирующий*) и зима (*лимитирующий*). Тогда сток *нелимитирующего сезона* $\left(\sum_{\text{лето-осень}} Q\right)_p$ находится

по разности $\left(\sum_{\text{меж}} Q\right)_p$ и $\left(\sum_{\text{зима}} Q\right)_p$, а его расчетная вероятность p_2 — по кривой обеспеченности. Следовательно, по методу компоновки

$$\left(\sum_{\text{год}} Q\right)_p = \left(\sum_{\text{весна}} Q\right)_{p_1} + \left(\sum_{\text{лето-осень}} Q\right)_{p_2} + \left(\sum_{\text{зима}} Q\right)_p. \quad (3.84)$$

Такой прием построения расчетной модели внутригодового распределения стока в основном удовлетворяет требованиям проектирования и не приводит к существенному искажению распределения реальных лет.

Второй неотъемлемой частью расчетной модели внутригодового распределения стока является составление схем его внутрисезонного распределения. На данном этапе применяется модель типового распределения, но имеющая некоторые особенности.

Во-первых, во избежание выравнивания стока типовые схемы внутри отдельных сезонов рассчитываются не для всего периода наблюдений, а по группам водности — многоводной, средневодной и маловодной. Выделение групп водности производится на основе ранжированных в порядке убывания рядов сезонных сумм среднемесячных расходов. Верхняя треть такого ряда представляет многоводные годы, нижняя — маловодные, а оставшиеся годы относятся к средневодным. Во-вторых, так как сток весеннего сезона подвержен резким колебаниям внутри его границ, то внутрисезонное распределение для него представляется не по месяцам, а по декадам.

3.4.3. Кривые продолжительности суточных расходов

Кривая продолжительности стояния суточных расходов есть один из вариантов некалендарного представления внутригодового распределения стока. Чтобы построить такую кривую, необходимо ежедневные расходы за n лет представить в убывающем порядке, найти для каждого члена эмпирическую обеспеченность, а затем построить кривую обеспеченности ежедневных расходов воды. От кривых обеспеченности фазово-однородных стоковых характеристик (максимального дождевого стока, весеннего половодья, минимального или годового стока) кривые продолжительности суточных расходов отличаются тем, что они ограничены нижним и верхним пределами и отражают распределение расходов не в многолетнем разрезе, а внутри года. Практическим назначением кривых продолжительности суточных расходов является экстраполяция исходных рядов. Кривые продолжительности суточных расходов используются для интерполяции между наблюдаемыми значениями стока. Для сокращения затрат времени на статистическую обработку рядов, имеющих продолжительность $365n$ членов, *абсолютную кривую продолжительности* суточных расходов принято строить по характерным ординатам (осредненным за период наблюдений), которые приводятся в справочниках «Ресурсы поверхностных вод СССР». Такая кривая будет называться *средней кривой продолжительности*. Покажем это на следующем примере. Запишем в табличной форме характерные ординаты годового стока для р. Горынь — с. Оженин; $F = 5860$ км², период наблюдений 1945—1975 гг.; $Q_{\text{ср}} = 23,5$ м³/с (табл. 3.4). Во избежание занижения ординат абсолютной кривой в верхней части и завышения в нижней, если строить ее по средним значениям характерных расходов, концевые участки выводятся на наибольший и наименьший за период наблюдений расходы воды:

На рис. 3.10 приводится кривая продолжительности суточных расходов воды, построенная по изложенной методике на основе

3. Расчеты речного стока

табл. 3.4. Ординаты таких кривых обычно выражаются в модульных коэффициентах k_i , а продолжительности стояния суточных расходов — в долях единицы p_i . Площадь под кривой, ограниченная модульным коэффициентом, соответствующим среднему многолетнему значению, т. е. $\bar{k}=1$, называется *коэффициентом естественной зарегулированности стока*

$$\varphi = \int_0^1 p dk. \quad (3.85)$$

Возвращаясь к рис. 3.10, нетрудно видеть, что чем больше площадь под кривой, тем выше степень естественной зарегулированности стока, и наоборот. Реки, зарегулированные крупными озерами, иногда имеют коэффициенты φ порядка 0,6—0,8 и более. Горные реки, водотоки степной зоны характеризуются низкими значениями φ — 0,1—0,2 и менее. Предложены классификации рек по коэффициенту естественной зарегулированности стока.

В заключение отметим, что коэффициент естественной зарегулированности стока φ несет нагрузку, аналогичную коэффициенту вариации годового стока C_v с той лишь разницей, что первый определяет изменчивость в пределах года, а второй — за ряд лет.

Расчет внутригодового распределения стока рек с короткими

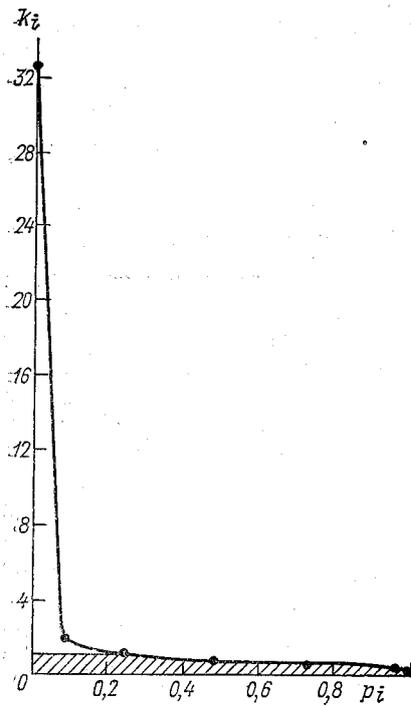


Рис. 3.10. Кривая продолжительности суточных расходов воды р. Горынь — с. Ожени.

Таблица 3.4

Наблюдаемые расходы р. Горынь — с. Ожени (первая строка — m^3/c , вторая строка — k_i)

Наибольший расход за период наблюдений	Характерные расходы, продолжительностью, дней					Наименьший расход за период наблюдений
	30	90	180	270	355	
766	44,8	25,4	16,1	12,8	9,02	3,45
32,6	1,91	1,08	0,69	0,54	0,38	0,15

рядами наблюдений, согласно рекомендациям СНиПа 2.01.14—83, следует производить на основе рек-аналогов. На исследуемую реку переносятся полученные по аналогу: среднее распределение стока по сезонам в долях от годового, соотношения между коэффициентами вариации сезонного и годового стока, распределение стока маловодных сезонов по месяцам для определения группы водности сезона.

При отсутствии надежных аналогов внутригодичное распределение рассчитывается по районным схемам или по региональным зависимостям статистических параметров сезонного стока от определяющих факторов.

3.5. Максимальный сток дождевых паводков и весенних половодий

Среди характеристик гидрологического режима рек максимальному стоку принадлежит особое место вследствие того исключительного значения, которое он имеет при проектировании и эксплуатации гидротехнических сооружений на реках. Недостаточно обоснованные рекомендации по расчету максимального стока могут не только нанести ущерб народному хозяйству в результате разрушения какого-либо из сооружений, возведенных на реке, но и привести к непоправимым катастрофическим последствиям для населенных пунктов и сооружений, находящихся ниже по течению. Все это ставит перед проектировщиками требования высокой ответственности при назначении расчетных максимумов стока. Но, с другой стороны, создание неоправданно большого запаса приводит к завышению сметной стоимости сооружения, что снижает его рентабельность. По-существу, при расчете максимального стока приходится иметь дело с необходимостью решения одновременно двух противоположных условий: безопасности сооружения за период его службы и экономической эффективности. В качестве критерия при определении расчетного максимума стока для каждого вида строительства принимается ежегодная вероятность превышения этой величины, устанавливаемая нормативными документами, утвержденными или согласованными с Госстроем СССР.

На территории нашей страны максимальные расходы на реках наблюдаются как при выпадении дождей, так и в результате таяния сезонных снегов. Нередко на реках формируются максимальные расходы смешанного происхождения, когда на основную волну половодья, например, накладывается дождевой сток. Весеннее половодье охватывает одновременно огромные территории, а дождевые паводки чаще имеют локальный характер. Кроме того, дождевые паводки в течение одного года могут наблюдаться неоднократно.

3. Расчеты речного стока

3.5.1. Факторы весеннего половодья

Формирование максимального стока весеннего половодья происходит под влиянием метеорологических условий и факторов подстилающей поверхности. Первые определяют интенсивность снеготаяния и водоотдачи, испарение, а вторые — потери талых вод на инфильтрацию, поверхностное задержание, а также трансформацию на склонах и в русловой сети.

В зависимости от ведущего фактора снеготаяние может происходить: за счет притока солнечной радиации (соларный тип снеготаяния), адвекции тепла (адвективный тип), в результате выпадения жидких осадков (плювиальный тип), но чаще всего за счет сочетания этих факторов. Интенсивность снеготаяния определяется в конечном счете поступлением и расходом тепла на уровне тающей поверхности снега. С началом снеготаяния происходит аккумуляция воды в снежной толще, что обуславливает запаздывание во времени процессов водоотдачи, инфильтрации, поверхностного задерживания и склонового стока. Под *водоотдачей* снежного покрова понимается процесс поступления на поверхность почвы избыточной гравитационной воды. Особенно велико различие между интенсивностью снеготаяния и водоотдачи в начальной стадии таяния снега. В период водоотдачи соотношение между ними определяется уравнением

$$h_{в} = h_{с} / (1 - \gamma), \quad (3.86)$$

где $h_{в}$ — интенсивность водоотдачи; $h_{с}$ — интенсивность снеготаяния; γ — водоудерживающая способность снега, которая определяется структурой снежного покрова.

Интенсивность снеготаяния непосредственно не измеряется, а определяется косвенными методами: а) по уравнению теплового баланса, б) способом температурных коэффициентов, в) по уравнению водного баланса с использованием снегомерных съемок. Идея расчета $h_{с}$ по уравнениям теплового и водного балансов понятна без особых пояснений. Метод температурных коэффициентов, описывающий адвективный тип снеготаяния, опирается на выражение

$$h_{с} = k_t \sum t_{+}, \quad (3.87)$$

где k_t — температурный коэффициент, который, как видно из (3.87), представляет слой талой воды, приходящийся на 1° положительной температуры.

Для всего периода снеготаяния

$$h_{в} = D + X - E - R_{и} - R_{акк}, \quad (3.88)$$

где D — запас воды в снеге; X — жидкие осадки; E — результирующая испарение минус конденсация; $R_{и}$ — потери стока на инфильтрацию; $R_{акк}$ — слой аккумуляции на поверхности склона.

Расчет h_b — по уравнению (3.88) встречает очень большие трудности, поэтому расходные компоненты часто выражают суммарно через коэффициент потерь $(E + R_n + R_{акк}) / (D + X)$, т. е.

$$h_b = (D + X) \left(1 - \frac{E + R_n + R_{акк}}{D + X} \right). \quad (3.89)$$

Выражение в скобках второго сомножителя представляет собой коэффициент стока α . Тогда

$$h_b = \alpha (D + X). \quad (3.90)$$

Средний многолетний коэффициент стока за период половодья по территории ЕТС закономерно уменьшается с севера на юг от 0,85 до 0,3. Из года в год он подвержен весьма большим колебаниям, что определяется предшествующим увлажнением бассейна, а также течением процесса снеготаяния. Потери на инфильтрацию во многом зависят от типа подстилающей поверхности, глубины промерзания, наличия на поверхности ледяной корки, влажности почвы к началу половодья. Аккумуляция воды на поверхности бассейна определяется микрорельефом склонов и их уклонами.

3.5.2. Факторы дождевого стока

Как и в предыдущем случае, факторы подразделяются на два вида: метеорологические и подстилающей поверхности. Размеры паводков в первую очередь зависят от пространственно-временных характеристик жидких осадков. Осуществляя статистическую обработку дождей, записанных pluviографами, можно следующим образом выразить закономерность между интенсивностью и продолжительностью осадков:

$$\bar{a}_\tau = S / (\tau + 1)^m, \quad (3.91)$$

где \bar{a}_τ — наибольшая средняя за время τ интенсивность осадков; S — предельная единичная интенсивность при $\tau \rightarrow 0$. Показатель степени m зависит от характера выпадающих осадков. По данным З. П. Богомазовой и З. П. Петровой, для горных районов Кавказа и Крыма $m = 0,50 \div 0,55$, для степных районов, где сильные дожди носят ливневой характер, $m = 0,60 \div 0,70$ и более.

В Государственном гидрологическом институте в 60-х годах была произведена статистическая обработка данных об осадках по всей территории СССР, причем ординаты редуцированных районных кривых (3.91) выражены через суточный максимум осадков той же вероятности превышения, что и \bar{a}_τ , т. е.

$$\bar{\psi}(\tau) = \bar{a}_\tau / H_c. \quad (3.92)$$

Отсюда

$$\bar{a}_\tau = \bar{\psi}(\tau) H_c. \quad (3.93)$$

3. Расчеты речного стока

Суточный максимум осадков 1 %-ной вероятности превышения картирован, а ординаты кривой $\bar{\psi}(\tau)$ представлены в виде таблицы по 30 районам территории СССР.

Жидкие осадки отличаются не только временной, но и пространственной неравномерностью. Для них характерно в каждом отдельном случае убывание их слоя от ядра или центра дождя по направлению к периферии. Если произвести анализ изменения интенсивности конкретных дождей с удалением от их центра по площади территории, то можно записать

$$k_F = \bar{H}_F / H_{\text{макс}} = 1 / (1 + bF^{n_0}), \quad (3.94)$$

где k_F — коэффициент редукиции осадков по площади; $H_{\text{макс}}$ — слой осадков в центре ливня; b и n_0 — параметры, зависящие от характера выпадающих осадков; F — площадь, по которой производится осреднение осадков \bar{H}_F .

Значения b и n_0 колеблются в широких пределах. Например, для коротких ливней, выпадающих на территории Украины, $b = 0,0008$, $n_0 = 0,84$, для ливневых дождей продолжительностью до 24 ч $b = 0,0016$, $n_0 = 0,73$.

Всю совокупность факторов подстилающей поверхности можно условно разделить на две группы: факторы склонового и руслового стока. К первым относятся залесенность, заболоченность, карст и другие, способные повлиять на продолжительность и слой притока воды со склонов в русловую сеть. Среди факторов руслового стока следует прежде всего выделить озера, водохранилища и пруды, которые осуществляют трансформацию максимального расхода за счет регулирующей призмы. В районах недостаточного увлажнения водоемы руслового типа могут оказать редуцирующее влияние и на слой стока.

3.5.3. Природа редукиции максимального модуля с ростом площади водосбора

Давно замечено и материалами наблюдений подтверждено, что с увеличением площади водосбора происходит убывание максимальных модулей дождевых паводков и весенних половодий. Рассмотрим гидрографы склонового и руслового стока, которые в большинстве случаев, особенно для событий редкой повторяемости, можно моделировать в виде нелинейных треугольников (рис. 3.11). Формирование склонового гидрографа является первым этапом трансформации дождевых осадков или снеготаяния в русловую сток. Поступая в русловую сеть, склоновые воды претерпевают дополнительную трансформацию под влиянием времени добегания t_p и процессов, связанных с русло-пойменным водообменом и береговым регулированием.

Из геометрической схематизации объем руслового стока W_{Π} равен

$$W_{\Pi} = Q_{\max} T_{\Pi} / k_{\Phi}, \quad (3.95)$$

где Q_{\max} — максимальный расход; T_{Π} — продолжительность половодья или паводка; k_{Φ} — коэффициент, зависящий от формы руслового гидрографа, причем

$$k_{\Phi} = Q_{\max} T_{\Pi} / W_{\Pi} = Q_{\max} / Q_{\text{ср}}, \quad (3.96)$$

где $Q_{\text{ср}} = W_{\Pi} / T_{\Pi}$ — средний за период паводка или половодья расход воды. Таким образом, k_{Φ} представляет собой коэффициент не-

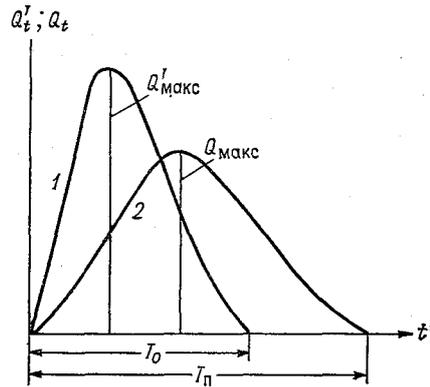


Рис. 3.11. Принципиальная схема трансформации склонового гидрографа в русловой.

1 — склоновый гидрограф, 2 — русловой гидрограф.

равномерности стока, численно равный отношению максимального расхода к среднему (для линейного треугольника $k_{\Phi} = 2$, для нелинейного — $k_{\Phi} > 2$).

Выражение (3.95) относительно максимального расхода Q_{\max} примет вид

$$Q_{\max} = k_{\Phi} W_{\Pi} / T_{\Pi}. \quad (3.97)$$

Домножим числитель и знаменатель (3.97) на величину $T_0 + t_p$, где T_0 — продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть, тогда

$$Q_{\max} = k_{\Phi} \frac{W_{\Pi}}{T_0 + t_p} k_{\Pi}, \quad (3.98)$$

где $k_{\Pi} = (T_0 + t_p) / T_{\Pi}$ — трансформационный коэффициент, связанный, как и k_{Φ} , с процессами русло-пойменного водообмена. Допуская, что потери стока в русловой сети малы и ими (без большой погрешности) можно пренебречь, объем стока W_{Π} выразим через элементы склонового гидрографа (см. рис. 3.11)

$$W_{\Pi} = Q'_{\max} T_0 / k'_{\Phi}, \quad (3.99)$$

где k'_{Φ} — коэффициент неравномерности склонового притока.

3. Расчеты речного стока

Подставим (3.99) в (3.98) и разделим левую и правую части на площадь водосбора F :

$$q_{\text{макс}} = k_{\Phi}/k'_{\Phi} \frac{q'_{\text{макс}}}{1 + t_p/T_0} k_{\Pi}. \quad (3.100)$$

По своей природе коэффициенты k_{Φ}/k'_{Φ} и k_{Π} однотипны, они отражают редуцированную закономерность максимального модуля притока $q'_{\text{макс}}$ под действием русло-пойменного и берегового регулирования, косвенно характеризующихся размерами водосбора. Их зависимость от одного и того же аргумента (русло-пойменного водообмена) позволяет k_{Φ}/k'_{Φ} и k_{Π} объединить в один параметр k_m . Тогда

$$q_{\text{макс}} = q'_{\text{макс}} k_m / (1 + t_p/T_0). \quad (3.101)$$

С увеличением площади водосбора происходит увеличение времени добегания t_p (а следовательно, и отношения t_p/T_0), а также уменьшение коэффициента k_m . Поэтому редуция максимального модуля стока паводков и половодий обуславливается этими процессами, что подтверждается и уравнениями (3.106) — (3.108).

При наличии на водосборе водоемов руслового типа (озер, прудов, водохранилищ) имеет место дополнительное распластывание паводочных вод, связанное с трансформацией стока под воздействием их регулирующей призмы.

На практике получили распространение упрощенные формулы учета влияния проточных водоемов на максимальный расход. Наиболее широкое применение имеет формула, рекомендованная СНиПом 2.01.14—83:

$$\delta_3 = 1 / (1 + C f'_{\text{оз}}), \quad (3.102)$$

где C — коэффициент, принимаемый в зависимости от слоя стока за паводок или половодье; $f'_{\text{оз}}$ — средневзвешенная озерность, в %:

$$f'_{\text{оз}} = \sum_{i=1}^n (100 F_{\text{оз}i} F_i / F), \quad (3.103)$$

где $F_{\text{оз}i}$ — площадь зеркала, км²; F_i — площадь водосбора озера, км².

3.5.4. Расчет максимальных расходов весеннего половодья

При определении расчетных гидрологических характеристик, в том числе и максимальных расходов, проектировщику приходится встречаться с тремя возможными случаями: а) имеются продол-

жительные гидрометрические ряды измерения стока, б) короткие ряды измерений, в) измерения стока отсутствуют.

Если исходные ряды репрезентативны, то максимальные расходы различной вероятности превышения вычисляются непосредственно по имеющимся материалам с применением известных статистических приемов (аналогично расчетам годового стока). Расчетные характеристики при недостаточности данных гидрометрических измерений приводятся к многолетнему периоду по рекам-аналогам с более длительными рядами. В третьем случае максимальные расходы рассчитываются по различным формулам и картам.

Все современные методы, формулы и расчетные схемы можно условно разделить на две группы. К первой относятся те из них, которые построены на основе схематизации склонового и руслового (или только руслового) гидрографов. Вторую группу составляют методы, опирающиеся на упрощенную гидромеханическую теорию формирования максимального стока. И те и другие подходы в одинаковой мере применимы как для весеннего половодья, так и для летних паводков. На практике при расчете максимальных расходов весеннего половодья наибольшее распространение нашли формулы первой группы. Исходным является уравнение (3.97), вытекающее из геометрической схематизации гидрографов стока по нелинейному треугольнику. Сначала приведем его к виду

$$q_{\max} = k_{\Phi} \frac{Y_{\max}}{T_n} = \frac{k_{\Phi}}{T_0} \cdot \frac{Y_{\max}}{(1 + t_p/T_0)} k_{\Pi}, \quad (3.104)$$

где Y_{\max} — слой стока за паводок (половодье).

Далее числитель и знаменатель правой части (3.104) домножим на k'_{Φ} , тогда

$$q_{\max} = \frac{k_{\Phi}}{k'_{\Phi}} \cdot \frac{k'_{\Phi}}{T_0} \cdot \frac{Y_{\max}}{(1 + t_p/T_0)} k_{\Pi}. \quad (3.105)$$

Из (3.105) при определенных допущениях можно получить следующие структурные выражения:

1. Если продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть T_0 по территории изменяется незначительно и ее можно усреднить, то редуцированные коэффициенты k_{Φ}/k'_{Φ} , $1/(1 + t_p/T_0)$, k_{Π} объединятся в один сборный параметр, который в общем виде отображается такой интегральной характеристикой формирования стока, как площадь водосбора, т. е.

$$(k_{\Phi}/k'_{\Phi}) [1/(1 + t_p/T_0)] k_{\Pi} = 1/(F + 1)^n. \quad (3.106)$$

С учетом (3.105)

$$q_{\max} = \frac{k'_{\Phi}}{T_0} \cdot \frac{Y_{\max}}{(F + 1)^n}. \quad (3.107)$$

3. Расчеты речного стока

Из (3.99) отношение k'_ϕ/T_0 представляет собой $Q'_{\max} W_\Pi$ и характеризует степень трансформации склонового гидрографа. Обозначив его через k_0 , (3.107) запишем в виде

$$q_{\max} = k_0 Y_{\max} / (F + 1)^n. \quad (3.108)$$

Параметры формулы (3.108), таким образом, физически достаточно четко определены и могут быть получены непосредственно по материалам гидрометрических измерений. Для этого необходимо левую и правую части (3.108) разделить на y_{\max} , а затем прологарифмировать. При условии, что уравнение (3.108) в полной мере описывает закономерность убывания максимального модуля стока с увеличением водосборной площади, параметры k_0 и n определяются графическим путем на основе линейных связей $\lg(q_{\max}/y_{\max}) = f[\lg(F+1)]$. Причем, n представляет тангенс угла наклона линии связи к оси абсцисс, а k_0 — отрезок, отсекаемый на оси ординат при $F \rightarrow 0$.

Часто, однако, уравнение (3.108) не в полной мере удовлетворяет опытным материалам при одном фиксированном значении n . Отмечается различный характер редукции на малых и больших водосборах. Поэтому, чтобы придать уравнению (3.108) большую универсальность, производится дифференциация степенного показателя, начиная с некоторой величины F_0 . Возможен и другой способ учета замедления редукции отношения q_{\max}/Y_{\max} в области малых площадей, связанный с введением в знаменатель F_0 . Добавочная площадь F_0 подбирается с таким расчетом, чтобы логарифмическая зависимость $\lg(q_{\max}/Y_{\max}) = f[\lg(F+F_0)]$ во всем диапазоне выравнивала эмпирическую редукционную кривую.

2. Если по территории, кроме T_0 , несущественно изменяется и слой стока Y_{\max} , то выражение (3.107) упростится

$$q_{\max} = q'_{\max} / (F + 1)^n, \quad (3.109)$$

где $q'_{\max} = k_0 y_{\max}$ — максимальная ордината склонового гидрографа.

3. При сильно выраженной пространственной изменчивости процессов формирования максимального стока, когда осреднение параметров T_0 и Y_{\max} по территории невозможно, структурное выражение необходимо принять в полной редакции (3.98), т. е.

$$q_{\max} = k_\phi Y_{\max} k_\Pi / (T_0 + t_p). \quad (3.110)$$

СНиП 2.01.14—83 расчет максимальных расходов весеннего половодья рекомендуется производить по формуле, схожей по структуре с уравнением (3.108):

$$Q_p = \frac{K_0 Y_p}{(F + F_0)^n} F \mu \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (3.111)$$

где K_0 — коэффициент дружности половодья, определяется по данным рек-аналогов путем обратных расчетов по формуле (3.111); Y_p — расчетный слой суммарного весеннего стока ежегодной вероятностью превышения p % (устанавливается в зависимости от коэффициента вариации C_v и отношения C_S/C_v этой величины, а также среднего многолетнего слоя стока $Y_{\text{макс}}$, который определяется по рекам-аналогам по карте или находится по интерполяции), мм; μ — коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров слоя стока и максимальных расходов воды (принимаемый в зависимости от расчетной обеспеченности и географического положения объекта); δ_1 , δ_2 и δ_3 — коэффициенты, учитывающие снижение максимальных расходов воды в залесенных, заболоченных и зарегулированных (прудами, водохранилищами, озерами) бассейнах; вычисляются по формулам

$$\delta_1 = \alpha_1 / (1 + f_{\text{л}})^{n_2}, \quad (3.112)$$

где α_1 — параметр, принимаемый по табл. 3.5; $f_{\text{л}}$ — относительная залесенность, %.

Таблица 3.5

Значения параметра α_1 и коэффициента редукции n_2 в формуле (3.112)

Природная зона	Расположение леса на водосборе	Значения параметра α_1 при $f_{\text{л}}$ %			Коэффициент редукции n_2 для почво-грунтов под лесом		
		от 8 до 9	от 10 до 19	от 20 до 30	различного механического состава	супесчаных	суглинистых
Лесная	А	1,0	1,0	1,0	0,22	—	—
	В	0,85	0,80	0,75	0,22	—	—
	С	1,20	1,25	1,30	0,22	—	—
Лесостепная	А, С	1,0	1,0	1,0	0,16	0,20	0,10
	В	1,25	1,30	1,40	0,16	0,20	0,10

Примечания: 1. Расположение леса на водосборе в таблице принимается условно: А — равномерное, В — в верхней части водосбора, С — в нижней и прирусловой части водосбора.

2. В лесной зоне из-за отсутствия сведений о преобладающих почвах (грунтах) значение n_2 принимается равным 0,22 независимо от почв (грунтов) под лесом.

При залесенности менее 3 % или озерности более 20 % коэффициент δ_1 принимается равным единице.

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(1 + 0,1f_6), \quad (3.113)$$

где β — коэффициент, принимаемый по табл. 3.6; f_6 — относительная заболоченность водосбора, %.

При наличии внутриболотных озер, рассредоточенных по бассейну и расположенных вне главного русла и основных притоков

3. Расчеты речного стока

Таблица 3.6

Значения коэффициента β для различных типов болот

Низинные болота и заболоченные леса и луга на водосборах, сложенные супесчаными и легкосуглинистыми почвами (грунтами)	08
Водосборы, включающие болота разных типов	07
Верховые болота на водосборах, сложенные супесчаными и легкосуглинистыми почвами (грунтами)	05
Верховые болота на водосборах, сложенные среднесуглинистыми и глинистыми почвами (грунтами)	03

(Западная Сибирь, Северо-Запад ЕТС), последние следует включать в относительную площадь болот. При заболоченности менее 3 % или при проточной озерности более 20 % коэффициент δ_2 принимается равным единице. Коэффициент озерности δ_3 вычисляется по формуле (3.102), причем коэффициент C принимается в зависимости от среднего многолетнего слоя весеннего стока

$\bar{Y}_{\text{макс}}$ следующим:

$\bar{Y}_{\text{макс}}$ мм	100 и более	от 99 до 50	от 40 до 20	менее 20
C	0,2	0,2—0,3	0,3—0,4	0,4

Средняя взвешенная озерность $f'_{\text{оз}}$ (%) вычисляется по формуле (3.103).

При наличии в бассейне озер, расположенных вне главного русла и основных притоков, значения коэффициента δ_3 следующие:

$f_{\text{оз}}$ %	менее 2	более 2
δ_3	1,0	0,8

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

Показатель степени n и дополнительная площадь водосбора F_0 , учитывающая снижение редукации в области малых рек, представлены в табл. 3.7.

3.5.5. Расчет максимальных расходов дождевых паводков

При расчетах максимальных расходов дождевых паводков неизученных рек в практике нашли применение формулы как первой (основанные на схематизации гидрографов стока), так и второй (выведенные из упрощенной гидромеханической теории формирования паводочного стока) групп.

Таблица 3.7

Значения показателя степени редукции n и F_0 для равнинных рек

Природная зона	n	F_0 км
Зона тундры и лесная зона (европейская территория СССР, Западная и Восточная Сибирь)	0,17	1
Лесостепная зона (европейская территория СССР и Западная Сибирь)	0,25	2
Степная зона, зона засушливых степей и полупустынь (европейская территория СССР, Западная Сибирь, Западный и Центральный Казахстан)	0,35	10

Примечание: Для бассейнов рек Припяти и Западного Буга значения n и F_0 следует принимать равными соответственно 0,20 и 1,0.

Широкое распространение в расчетной практике максимального стока дождевых паводков нашли формулы редукционного типа. На их основе построены рекомендации СНиПа 2.01.14—83

$$Q_p = q_p F = \frac{q_{200}}{(F + F_0)^{n_3}} \lambda_p \delta_2 \delta_3 \delta_4 F, \quad (3.114)$$

где q_{200} — модуль максимального мгновенного расхода воды ежегодной вероятности превышения $p=1\%$ при $\delta_2=\delta_3=\delta_4=1$, приведенный к условной площади водосбора, равной 200 км^2 (определяется q_{200} по интерполяции на основе совокупности данных наблюдений соседних гидрологически изученных рек в исследуемом районе); λ_p — переходный коэффициент от максимальных мгновенных расходов воды ежегодной вероятности превышения $p=1\%$ к максимальным расходам воды другой вероятности превышения (в нормативном документе представлен таблицей в зависимости от площади и средней высоты водосбора); δ_2, δ_3 — коэффициенты, учитывающие снижение максимальных расходов под влиянием заболоченности и водоемов проточного типа. Их расчет производится по формулам (3.102), (3.113) при $C=0,2$ (лесная и лесостепная зоны) и $0,4$ (степная зона) и $\beta=0,5$. Степенной показатель n_3 районирован, а множитель δ_4 , учитывающий изменение параметра q_{200} с высотой водосбора в горных районах, определяется по данным гидрологически изученных рек.

При наличии рек-аналогов расчет Q_p производится по формуле

$$Q_p = (q_{pa} \delta_2 \delta_3 / \delta_{2a} \delta_{3a}) (F_a / F)^{n_3}, \quad (3.115)$$

где δ_2, δ_3 и δ_{2a}, δ_{3a} — соответственно для исследуемой реки и реки-аналога коэффициенты, определяемые по формулам (3.102) и (3.113). Область применения формул (3.114) и (3.115) ограничена требованиями табл. 3.8 и условием

$$k_\phi \leq 1,5 k_{\phi, a}. \quad (3.116)$$

3. Расчеты речного стока

Таблица 3.8

Область применения формул (3.114), (3.115), (3.127)

Природная зона	Расчет производится:	
	по формуле предельной интенсивности стока	по эмпирическим редуцированным формулам
	при площадях водосбора, км ²	
Равнинная территория		
Тундровая и лесная	менее 50	от 50 до 50 000
Лесостепная	„ 100	от 100 до 20 000
Степная	„ 100	от 100 до 5 000
Засушливых степей	„ 100	от 100 до 1 000
Полупустынная	„ 100	—
Горные районы		
(500 < \bar{H}_B < 2000), м		
Кавказ	„ 100	от 100 до 5 000
Карпаты	„ 100	от 100 до 10 000
Крым	„ 200	от 200 до 1 000
Прочие районы	„ 100	от 100 до 10 000

Примечание: при проектировании сооружений на реках с площадями водосборов, превышающими пределы, указанные в таблице, результаты расчетов должны проверяться инженерно-гидрометеорологическими изысканиями.

Коэффициенты формы водосборов исследуемой реки k_{ϕ} и аналога $k_{\phi, a}$ вычисляются по формулам:

$$k_{\phi} = L/F^{0,56}, \quad k_{\phi, a} = L_a/F_a^{0,56}, \quad (3.117)$$

где L и L_a — длины исследуемой реки и аналога от наиболее удаленных точек на водосборах с площадями F и F_a .

Вторую группу, как отмечалось ранее, составляют формулы, опирающиеся на гидромеханические представления о процессах формирования стока. Исходным для них является уравнение неразрывности

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha_2 B_x Q'_t, \quad (3.118)$$

где Q — расход воды; ω — площадь живого сечения; α_2 — коэффициент густоты гидрографической сети; B_x — ширина бассейна по изохронам руслового добегания; Q'_t — приток воды со склонов на единицу длины водотока, выраженный в функции от времени t .

Выполненное А. Н. Бефани интегрирование уравнения (3.118) при заданных начальных ($t=0, \omega=0$, причем площадь живого сечения для каждого паводка выражается относительно горизонтов воды в реке, предшествующих выпадению расчетных осадков) и граничных ($x=0, \omega=0$, где x — текущая координата, отсчитывае-

мая от водораздела в направлении главного водотока речной системы) условиях позволило получить два уравнения, описывающих динамику площади живого сечения ω в зависимости от соотношения между временем руслового добегания t_p и продолжительностью притока T_0 :

а) при $t_p < T_0$

$$\omega_{\max} = k_1 Y_{t_p} B_{\text{ср}}, \quad (3.119)$$

где Y_{t_p} — наибольшее значение слоя стока за время руслового добегания t_p ; $B_{\text{ср}}$ — средняя ширина водосбора; k_1 — гидрографический коэффициент, который является переходным множителем от прямоугольной схематизации русловой системы к реальной:

$$k_1 = \frac{\int_0^{t_p} Q'_t B_x dt}{B_{\text{ср}} \int_0^{t_p} Q'_t dt}; \quad (3.120)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\omega_{\max} = k_2 Y_{\max} B_{\text{ср}}, \quad (3.121)$$

где Y_{\max} — общий слой притока воды со склонов в русловую сеть; k_2 — гидрографический коэффициент, аналогичный по содержанию:

$$k_2 = \frac{\int_0^{T_0} Q'_t B_x dt}{B_{\text{ср}} \int_0^{T_0} Q'_t dt}. \quad (3.122)$$

Принимая во внимание, что $Q_{\max} = \omega_{\max} v_d$, где v_d — скорость движения паводочной волны по русловой системе:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_{\max} = k_1 Y_{t_p} B_{\text{ср}} v_d, \quad (3.123)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_{\max} = k_2 Y_{\max} B_{\text{ср}} v_d. \quad (3.124)$$

Разделив левую и правую части (3.123) и (3.124) на площадь водосбора $F = B_{\text{ср}} L$ и помня, что $t_p = L/v_d$, получим выражение для максимального модуля стока:

а) при $t_p < T_0$

$$q_{\max} = Y_{t_p} k_1 / t_p, \quad (3.125)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_{\max} = Y_{\max} k_2 / t_p. \quad (3.126)$$

Изложенное является одним из вариантов генетической теории стока, разрабатывавшейся с 30-х годов Н. Е. Долговым,

3. Расчеты речного стока

М. М. Протодьяконовым, М. А. Великановым, А. Н. Бефани и другими советскими гидрологами.

На основе этой теории предложены расчетные схемы, получившие название формул предельной интенсивности и широко используемые при расчете максимального стока с малых водосборов. Ниже приводится методика, вошедшая в состав СНиПа 2.01.14—83:

$$Q_p = q_{1\%}'' \Phi H_{1\%} \delta_3 \lambda_p F; \quad (3.127)$$

где $q_{1\%}''$ — максимальный модуль стока ежегодной вероятности превышения $p=1\%$, выраженный в долях от произведения $\Phi H_{1\%}$ при $\delta_3=1,0$, определяемый в зависимости от гидроморфометрической характеристики русла исследуемой реки Φ_p , продолжительности склонового добегаания $t_{ск}$, мин и района (в качестве примера приводится табл. 3.9 для $q_{1\%}''$); $H_{1\%}$ — максимальный суточный

Таблица 3.9

Максимальный модуль стока $q_{1\%}''$ ежегодной вероятности превышения $p=1\%$, выраженный в долях от произведения $\Phi H_{1\%}$ при $\sigma_3=1,0$ для Закарпатской низменности

Продолжительность склонового добегаания $t_{ск}$ мин	Максимальный модуль стока $q_{1\%}''$ при Φ_p равных							
	0	1	5	10	20	30	40	50
10	0,32	0,30	0,28	0,25	0,12	0,078	0,055	0,042
30	0,28	0,26	0,24	0,15	0,088	0,062	0,047	0,037
60	0,14	0,12	0,10	0,093	0,065	0,050	0,039	0,032
100	0,095	0,080	0,066	0,064	0,054	0,043	0,035	0,029
150	0,075	0,065	0,054	0,052	0,044	0,035	0,029	0,024

Продолжительность склонового добегаания $t_{ск}$ мин	Максимальный модуль стока $q_{1\%}''$ при Φ_p равных							
	60	70	80	90	100	150	200	
10	0,033	0,028	0,025	0,022	0,019	0,012	0,0090	
30	0,031	0,026	0,023	0,020	0,018	0,011	0,0080	
60	0,027	0,024	0,021	0,018	0,017	0,011	0,0080	
100	0,025	0,022	0,019	0,017	0,016	0,010	0,0080	
150	0,021	0,019	0,017	0,016	0,014	0,010	0,0080	

Примечание: $\Phi_p = 1000 L / [m_0 I_p^{1/3} F^{1/4} (\Phi H_{1\%})^{1/4}]$, где m_0 —

гидравлический параметр русла, принимаемый для чистых русел 11 м/мин, извилистых, частично заросших и средних рек 9 м/мин, сильно засоренных, периодически пересыхающих водотоков 7 м/мин; I_p — средневзвешенный уклон русла, ‰.

слой осадков вероятностью превышения $p=1\%$, определяемый по ближайшей к бассейну исследуемого водотока метеорологической станции с длительным периодом наблюдений; φ — сборный коэффициент стока. При наличии рек-аналогов

$$\varphi = (q_1 \% \cdot 16,67\bar{\psi}(\tau_6) \delta_3 H_1 \%)(i_B/i_{B,a})^{n_5} [(F_a + 1)/(F + 1)]^{n_6}, \quad (3.128)$$

где $16,67\bar{\psi}(\tau_6)$ — ордината кривой редукции осадков, определяемая в зависимости от района и бассейнового времени добега-ния τ_6 :

$$\tau_6 = 1,2t_p^{1,1} + t_{ск}, \quad (3.129)$$

$i_B, i_{B,a}$ — средние уклоны водосборов исследуемой реки и аналога, ‰; n_5 — принимается по табл. 3.10; n_6 — принимается для лесотундры и лесной зоны равным 0,07, для остальных природных зон — 0,11. Время склонового добега-ния $t_{ск}$ в первом приближении принимается для водотоков, расположенных в лесной и тундровой зонах, заболоченностью менее 20 ‰ — 60 мин, от 20 до 40 ‰ — 100 мин, более 40 ‰ — 150; в лесостепной зоне — 60;

Таблица 3.10

Значения параметров n_5 и φ_0 в формулах (3.128) и (3.130)

Природная зона	Тип почв	Глинистые и тяжело-суглинистые почвы		Средне-суглинистые и суглинистые почвы		Супесчаные, песчаные, меловые, трещиноватые почвы	
		φ_0	n_5	φ_0	n_5	φ_0	n_5
Лесотундра, лесная	Глеево-подзолистые на плотных породах (включая глеево-мерзлотно-таежные), глеево-болотные оглеенные. Тундрово-глеевые, глеево-болотные, подзолистые, серые лесные	0,42	0,50	0,28	0,65	0,23	0,80
		0,56	0,50	0,38	0,65	0,30	0,80
Лесостепная	Подзолистые, серые лесные: черноземы мощные, на плотных породах, светло- и темно-серые оподзоленные Черноземы выщелоченные, типичные обыкновенные, темнокаштановые	0,66	0,60	0,54	0,70	0,27	0,90
		0,59	0,70	0,22	0,85	0,14	1,00
Степная и засушливых степей	Черноземы выщелоченные типичные, южные	0,18	0,80	0,10	0,90	0,05	1,00
	Каштановые сероземы малокарбонатные, карбонатные	0,29	0,90	0,14	0,90	0,12	1,00
	Такыровидные почвы	0,30	1,00	0,20	1,00	—	—

3. Расчеты речного стока

в степной зоне и засушливых степях — 30; в полупустынной зоне — 30, в горных районах — 10 мин. Нормативным документом предусматривается уточнение $t_{\text{ск}}$ в зависимости от гидроморфологической характеристики склонов.

Для равнинных рек при отсутствии аналога коэффициент стока вычисляется по формуле

$$\varphi = [C_2 \varphi_0 / (F + 1)^{n_6}] (i_B / 50)^{n_5}, \quad (3.130)$$

где C_2 — эмпирический коэффициент, принимаемый для лесной и тундровой зон равным 1,2; для остальных природных зон — 1,3; φ_0 — сборный коэффициент стока для водосбора $F = 10 \text{ км}^2$ со средним уклоном $i_B = 50 \text{ ‰}$, принимается по табл. 3.10. При $i_B > 150 \text{ ‰}$ значение φ определяется по формуле (3.130) как при $i_B = 150 \text{ ‰}$, и принимается постоянным независимо от величины i_B .

3.6. Минимальный сток

Минимальный сток наблюдается на реках, когда поверхностный сток резко или полностью прекращается, а основным источником питания являются грунтовые воды. Периоды низкого стока на реках СССР связаны с зимней или летне-осенней меженью. Исключения составляют реки Западного Закавказья, Крыма, Карпат и некоторых других районов, где в зимний сезон межень может отсутствовать, а также реки Дальнего Востока, на которых межень период часто отмечается весной.

В целом минимальный сток подчинен географической зональности. Так, в летне-осенний период 30-дневный модуль стока 80 %-ной обеспеченности закономерно уменьшается с 6 л/(с·км²) на Северо-Западе ЕТС и 15—20 л/(с·км²) на Северном Урале до 0,5 л/(с·км²) и менее — на юге и юго-востоке. Гораздо меньше зимний минимальный сток. Он составляет 2—4 л/(с·км²) на севере и 0—0,25 л/(с·км²) на юге и юго-востоке ЕТС, возрастая до 10—15 л/(с·км²) на Черноморском побережье. Отклонения на отдельных водосборах расчетных значений минимального стока от зональных связаны главным образом с неполнотой дренирования грунтовых вод (малые реки), гидрогеологическими особенностями территории, зарегулированностью стока крупными водоемами (озерами и водохранилищами) проточного типа. Поэтому географическая зональность в распределении минимального стока характерна лишь для водосборов определенных размеров в каждой природной зоне СССР.

В летний период вследствие истощения основных водоносных горизонтов и длительного отсутствия стокоформирующих осадков возможно эпизодическое или ежегодное пересыхание рек. Прекращение стока наблюдается и в зимний период, когда низкие

температуры воздуха в течение продолжительного периода приводят к промерзанию почвогрунтов на большую глубину, что в свою очередь вызывает резкое сокращение притока подземных вод и их быстрое истощение. Периоды пересыхания и перемерзания рек определяются географическим положением, высотой местности и размерами речного водосбора, а также гидрогеологическими условиями.

Основными расчетными характеристиками минимального стока, применяемыми на практике, являются средний месячный, или 30-дневный, и средний суточный расходы воды зимней и летней межени. Если меженные периоды короткие, т. е. нарушаются дождями, то календарный месяц с наименьшим расходом может включать, кроме подземных, и паводковые воды. Поэтому вместо среднемесячного расхода воды в этом случае используется средний за 30 некалендарных суток расход с наименьшим стоком в данном сезоне.

Расчетная ежегодная вероятность превышения минимального 30-дневного (или среднемесячного) расхода воды принимается при проектировании орошения — 85 %, гидростанций — 90 %, для хозяйственно-питьевых расходов в зоне избыточного увлажнения — 95 %, а в зоне недостаточного увлажнения — 97 %. Опорной в соответствии с рекомендациями СНиП 2.01.14—83 принята обеспеченность $p = 80$ %. Следовательно,

$$Q_p = \lambda'_p Q_{80\%}, \quad (3.131)$$

где λ'_p — переходный коэффициент от 30-дневных (средних месячных) расходов воды 80 %-ной ежегодной вероятности превышения к минимальным расходам воды других вероятностей.

Вычисление $Q_{80\%}$ при наличии длительных рядов наблюдений производится известными вероятностно-статистическими методами с применением аналитических функций распределения. При сравнительно коротких рядах или отсутствии наблюдений за стоком $Q_{80\%}$ для больших и средних рек следует определять по рекам-аналогам или интерполяцией (отдельно за летне-осенний и зимний периоды).

Для малых рек с площадью водосбора менее 2000 км² нормативным документом рекомендуется $Q_{80\%}$ определять по формуле, разработанной А. М. Владимировым [15]:

$$Q_{80\%} = a_0 (F \pm F'_0)^{m_3}, \quad (3.132)$$

где F'_0 — средняя по району площадь с отсутствием стока (минус в скобках) или средняя площадь подземного бассейна, обеспечивающего дополнительное питание рек данного района (плюс в скобках) вследствие особых гидрогеологических условий (карст, выходы глубоких напорных вод и др.) или регулирующего влияния озер (при озерности водосбора до 5 %); a_0 и m_3 — параметры, характеризующие увлажненность данного района и интенсивность

3. Расчеты речного стока

изменения стока с ростом площади водосбора. Числовые значения a_0 , m_3 и F_0 приведены в специальных таблицах [41].

Для районов Средней Азии, Казахстана, Урало-Эмбинского, а также бассейна р. Егорлыка применение региональной формулы допускается для летне-осеннего периода на реках с площадями менее 10 000 км² и зимнего — менее 5000 км².

Продолжительность периодов эпизодического пересыхания и промерзания рек определяется по региональным зависимостям от минимального 30-дневного (среднемесячного) расхода воды. Для оценки возможности отсутствия стока в течении 30 суток может быть использована формула (3.132). С этой целью проводится расчет $Q_{80\%}$ для ряда значений площадей, и ту из них, при которой расход воды, вычисленный по формуле (3.132), будет не выше 0,001 м³/с, принимают в качестве площади пересыхания или промерзания.

Если возникает необходимость расчета минимального среднего суточного расхода воды $p\%$ -ной обеспеченности, то его определяют по связи с 30-дневными расходами

$$Q_{p,c} = k_c Q_p = k_c \lambda'_p Q_{80\%}, \quad (3.133)$$

где $Q_{p,c}$ — минимальный среднесуточный расход воды обеспеченностью $p\%$; Q_p — минимальный 30-дневный (месячный) расход той же обеспеченности; $Q_{80\%}$ — минимальный 30-дневный (суточный) расход опорной обеспеченностью $p=80\%$; λ'_p — переходный коэффициент от $Q_{80\%}$ к Q_p ; k_c — переходный коэффициент от 30-дневного минимума к суточному, определяется как тангенс угла наклона линии связи $Q_c = f(Q_{мес})$, проходящий через начало координат.

4. ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА

4.1. Общие понятия, происхождение и строение котловин

Озером называется заполненная водой котловина или впадина земной поверхности, не имеющая непосредственного соединения с морем (океаном) и отличающаяся замедленным водообменом. Искусственно созданное озеро называется *водохранилищем*. Водохранилища небольших размеров, а также мелководные естественные озера, покрытые водной растительностью, называют *прудами*.

Озерные котловины формируются при любых рельефообразующих процессах литосферы. Формирование котловин водохранилищ связано с подпором, создаваемым плотинами. По Б. Б. Богословскому, размеры и форма котловин определяются их происхождением.

Тектонические — располагаются в прогибах земной поверхности, обычно глубокие, большие по площади и вытянутые в длину. К ним относятся крупнейшие озера Каспийское, Аральское, Ладожское, Онежское, Байкал, Иссык-Куль, Севан, Виктория, Танганьика, Эри, Онтарио, Мичиган и др.

Вулканические — возникли в кратерах потухших вулканов; имеют округлые очертания и воронкообразную форму, встречаются на Камчатке, в Закавказье, Исландии, Италии, Японии и др.

Ледниковые — связаны с деятельностью современных или древних ледников и бывают эрозионными или аккумулятивными. К первым относятся озера, возникшие в выпаванных ледниками котловинах на крупных кристаллических массивах Кольского полуострова, Карелии, Скандинавии, Альп, Кавказа и др. Вторые располагаются среди моренных отложений областей древнего оледенения (Северо-Запад ЕТС, Прибалтика, Канада), встречаются и в предгорьях.

Водноэрозионные и водноаккумулятивные — связаны с деятельностью речных или морских вод. К ним относятся старицы, плесы пересыхающих рек, озера речных дельт, озера морских побережий: лагуны, отчлененные от моря наносами заливы, лиманы — устьевые участки рек, отделенные от моря косами или барами.

Провальные — образуются вследствие выщелачивания горных пород водами и таяния погребенного льда. Это озера карстовые, просадочные (суффозионные) и термокарстовые. Карстовые распространены в местах залегания известняков, доломитов, гипсов, которые легко растворяются водой. Котловины, образующиеся при этом, невелики, округлой формы, подчас глубокие. Они встречаются на Урале, Кавказе, в Крыму и других районах. Просадочные, или суффозионные, котловины возникают вследствие

4. Озера и водохранилища

длительного выноса подземными водами тонких глинистых частиц или вымывания водой некоторых солей, что приводит к образованию пустот, оседанию слоев грунта. Типичны для степных и лесостепных районов с недостаточным увлажнением.

В районах многолетнемерзлых пород распространены термокарстовые котловины, образующиеся в результате таяния линз льда и связанного с этим оседания грунта; форма их прежде всего овальная, глубины небольшие. Широко распространены в тундре, Сибири, Забайкалье.

Золыные — образуются в углублениях, появившихся в результате выдувания ветром мелких частиц грунта в условиях сухого климата, распространены между дюнами и барханами Арало-Каспийской низменности.

Завальные — возникают в горных системах при перегораживании речных долин обвалами или оползнями, например Сарезское озеро на Памире, Рица на Кавказе.

Органогенные — вторичные озера, возникающие на болотах; имеют значительную площадь и глубину.

К *антропогенным* относятся водохранилища, пруды, а также озера, возникшие на месте копей, карьеров и т. п.

Многие котловины, сформированные под действием одного фактора, могут видоизменяться под действием других. Так, например, тектонические котловины Ладожского, Онежского и других озер Балтийского кристаллического щита позже подвергались воздействию материкового оледенения.

По строению котловин выделяются водохранилища *речного* и *озерного* типов. Первые делятся на два подтипа: долинные — при затоплении долин до коренных берегов или террас и русловые — при затоплении русел и части пойм. Вторые занимают подпруженные озера, озеровидные расширения речных долин или участки нескольких рек с водоразделами. Крупные равнинные водохранилища (Рыбинское, Куйбышевское, Волгоградское на р. Волге, Вольта в Африке и др.) отличаются значительными площадями и ширинами при небольших средних глубинах (не более 10—20 м). Водоохранилища предгорий (Братское, Усть-Илимское, Красноярское, Кариба и Насер в Африке и др.) имеют значительные (до 100 м) глубины при малой ширине, на ряде участков — крутые берега.

При создании водохранилищ обоих типов происходит значительное затопление народнохозяйственных объектов (сельскохозяйственных угодий, населенных пунктов, дорог и т. п.). Для водохранилищ горных районов (Поуэл и Мид в США, Гордон в Канаде, Саянское в СССР и др.) характерны большие глубины (100—200 м), относительно малая ширина и площадь зеркала при значительном объеме.

Часть озерной котловины, заполненная водой до высоты максимального уровня, называется *озерным ложем*, или *озерной ча-*

шей. В озерном ложе различают береговую и глубинную области. В береговой области преобладают процессы разрушения горных пород под влиянием волнового приоя, а в глубинной происходит отложение продуктов разрушения.

Береговая область состоит из трех зон: берега, побережья и береговой отмели (рис. 4.1).

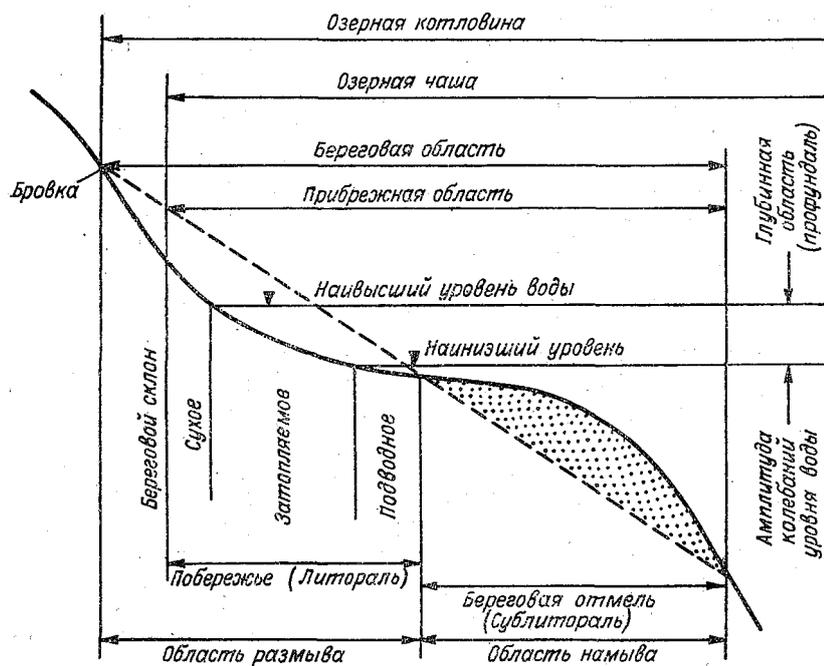


Рис. 4.1. Расчленение береговой области озерного ложа.

Берег — часть суши, окаймляющая озеро в виде склонов различной крутизны. Основание берега располагается на верхней границе волнового приоя; постепенно разрушаясь, берег отступает от уреза в глубь суши. Заканчивается берег бровкой, т. е. линией сопряжения склонов с прилегающей местностью.

Побережье — зона приоя. Часть этой зоны, примыкающая к берегу только при сильном волнении, называется сухим побережьем. Часть, затопляемая периодически при подъеме уровня воды, называется затопляемой, а часть побережья, находящаяся под водой постоянно, называется подводной.

Береговая отмель — имеет вид подводной террасы, опускающейся в сторону озера крутым склоном (отсыпь). Отмель возникает как в результате размыва (абразин) коренных пород, так и за счет намыва (аккумуляции) рыхлого материала, приносимого волнами.

4. Озера и водохранилища

Побережье и береговую отмель объединяют в одну зону, называемую *прибрежной*, или *литоралью*.

Глубинная область, или *профундаль*, занимает наиболее глубокую часть дна, не доступную волнению. Переходную часть между литоралью и профундалью называют *сублиторалью*.

Границы между отдельными частями озерной котловины не всегда отчетливо выражены. Происходящие химические и биологические процессы, волнения, твердый сток, вносимый реками в озеро, постепенно изменяют первоначальный рельеф дна и склонов котловины, а также очертание ее в плане.

Таким образом, с течением времени первоначальный рельеф озерной котловины сглаживается, озеро мелеет, затем зарастает и «умирает». Все озера в геологическом смысле являются временными образованиями и рано или поздно исчезают.

В развитии озера различают следующие стадии:

1) юности — первоначальный рельеф котловины остается неизменным;

2) зрелости — вокруг озера появляется береговая отмель, а в устьях рек формируются дельты, но отдельные неровности дна котловины сохраняются, развивается водная растительность;

3) старости — озеро окружено склонами дельт и осыпями береговых отмелей, аллювиальные отложения распространяются повсеместно, уменьшается глубина;

4) угасания и отмирания — когда озеро мелеет настолько, что центральная донная равнина располагается почти вровень с береговыми отмелями и непосредственно переходит в них. Водная растительность переходит из подводной в надводную (болотную), и озеро превращается в болото.

Озера, расположенные в условиях влажного климата и имеющие значительную водную массу, заиливаются и зарастают медленно, особенно если их котловина сложена трудноразрушаемыми породами. Маловодные озера в засушливых зонах, имеющие неустойчивые берега, быстро мелеют и отмирают. Так, подсчитано, что Телецкое озеро заполнится отложениями через 36 000 лет, Женевское — через 30 000 лет, а озеро Балатон (Венгрия) — через 8000 лет.

4.2. Морфометрические характеристики водоемов

Водоемы отличаются друг от друга по размерам и форме, количественное выражение которых носит название морфометрических характеристик.

Морфометрические характеристики определяются по плану или карте водоема в изобатах и относятся к определенному уровню воды. При сложном строении котловины характеристики

определяются как для всего водоема, так и для отдельных его частей.

Площадь водной поверхности (зеркала) F_0 (км²) — различают площадь без островов и площадь водоема с островами; определяется планиметрированием.

Длина водоема L (км) — кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными друг от друга точками береговой линии, измеренное по поверхности водоема.

Ширина водоема B (км): средняя $B_{\text{ср}}$ — частное от деления площади зеркала водоема F_0 на его длину L ; максимальная $B_{\text{макс}}$ — наибольшее расстояние между берегами, перпендикулярное к длине.

Длина береговой линии l_0 (км) определяется по урезу воды (нулевой изобате).

Извилистость (изрезанность, развитие) береговой линии $K_{\text{н}}$ — отношение длины береговой линии к длине окружности круга, имеющего площадь, равную площади водоема:

$$K_{\text{н}} = l_0 / (2 \sqrt{F_0 \pi}). \quad (4.1)$$

Объем водной массы V_0 (км³ или млн. м³) определяется аналитическим способом. Вначале определяют объемы слоев воды водоема, ограниченные плоскостями изобат V_i , принимаемые за правильные геометрические фигуры (усеченные конусы, призмы), а затем путем суммирования их вычисляется объем всего водоема: $V_0 = \sum V_i$. При расчете объемов слоев используют формулы: усеченного конуса

$$V_i = 1/3 h (f_1 + f_2 + \sqrt{f_1 f_2}), \quad (4.2)$$

призмы

$$V_i = 1/2 h (f_1 + f_2), \quad (4.3)$$

где h — сечение изобат; f_1 и f_2 — площади, ограниченные изобатами.

Объем и площадь водной поверхности водоема изменяются с глубиной. Зависимость между глубинами, площадями и объемами можно выразить графически (рис. 4.2). По вертикальной оси откладываются глубины водоема, а по горизонтальной — соответствующие им площади зеркала и объемы, вычисленные по формулам (4.2), (4.3). Эти кривые дают возможность определить площадь зеркала и объем воды в озере при любом его наполнении.

Глубина: максимальная $H_{\text{макс}}$ (м) находится из данных промеров глубин, средняя $H_{\text{ср}}$ — отношение объема воды к площади зеркала водоема.

Средний уклон дна определяется по формуле

$$\text{tg } \alpha = h \sum l f, \quad (4.4)$$

где α — средний угол наклона дна; $\sum l$ — сумма длин изобат.

4. Озера и водохранилища

Общий объем вод озер земного шара достигает 176 тыс. км³, 52 % которых составляют пресные воды и 48 % минерализованные. Объем озер почти в 90 раз превышает суммарный объем воды в руслах рек и в 4 раза средний годовой сток всех рек Мира. В табл. 4.1 приведены основные морфометрические характеристики крупнейших озер земного шара.

Таблица 4.1

Крупнейшие озера земного шара

Озеро	Страна	Площадь, тыс. км ²		Объем, км ³	Наибольшая глубина, м
		водосбора	зеркала		
Европа					
Каспийское	СССР	3100	374	78 200	1025
Ладожское	СССР	258	17,7	908	230
Онежское	СССР	51,5	9,95	295	127
Венерн	Швеция	46,8	5,55	180	100
Азия					
Аральское	СССР	1830	64,1	1 020	68
Байкал	СССР	540	31,5	23 000	1741
Балхаш	СССР	395	18,2	112	26
Тонлесап	Кампучия	—	10,0	40	12
Африка					
Виктория	Танзания, Кения, Уганда	190	69,0	2 700	92
Танганьика	Танзания, Заир, Замбия	237	32,9	18 900	1435
Ньяса	Танзания, Мозамбик, Малави	94,1	30,9	7 725	706
Чад	Чад, Нигер, Нигерия	1200	16,6	44,0	12
Рудольф	Кения	153	8,66	—	73
Северная Америка					
Верхнее Гурон	Канада, США	128	82,7	11 600	406
Мичиган	Канада, США	—	59,8	3 580	229
Б. Медвежье	США	249	58,1	4 680	281
Б. Невольничье	Канада	—	30,2	1 010	137
Эри	Канада	1000	27,2	1 070	156
	Канада, США	58,8	25,7	545	64
Южная Америка					
Маракайбо	Венесуэла	49,7	13,3	—	35
Титикака	Перу, Боливия	35,8	8,11	710	230
Австралия					
Эйр		1144	15	—	20
Амадиес		—	8	—	—

В СССР находится свыше 2,85 млн. озер общей площадью около 520 тыс. км², что составляет 2,2 % территории СССР (без Каспийского и Аральского морей). Наибольшее количество озер (более 100 на 1000 км²) — в тундре Кольского полуострова, Севера ЕТС и в дельтах некоторых рек Сибири (Лены, Яны). Меньше озер на равнинах Средней Азии (от 0,9 до 6 на 1000 км²). Средняя по районам озерность колеблется от 12,6 % в Карелии и на Северо-Западе ЕТС до 0,5 % и меньше на равнинах в Средней Азии, Приморье и в бассейне Верхней Лены.

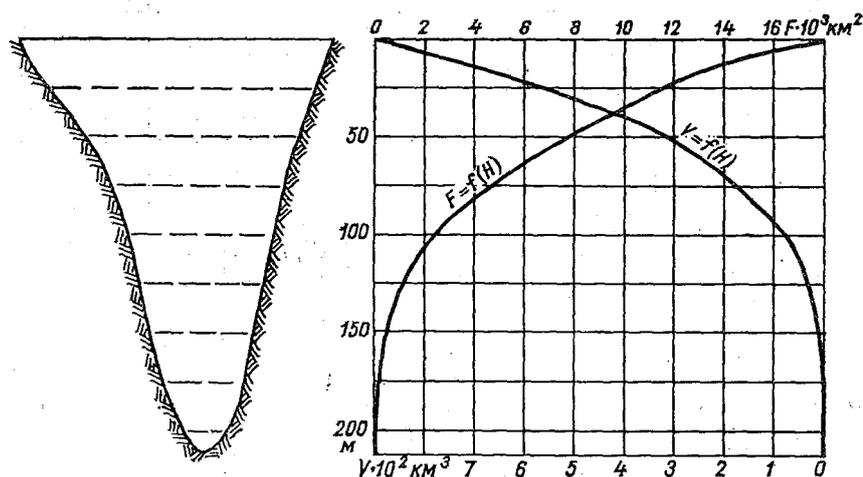


Рис. 4.2. Кривые площадей и объемов озера.

По размерам некоторые крупные водохранилища не уступают большим озерам (табл. 4.2). На земном шаре насчитывается более 13 тыс. водохранилищ, объем каждого из которых более 1 млн. м³. Их суммарная площадь около 400 тыс. км², т. е. почти равна общей площади Каспийского и Аральского морей, или 20 % всех естественных озер, полный объем около 5,5 тыс. км³, полезный — около 3 тыс. км³. Последний в полтора раза больше объема воды в руслах рек Мира.

4.3. Водный баланс и уровенный режим водоемов

4.3.1. Уравнение водного баланса

Уравнение водного баланса можно записать в следующем общем виде:

$$\sum П - \sum Р = \sum А + Н, \quad (4.5)$$

где $\sum П$ — сумма приходных компонентов; $\sum Р$ — сумма расходных компонентов; $\sum А$ — сумма аккумуляционных компонентов; $Н$ — невязка баланса.

4. Озера и водохранилища

лета за счет притока речных вод, а минимум наступает в конце зимы—весны.

Озера, расположенные в умеренных широтах, имеют в течение года два максимума уровня — весной и осенью, и два минимума — зимой и летом. Весенний максимум формируется снеготаянием, осенний — дождевыми осадками. Зимний минимум наступает пе-

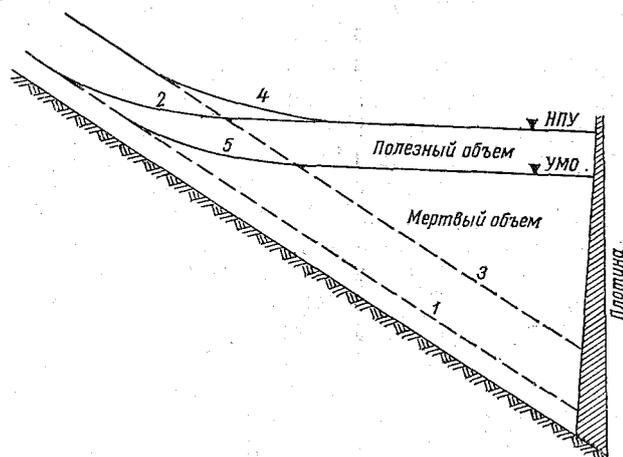


Рис. 4.3. Характерные уровни водохранилища.

1 — меженьный уровень реки в естественных условиях, 2 — то же после подпора, 3 — максимальный уровень реки в естественных условиях, 4 — то же после подпора, 5 — уровень при сработанном полезном объеме.

ред вскрытием в связи с уменьшением питания, летний обусловлен интенсивным испарением.

В степной и полупустынных зонах максимальные уровни наступают весной от снеготаяния, затем происходит быстрый их спад в связи с увеличением расхода воды на испарение. К середине лета наблюдается пересыхание озер. Такой режим уровней характерен для озер Северного Казахстана и Прикаспийской низменности.

Кроме годовых колебаний уровня, на озерах отмечаются внутривековые колебания с циклом 20—50 лет. Последние обусловлены циклическими колебаниями общей увлажненности территории.

В отличие от озер, гидрологический режим водохранилищ имеет специфические особенности.

При проектировании водохранилищ для каждого из них устанавливаются уровни, соответствующие определенным фазам гидрологического режима — проектные уровни (нормальный подпорный, сработки, мертвого объема) (рис. 4.3).

Нормальный подпорный уровень (НПУ) достигается к концу наполнения в средний по водности год, может поддерживаться плотиной длительное время.

Форсированный подпорный уровень (ФПУ) превышает НПУ обычно не более чем на 0,5—1 м и может поддерживаться в течение короткого времени при высоких половодьях и паводках.

К *уровням сработки* относятся: а) уровень ежегодной (диспетчерской) сработки, который достигается при нормальной эксплуатации; б) проектный уровень наибольшей сработки, который достигается только в маловодные годы; в) уровень мертвого объема (УМО), сработка ниже которого ведет к нарушению нормальной работы ГЭС.

Полный объем водохранилища делится на несколько объемов (емкостей), ограничиваемых проектными уровнями. *Объем форсирования* располагается между ФПУ и НПУ. Для регулирования стока используется *полезный объем*, лежащий между НПУ и УМО. *Мертвый объем*, расположенный ниже УМО, не используется для регулирования стока, но необходим для поддержания минимального напора на ГЭС, судоходных глубин, обеспечения водозаборных сооружений, соблюдения санитарных норм.

Для внутригодового хода уровней водохранилищ сезонного и многолетнего регулирования характерен резкий подъем в период наполнения и спад в течение остальной части года. В некоторых водохранилищах каскадов, использующих для работы ГЭС транзитную воду вышележащих водохранилищ, летом сработка не происходит и уровни испытывают незначительные колебания. Годовые колебания уровней значительно выше, чем в озерах, и достигают на равнинных водохранилищах 5—7 м, а на горных даже 50—80 м. При суточном регулировании стока колебания уровней в нижних бьефах значительно превышают бытовые. В водохранилищах, образованных подпором озер плотинами в истоках рек, амплитуды внутригодовых колебаний уровней больше, чем в озерах до зарегулирования (во многих озерных водохранилищах Карелии в 3—4 раза).

4.4. Динамика водоемов

К динамическим явлениям относятся временные и постоянные движения водных масс в виде волн и течений.

Волнение. Воздействуя на водную поверхность, ветер выводит воду из состояния равновесия, а сила тяжести заставляет ее возвращаться в исходное положение. Так возникают волны, называемые *гравитационными*. Размер их зависит от скорости и продолжительности действия ветра, длины разгона (пути, на протяжении которого воздействует ветер на водную поверхность) и глубины водоема на пути разгона волны. Сечение нескольких последовательных волн вертикальной плоскостью в главном

4. Озера и водохранилища

направлении их движения представляет *волновой профиль*, на котором прослеживаются основные элементы волны (рис. 4.4).

Средняя волновая линия (статический горизонт) — уровень воды части акватории, соответствующий состоянию покоя (отсутствие волнения).

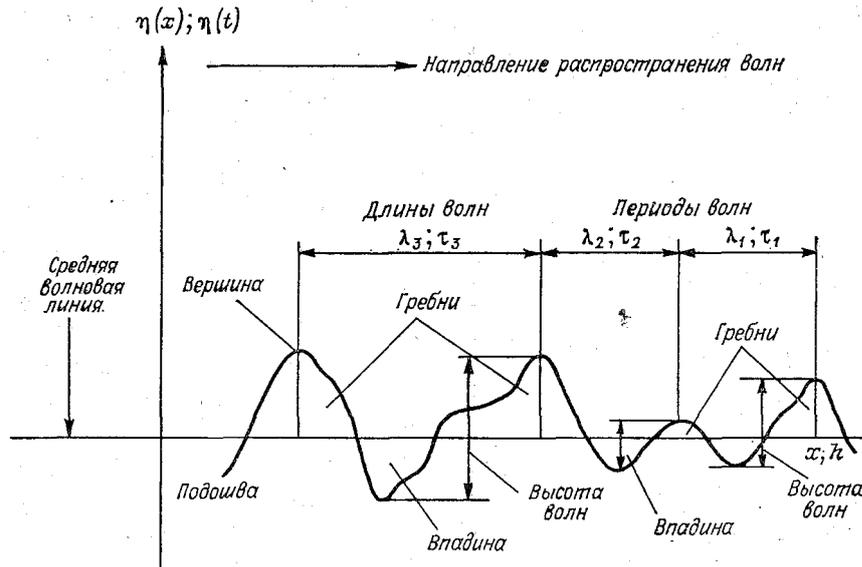


Рис. 4.4. Элементы волны: t — время; x — расстояние; $\eta(t)$ — ординаты волновых колебаний; $\eta(x)$ — сечение взволнованной поверхности в фиксированный момент времени в главном направлении распространения волн; $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ — длины волн; τ_1, τ_2, τ_3 — периоды волн.

Гребень — часть волны, располагающаяся выше средней волновой линии, *вершина волны* — самая высокая точка гребня.

Впадина (ложбина) — часть волны, располагающаяся между двумя соседними гребнями ниже средней волновой линии, *подошва* волны — самая низкая точка впадины.

Высота волны h_B — превышение вершины волны над подошвой.

Длина волны λ_B — расстояние между соседними вершинами или подошвами, находящимися в одной фазе колебания.

Кругизна волны ϵ_B — отношение высоты волны к длине.

Период волны τ_B — время, за которое волна проходит расстояние, равное ее длине.

Скорость движения волны v_B — расстояние, которое проходит любая точка волны за одну секунду.

Возраст волны B_B — отношение скорости волны к скорости ветра.

Между тремя основными элементами волны (скоростью, периодом и длиной) существует соотношение

$$\lambda_B = T_B v_B. \quad (4.8)$$

Кроме этого, определяются: *направление распространения волнения* — румб, от которого идет видимое перемещение гребней волн, и *фронт волны* — плановое положение линии гребня волны, примерно перпендикулярное направлению распространения волнения.

Ветровые волны характеризуются наветренным склоном (обращенным навстречу действующему ветру) и противоположным ему подветренным склоном.

Максимальная высота волны бывает различной. Для озер Байкал и Телецкого она составляет 4 м и более, Ладожского — 5—8 м, Онежского — 2,5—3,0 м, для озера Мичиган (США) — 6—9 м.

В зависимости от соотношения между глубиной водоема и длиной волны различают волны глубокой воды и мелководья.

Волнами *глубокой воды* условно называют волны, длина которых меньше удвоенной глубины на данном участке акватории.

Волны, длина которых больше и равна удвоенной глубине, называют волнами *мелководья*.

Приближаясь к берегу, волны постепенно разрушаются, образуя *прибой*. Разбивающиеся прибойные волны имеют большую разрушительную силу и вызывают значительные деформации водоемов. Если волны разрушаются в отдалении от берега, то это явление называется *забурливанием*. Оно сопровождается частичным опрокидыванием гребня и образованием пены.

Для вычисления размеров элементов волн на водоемах разработаны расчетные методы. Госстроем СССР рекомендуется (СНиП 11—57—82) производить расчет элементов ветровых волн по специально построенным номограммам.

Течения. Течениями в водоемах называются поступательные горизонтальные перемещения масс воды под действием различных гидрометеорологических факторов: ветра, притока с водосбора и стока из водоема, неоднородности плотности воды, изменения атмосферного давления и др. В зависимости от факторов, вызывающих течения, различают следующие их виды: ветровые, стоковые, плотностные (конвекционные), сейшевые.

Ветровые течения вызываются касательным напряжением ветра. Под непосредственным его воздействием на акваторию в поверхностном слое воды возникает *дрейфовое течение*, направленное по ветру. Скорость течения может достигать 50 см/с. Одновременно с дрейфовым течением в глубинных слоях водоема развивается *градиентное течение*. Оно возникает вследствие перекаса водной поверхности (сгонно-нагонная денивеляция) и является компенсационным, возмещающим убыль воды у подветренного берега. Скорость такого течения не превышает 10—20 см/с, а направление обратно дрейфовому течению.

4. Озера и водохранилища

После прекращения ветра в поверхностном слое воды развивается вторичное ветровое течение, которое является тоже компенсационным и имеет скорость до 30—40 см/с. Вызывается оно сгонно-нагонными явлениями, еще сохраняющимися после прекращения ветра.

Совместно действующие дрейфовые и ветровые градиентные течения носят название *смешанных*.

Стоковые течения обусловлены притоком и оттоком речных вод. Впадающие в водоем реки создают в устье повышение уровня; в месте, где река вытекает из водоема, наблюдается понижение уровня. При этом создается уклон водной поверхности, который и приводит к образованию течения. Скорость, ширина и глубина распространения этого течения зависят от соотношения объема и плотности воды в водоеме, количества воды, приносимого впадающей рекой и уносимого вытекающей.

Плотностные (конвекционные) течения наиболее развиты в крупных водоемах, где ярко выражена неоднородность распределения температуры и связанной с ней плотности воды. Такого рода течения проявляются в периоды нагревания и охлаждения водоемов, когда различия температуры центральных и прибрежных районов достигают максимума. Плотностной циркуляцией может быть охвачен слой воды до глубины 50—150 м (Ладожское озеро, Байкал). Скорости в поверхностных слоях составляют 25—50 см/с.

Под влиянием различных сил в водоемах возникают перекосы водной поверхности (денивеляции). После прекращения денивеляции вся водная масса, стремясь возвратиться в состояние равновесия, приходит в колебательное движение. Эти колебания (стоячие волны), постепенно затухающие под воздействием трения, называются *сейшми*. Основные причины возникновения сейш — изменения атмосферного давления и ветер, вызывающий сгонно-нагонный перекося уровня.

При сейшах в водоеме всегда существует одна или несколько линий (точек), в которых уровень неизменен. Это — узлы (узловые линии), в зависимости от числа которых сейши бывают одноузловыми, двухузловыми и т. д. По обе стороны от узловой линии амплитуды колебаний уровня возрастают и достигают максимума в точках (на линиях) пучностей.

Скорость сейшевых течений можно ориентировочно определить по формуле

$$v_c = h_c \sqrt{g/H_0}, \quad (4.9)$$

где h_c — высота сейши; H_0 — глубина водоема; g — ускорение свободного падения.

Сейши воздействуют на элементы гидрологического режима — вызывают колебания температуры, содержания кислорода, взвесей

на различных глубинах, перемещения значительных по объему водных масс, водообмен между открытыми и прибрежными районами.

4.5. Термический режим водоемов

Непрерывно совершающийся теплообмен между водной массой водоема, его ложем и атмосферой обуславливает температурный режим. Теплообмен активнее всего проявляется в поверхностных слоях водоема. Более глубокие слои нагреваются путем перемешивания, а также непосредственного проникновения солнечной энергии на глубину. Это проникновение зависит от прозрачности воды и уже для глубины 5 м составляет всего 0—5 % падающей лучистой энергии.

В зимнее время процессы теплообмена с окружающей средой существенно меняются. Наличие льда и снега практически прекращает лучистый теплообмен, процессы перемешивания водных масс и течения затухают.

Процессы, обуславливающие нагревание водоема и его охлаждение, взаимосвязаны и протекают одновременно. В некоторых случаях один процесс усиливает или ослабляет другой. Например, нагревание поверхности водоема увеличивает испарение, которое в свою очередь способствует охлаждению этой поверхности.

От соотношения прихода и расхода тепла в водоеме зависит его тепловой баланс, который может быть выражен уравнением вида:

$$R \pm LE \pm P + Q_{\text{пр}} - Q_{\text{ст}} \pm Q_{\text{л}} \pm \Delta Q_{\text{в}} \pm \Delta Q_{\text{г}} = 0, \quad (4.10)$$

где R — радиационный баланс; LE — потери тепла на испарение или приход его при конденсации водяных паров на поверхность водоема (L — удельная теплота испарения; E — испарение); P — потери или приход тепла за счет турбулентного теплообмена поверхности воды с атмосферой; $Q_{\text{пр}}$, $Q_{\text{ст}}$ — тепло, приносимое притоком речных вод в водоем и теряемое со стоком из водоема; $Q_{\text{л}}$ — тепло, затрачиваемое на таяние льда или выделяемое при льдообразовании; $\Delta Q_{\text{в}}$ и $\Delta Q_{\text{г}}$ — изменение количества тепла (теплозапаса) за расчетный период в водной массе и донных отложениях.

Тепловой баланс может быть рассчитан в джоулях (Дж) или по отношению к акватории водоема в джоулях на квадратный сантиметр (Дж/см²), что позволяет сравнить тепловой режим различных водоемов.

Радиационный баланс водоемов рассчитывается по формуле

$$R = Q_{\text{п}} - Q_{\text{эф}}, \quad (4.11)$$

где $Q_{\text{п}}$ — поглощенная радиация; $Q_{\text{эф}}$ — эффективное излучение.

Потери тепла на испарение определяются по формуле

$$LE = E(595 - 0,565t_{\text{п}}), \quad (4.12)$$

4. Озера и водохранилища

где t_n — температура поверхности воды; значение E определяется по формуле

$$E = 0,14n(e_0 - e_2)(1 + 0,72u_2), \quad (4.13)$$

где n — число дней в месяце; e_0 — максимальная упругость водяных паров, определяемая по средней температуре воды водоема; e_2 , u_2 — абсолютная влажность и скорость ветра на высоте 2 м над водной поверхностью. Значения e_0 и u_2 принимаются по данным островных, плавучих метеостанций или метеостанций, расположенных на открытых мысах.

Изменение количества тепла в процессе турбулентного теплообмена с атмосферой рассчитывается по формуле

$$P = 5,07n(t_n - t_2)(1 + 0,72u_2), \quad (4.14)$$

где t_2 — температура воздуха на высоте 2 м над водной поверхностью.

Изменения количества тепла, связанные с притоком в водоем или стоком из него, определяются по формуле

$$Q_{\text{пр, ст}} = 100Wt_{\text{р}}c/F_0, \quad (4.15)$$

где W — объем притока (стока) воды за месяц, км³; t — средняя месячная температура воды притока или стока, °С; F_0 — средняя за расчетный период площадь зеркала водоема, км²; ρ — плотность воды; c — теплоемкость воды.

Теплопоток от дна определяется по уравнению:

$$Q_{\text{тд}} = -\lambda_{\text{д}} dt/dh, \quad (4.16)$$

где $\lambda_{\text{д}}$ — коэффициент теплопроводности грунта дна; dt/dh — вертикальный градиент температуры в грунте.

Потери тепла на таяние льда и выделение тепла при льдообразовании связаны с плотностью льда $\rho_{\text{л}}$, его толщиной $h_{\text{л}}$ и удельной теплотой плавления $L_{\text{пл}}$ зависимостью

$$Q_{\text{л}} = \rho_{\text{л}}h_{\text{л}}L_{\text{пл}}. \quad (4.17)$$

Запас тепла водной массы определяется по формуле

$$Q_{\text{в}} = V_0t_{\text{ср}}, \quad (4.18)$$

где V_0 — объем воды водоема, определяемый по объемной кривой; $t_{\text{ср}}$ — средняя температура водоема.

Вследствие более высокой температуры воды мелких водоемов потери их на испарение больше, чем крупных (Кубенское в среднем за май—октябрь 94,2 кДж/см², Онежское — 62,8 кДж/см²). Значения P в годовом тепловом балансе большинства водоемов не превышают 10 % (Онежское, Кубенское озера, Рыбинское водохранилище и др.).

Тепловой приток и сток для крупных глубоких озер составляет 2—3 % от $Q_{\text{п}}$. Для мелких водоемов со значительным внешним водообменом значения $Q_{\text{пр}}$, $Q_{\text{ст}}$ и P соизмеримы и должны учиты-

ваться в расчетах теплового баланса. Например, для Кубенского озера $Q_{пр}$ за май—октябрь составляет 14 % R , а $Q_{ст}$ —24 % R при $P = 10$ % R ; в Новосибирском водохранилище разность $Q_{пр} - Q_{ст}$ в 1963—1965 гг. достигала в мае 60—98 % R .

Наиболее интенсивны потери тепла в водоемах перед замерзанием их и замедляются после установления ледостава. В мелководных водоемах в период ледостава возможно повышение температуры, объясняемое теплоотдачей льда.

Наибольшие изменения температуры наблюдаются на поверхности водоема, т. е. на границе, где активно происходит теплообмен между водой и воздухом.

Нагревание и охлаждение глубинных слоев воды происходит под влиянием динамического и конвективного перемешивания, волнения и течений.

Конвективное перемешивание, т. е. вертикальное перемещение частиц воды, имеющих различную плотность, возможно при определенном сочетании температуры в поверхностных и глубинных слоях водоема. Это происходит в том случае, когда температура верхних слоев воды ниже или выше температуры 4 °С (температура наибольшей плотности). Нагревание или охлаждение верхних слоев воды увеличивает их плотность, приводит к опусканию на глубину и замещению их более легкими глубинными слоями воды. Конвективное перемешивание прекращается после того, как вся вода в водоеме будет иметь однородную температуру, равную температуре придонного слоя воды, а для неглубоких водоемов 4 °С. Такое состояние в водоеме называется *гомотермией* и возникает весной и осенью.

После наступления весенней гомотермии при нагревании водоема его верхние слои становятся более теплыми и легкими, а в нижерасположенных слоях вода остается холоднее и плотнее. Такое убывание температуры с глубиной называется *прямой термической стратификацией* (слоистостью) (рис. 4.5). Прямая стратификация устойчива при нагревании водоема.

В осенний период при охлаждении водоема поверхностные слои становятся плотнее нижележащих, развивается перемешивание водных масс, разрушающее прямую стратификацию. Этот процесс длится до наступления осенней гомотермии. В период дальнейшего охлаждения водоема верхние его слои приобретают температуру ниже 4 °С и становятся легче нижележащих более теплых и плотных слоев. Такое увеличение температуры с глубиной называется *обратной термической стратификацией*. Обратная стратификация усиливается при дальнейшем охлаждении водоема и нарушается весной, когда под влиянием нагревания увеличивается плотность верхних слоев воды и начинается перемешивание водных масс.

На мелководных водоемах, открытых действию ветра, происходит перемешивание водных масс, выравнивание их температуры, вследствие чего явление гомотермии может наблюдаться и в течение лета.

4. Озера и водохранилища

Ниже слоя с выравненной температурой располагается так называемый *слой скачка* (см. рис. 4.5), или *металимниона*, который

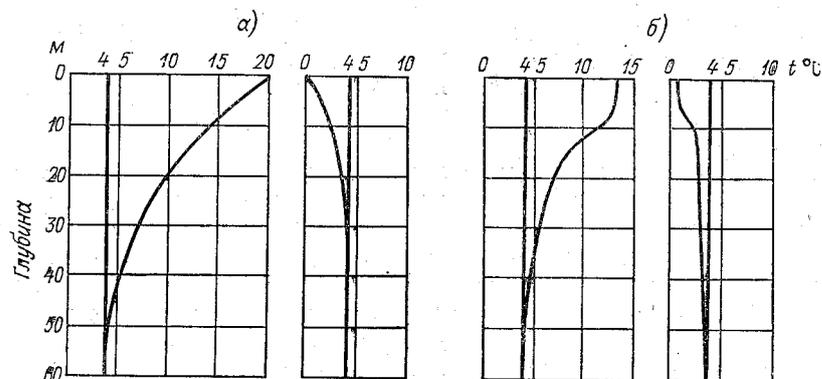


Рис. 4.5. Распределение температуры воды по глубине озера.

а — прямая и обратная стратификация, б — слой скачка.

характеризуется резким убыванием температуры с глубиной. Слой воды, расположенный выше металимниона, называется *эпилимнионом*, а ниже него — *гиполимнионом* (рис. 4.6).

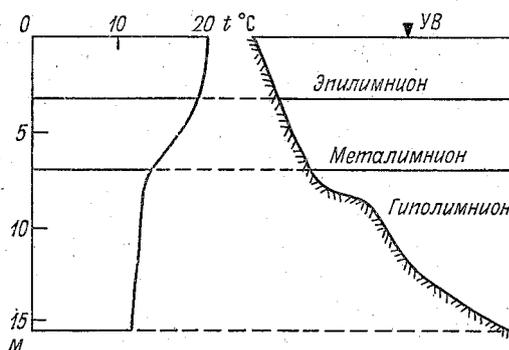


Рис. 4.6. Вертикальные термические зоны в озере.

Слой температурного скачка при нагревании исчезает осенью. Глубина, на которой располагается скачок, бывает различной для разных водоемов и в разное время года. Чаще всего он наблюдается на глубине от 4 до 10 м от поверхности, а мощность его составляет 2—5 м. В слое скачка происходит падение температуры

воды порядка 1,5—2,0 °С на 1 м глубины, а иногда даже до 20 °С и др.);

На термический режим водоемов существенное влияние оказывает размер акватории, расчленение береговой линии, наличие бухт, заливов, островов и др.

На крупных глубоководных водоемах умеренной зоны, имеющих обширные мелководья у берегов, весной и осенью образуется зона раздела водных масс с различными температурами, называемая *термическим баром*. Последний формируется в виде сравнительно узкой полосы воды с температурой, близкой к 4 °С по всей ее толще. Термический бар разделяет водоем на две области: теплоактивную, примыкающую к побережью, и теплоинертную, расположенную в открытой части водоема. Теплоактивная область, имея малые глубины, быстрее нагревается и быстрее остывает, чем теплоинертная. Различно нагретые воды обеих областей (с температурами выше и ниже 4 °С), соприкасаясь, смешиваются и образуют термический бар. Температура водных масс, которые он разделяет, может отличаться на несколько градусов. По мере нагревания водоема термический бар перемещается в направлении глубин; он может сохраняться от 10 до 30 суток и исчезает при установлении гомотермии.

Естественный температурный режим водоемов нарушается от поступления подогретых сбросных вод тепловых электростанций или промышленных стоков.

Озера, расположенные в различных климатических условиях, имеют определенный термический режим и подразделяются на следующие типы:

1) термические озера (теплые) — температура воды их всегда выше 4 °С, характеризуются наличием прямой стратификации (Женевское, озера Африки и Южной Америки, оз. Иссык-Куль);

2) озера средних широт (смешанные), имеющие переменную стратификацию в течение года (Байкал, Ладожское, Онежское и др.);

3) полярные озера (холодные), характеризующиеся наличием только обратной стратификации (озера Сибири, Канады, высокогорных широт).

4.6. Ледовый режим водоемов

При установлении обратной стратификации общая теплоотдача поверхности водоемов увеличивается, водоем вступает в фазу зимнего режима и в нем начинается процесс ледообразования. Период времени, в течение которого на водоеме наблюдаются ледовые явления, может быть разделен на три характерные части: замерзание, ледостав и вскрытие.

Для замерзания водоема необходимо наличие переохлажденной воды и находящихся в ней ядер кристаллизации (кристаллы

4. Озера и водохранилища

льда и снега), а также непрерывный отток удельной теплоты кристаллизации.

На небольших и неглубоких водоемах при отсутствии ветра и отрицательной температуре даже незначительное переохлаждение в поверхностном слое воды создает условия для образования мелких игольчатых кристаллов льда, которые скапливаясь образуют сало. При дальнейшем охлаждении сало смерзается и превращается в ледяную корку, утолщение которой идет снизу, и образуется прозрачный *кристаллический лед* («ясинец», «голубой лед»).

На больших водоемах в морозную и ветреную погоду происходит перемешивание большой толщи воды, которая переохлаждается. Наличие ядер кристаллизации способствует образованию мелких пластинчатых кристаллов или смерзшихся в губчатую непрозрачную массу скоплений *внутриводного льда*, находящегося во взвешенном состоянии (глубинный лед), а также и на дне (донный лед). Смерзаясь кристаллы внутриводного льда всплывают и образуют на поверхности водоема *шугу*. Если шуга перемещается под действием стокового течения, то образуется шугоход.

Дальнейшее охлаждение водоема способствует образованию в его открытой части сала, смерзшегося в отдельные диски диаметром до 3 м, называемые *блинчатым льдом*. Блинчатый лед смерзается, утолщается и образует ледяные поля, перегоняемые ветром в направлении берега, где они смерзаются с береговым льдом. Таким образом возникает сплошной лед, обычно с неровной, торосистой поверхностью, разрастание которого идет от центра водоема к периферии. Помехой для окончательного установления ледостава является ветер, который может взламывать ледяной покров и, нагромождая льдины, создавать торосы. Для окончательного установления ледостава необходима морозная почти штилевая погода в течение нескольких дней.

На средних и больших мелководных водоемах между появлением первых ледяных образований и ледоставом проходит от 3 до 20 дней, а на крупных этот период длительнее. Например, для Онежского озера он составляет около 15—40 дней, а для Байкала — порядка 40 дней. На некоторых озерах сплошной ледостав наблюдается не ежегодно (Севан, Ладожское, Телецкое), а Иссык-Куль не замерзает вовсе. Мелкие озера Карелии и Кольского полуострова промерзают до дна.

После установления ледостава дальнейшее нарастание льда на водоемах зависит от потоков тепла, уходящего вверх сквозь лед в атмосферу и приходящего снизу из водной толщи. Если поток тепла из воды к подледной поверхности оказывается меньше потока тепла, уходящего сквозь лед в атмосферу, происходит нарастание льда. Наиболее интенсивно лед нарастает в первые две-три декады после установления ледостава (до 5—7 см в сутки). В это время лед и снег на льду имеют незначительную толщину и могут

пропускать тепловой поток, значительно превышающий приток тепла из водной толщи к нижней поверхности льда. В последующее время нарастание льда в связи с его утолщением и ростом слоя снежного покрова на льду постепенно замедляется и прекращается совсем после установления равновесия между теплопропускной способностью снежно-ледяного покрова и притоком тепла из толщи воды. Чем выше теплоотдача дна водоема, тем тоньше лед. В местах выхода теплой воды теплоотдача дна настолько возрастает, что может превысить теплоток сквозь лед в атмосферу, и тут возникает полынья.

В течение зимы лед подвергается деформациям, проявляющимся в образовании трещин. Трещины (термические) возникают при резких суточных изменениях температуры поверхностных слоев льда, если на нем отсутствует снег, а также под действием ветра (динамические).

Озерный лед имеет слоистое строение. На поверхности воды лежит водный кристаллический наиболее прозрачный лед, на котором при выходе воды по трещинам из пропитанного водой снега образуется мутно-белый малой прозрачности *водно-снеговой лед* (наслуд). При подтаивании и последующем смерзании лежащего на льду снега возникает *снеговой лед*.

Толщина льда в водоемах зависит от гидрометеорологических условий зимы, размеров водоема, характера береговой линии. Водоемы, расположенные в условиях мягкого климата, имеют толщину льда несколько сантиметров, а в районах с суровыми зимами — 150—200 см, а иногда и более.

Вскрытие и освобождение водоемов от льда происходит под влиянием тепловых и механических факторов (ветер, подъем уровня). На малых, защищенных от ветра водоемах лед тает на месте без нарушения сплошности. Это происходит на 8—15 дней позже вскрытия рек данного района.

Процесс вскрытия больших водоемов, подверженных действию ветра, протекает интенсивнее. Вначале происходит таяние снега и льда у берегов, т. е. образуются полосы открытой воды у берегов — *закраины*. Весенний подъем уровня способствует отходу льда от берегов, возникает подвижка льда. Последняя сопровождается появлением *разводьев* — пространств открытой воды. Ветер и волнение способствуют разрушению ледяного покрова, который распадается на отдельные ледяные поля. Под воздействием ветра образуется ледоход, ледяной покров разбивается на льдины, которые могут выбрасываться на берега и отмели, создавая нагромождения льда, иногда до 5—10 м высотой. Обычно основная масса льда тает в водоеме и незначительное количество его выносятся реками, если водоем имеет сток.

Водоемы, расположенные в средних широтах, очищаются от льда в конце апреля, в мае; на малых водоемах этот процесс происходит быстрее, а на больших плавающий лед встречается и в июне (оз. Байкал).

4. Озера и водохранилища

4.7. Гидрохимические, оптические и биологические особенности водоемов

Гидрохимические особенности. Минерализация и химический состав вод озеровидных водоемов формируется и изменяется в результате воздействия природных и антропогенных факторов. Роль последних все возрастает по мере развития техники и хозяйственного освоения территорий. Благодаря замедленному водообмену на фоне географической зональности в химическом составе вод сказывается влияние местных аazonальных факторов (геологического строения, рельефа, морфологии котловин), приводящее к неоднородности вод внутри каждого района и в каждом водоеме. Так, минерализация воды крупных озер лесной зоны не превышает нескольких десятков миллиграмм на литр (Онежское — 30, Телецкое — около 70 мг/л). В соляных озерах аридных районов она превышает 200—300 г/кг (Эльтон — 256 г/кг).

Ионный состав вод меняется от гидрокарбонатно-кальциевого в зоне тундры и лесов до сульфатно-натриевого и хлоридно-натриевого в полупустынях и пустынях.

Растворенные в воде озер вещества делятся на несколько основных групп.

Первую группу составляют основные ионы (анионы HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , катионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), которые содержатся в сравнительно больших количествах и определяют минерализацию и ионный состав вод.

Вторая группа — биогенные элементы (азот, фосфор, кремний, железо), находящиеся в воде в различных формах и имеющие особо важное значение для развития жизни в водоемах.

Третья группа — растворенные газы: кислород (O_2), двуокись углерода (CO_2), азот (N), сероводород (H_2S), метан (NH_4), водород (H), из которых наибольшее значение имеют O_2 и CO_2 .

Четвертая группа — органические вещества, как поступающие с водосбора (аллохтонные), так и образующиеся в водоеме (автохтонные).

По минерализации озера делятся на пресные (до 1‰), солоноватые (1,0—24,7‰), соляные или минеральные (24,7—47‰) и рассолы (более 47‰). Минерализация вод и общее содержание солей в водоеме определяется его солевым балансом

$$S_k = S_n + S_{\text{пр}} + S_{\text{гр}} + S_a - S_{\text{ст}} - S_{\text{ф}} - S_{\text{в}} - S_{\text{ос}}, \quad (4.19)$$

где S_n и S_k — количество солей в водоеме в начале и конце расчетного периода; приход солей за расчетный период: $S_{\text{пр}}$ — с поверхностным притоком, $S_{\text{гр}}$ — с подземным притоком, S_a — с атмосферными осадками и ветром; расход солей за расчетный период: $S_{\text{ст}}$, $S_{\text{ф}}$ — с поверхностным и подземным стоком из водоема, $S_{\text{в}}$ — с ветровым выносом, $S_{\text{ос}}$ — осаждающихся на дно.

Солевой баланс тесно связан с водным балансом. В солевом балансе пресных озер основную роль играют поступления солей с притоком и вынос их со стоком. Так, в Ладожском озере $S_{пр}$ составляет 96 % прихода солей, а $S_{ст}$ — почти 100 % расхода.

В приходной части солевого баланса минеральных озер основную роль играют подземные воды, в расходной — главные компоненты: садка солей в самом водоеме и прибрежных заливах («сорах»). В частности, в оз. Балхаш до создания Копчагайского водохранилища $S_{пр}$ давал 71 %, $S_{гр}$ — 24 % прихода, садка карбонатов в озере — 55 % потерь, в сорах — 36 %.

Минерализация воды озер увлажненной зоны находится в обратной зависимости от водообмена, так как при малом водообмене в озере задерживаются воды половодий, снижающие среднюю минерализацию его вод. С изменением минерализации вод происходит изменение их солевого состава — *метаморфизация*. Метаморфизация связана с садкой солей по мере концентрации раствора в последовательности, определяющейся как растворимостью, так и рядом других факторов, связанных физико-химическим равновесием.

Колебания минерализации в крупных озерах с малым водообменом не велики; в мелких проточных водоемах — значительны. Например, в центральной части Ладожского озера сумма ионов колеблется от 50 до 60 мг/л, в оз. Неро с водообменом 4 раза в год — от 470—590 зимой до 170—230 мг/л весной.

Распределение O_2 и CO_2 по вертикали связано с термической или солевой стратификацией, развитием жизни, содержанием органического вещества, прозрачностью воды. В глубоких водоемах со слабым развитием жизни и невысоким содержанием органического вещества, прозрачной, относительно холодной водой, кислорода достаточно, насыщение его даже у дна не бывает меньше 70 %. Распределение кислорода по вертикали зависит от температуры воды. В сильно прогреваемых летом водоемах с интенсивным развитием жизни и высоким содержанием органического вещества наибольшее количество кислорода содержится в эпилимнионе, где он продуцируется фитопланктоном и поступает из воздуха. Содержание кислорода резко убывает в слое температурного скачка, и в гиполимнионе ощущается его дефицит. Содержание двуокиси углерода возрастает ко дну, где она образуется при биохимических процессах. Внутригодовые колебания O_2 и CO_2 в таких озерах значительны. Зимой количество O_2 резко убывает, особенно у дна, часто до дна, содержание CO_2 возрастает.

Минерализация и состав воды водохранилищ могут сильно изменяться по акватории и объему в связи с различиями состава притоков и сбросами сточных вод промышленных предприятий, населенных пунктов и с удобряемых полей. В первые годы после заполнения водохранилищ, особенно в лесной зоне, в них поступает большое количество органического вещества. В этот период весьма интенсивно происходит разложение затопленной растительности и органического вещества почв, на которое тратится большое

4. Озера и водохранилища

количество кислорода, в связи с чем возникает его недостаток и нередко заморы рыб (Иваньковское, Камское, Новосибирское и др.). В водохранилищах южных районов дефицит кислорода связан с разложением массы сине-зеленых водорослей (Цимлянское, Каховское и др.). Летом фотосинтез в верхних слоях обогащает воду кислородом, вплоть до пересыщения (200—250 % насыщения при штилях), при малой концентрации (10—15 % насыщения) — у дна.

Оптические особенности зависят от количества и состава взвесей, растворенных веществ, развития планктона, поэтому являются репрезентативными показателями водных масс различного происхождения. От этих свойств зависит глубина проникновения солнечной радиации и характер ее распределения в водной толще.

Световой режим определяет глубину зоны фотосинтеза и в совокупности с температурой воды регулирует интенсивность биологических процессов в ней, являясь, таким образом, одной из важных экологических характеристик водной среды. Основными оптическими характеристиками водоемов являются прозрачность и цвет.

Прозрачность воды определяется инструментально с помощью белого диска и измеряется глубиной в метрах, на которой диск перестает быть видимым наблюдателю. Прозрачность меняется по сезонам в зависимости от питания водоема, наличия взвесей, органических веществ и глубины.

Глубокие озера обладают большой прозрачностью, например для оз. Байкал она составляет 40 м, Телецкого — 22 м, Севан — 21 м, Иссык-Куль — 20 м. В мелких водоемах прозрачность уменьшается за счет взмучивания воды при волнении. Некоторые водоемы характеризуются прозрачностью порядка 0,3—0,5 м.

Цвет воды определяется с помощью специальной шкалы цветности (в градусах). Водоемы с чистой водой имеют синий цвет (так как синие лучи больше всего рассеиваются), к ним относятся горные озера Иссык-Куль, Кара-Куль, Севан, Байкал и др.

Зеленоватый оттенок вода приобретает от растворенной извести; желто-зеленый цвет имеют большие озера со значительным количеством органических веществ; бурый и коричневый цвета имеет вода в северных озерах, насыщенных гуминовыми соединениями.

Так же как и прозрачность, цвет водоема меняется в течение года; он неодинаков в его различных частях. Например, Телецкое озеро в открытой части зеленого цвета, а у берегов — желто-зеленого. Диатомовые водоросли придают воде желтоватый цвет, а некоторые бактерии — красный и малиновый.

Для водохранилищ характерны значительные изменения прозрачности и цветности по акватории и колебания по сезонам. В водохранилищах долинного типа обычно отмечается увеличение прозрачности и ослабление окрашенности от верховий к плотине. При цветности более 20 градусов вода не пригодна для питья без предварительной очистки.

Биологические особенности водоемов. Все водные объекты земного шара, за исключением горячих источников, соляных и вулканических озер, населены водными организмами, или *гидробионтами*. Видовой состав и количество гидробионтов тесно связаны с физико-химическими особенностями вод и изменяются в зависимости от воздействия зональных и аazonальных факторов. С другой стороны, гидробионты приспосабливаются к окружающей среде, в процессе своей жизнедеятельности влияют на качество вод и некоторые элементы гидрологического режима. Эти взаимоотношения организмов и среды обитания изучает экология.

В каждом водоеме существуют участки с однородными условиями жизни гидробионтов, называемые *биотопами*. Наиболее крупными биотопами являются прибрежная мелководная область (литораль) и водная толща открытой части (пелагиаль), внутри которых выделяются биотопы второго порядка, например дно открытых каменистых побережий и др. Каждый биотоп населяет определенная группа организмов (растений и животных), наиболее приспособленных к нему — *биоценоз*. Каждый биоценоз взаимодействует со своим биотопом и в результате образуется устойчивая система — *экосистема*, или *биогеоценоз*, включающая как неорганическую часть (участок водной массы или дна с их режимом), так и населяющие их организмы. Например, экосистемой является водоем в целом со всем его растительным и животным миром. Можно в качестве экосистемы рассматривать и отдельный район водоема: литораль, тот или иной плес и т. п.

Формирование биогеоценозов происходит под воздействием нескольких групп факторов: абиотических — элементов неживой природы (гидрологических, геологических, климатических), биотических (водных организмов) и антропогенных (деятельности человека).

Гидробионты по-разному адаптируются к среде: одни из них переносят значительные амплитуды колебания взаимодействующих факторов, другие могут существовать только при малых диапазонах их изменений. Амплитуда колебаний факторов, при которой могут существовать особи того или иного вида, называется экологической валентностью вида. Гидробионты с широкой экологической валентностью (переносящие значительные колебания фактора) называются эврибионтными, с узкой экологической валентностью — стенобионтными.

Экологическая валентность оценивается не только по отношению к комплексу факторов, но и к каждому из них в отдельности — температуре (стенотермные и эвритермные), солености (стеногалинные и эвригалинные). Стенобионтные организмы могут существовать либо при высоких, либо при низких значениях фактора; например, при высокой температуре — термофильные, при низкой — криофильные.

Некоторые гидробионты не переносят высоких значений того или иного фактора, например солености — галофобные, низкой температуры — крифобные.

4. Озера и водохранилища

По месту обитания среди гидробионтов выделяются следующие группы:

1) *планктон* — микроскопические растительные (фитопланктон) и животные (зоопланктон) организмы (водоросли, простейшие ракообразные), которые, находясь во взвешенном состоянии, пассивно перемещаются в водоеме вместе с водой;

2) *нектон* — организмы, самостоятельно передвигающиеся в воде: рыбы и ракообразные, питающиеся планктоном;

3) *бентос* — организмы, живущие на дне водоема: черви, моллюски, прибрежные растения.

Основными количественными показателями интенсивности биологических процессов в водоемах является биомасса и продукция. *Биомассой* называется общее количество органического вещества, заключенного в живых организмах в данный момент времени. Она определяется в весовых единицах на единицу площади зеркала, или дна, или на единицу объема воды (г/м^2 , кг/га , г/м^3). Увеличение биомассы обусловлено ростом и размножением организмов, уменьшение — гибелью, выходом за пределы водоемов или изъятием для хозяйственных нужд.

Водоемы обладают *биологической продуктивностью* — свойством воспроизводить органическое вещество в виде живых организмов. Количественно продуктивность характеризуется продукцией — приращением биомассы за тот или иной промежуток времени. Биопродуктивность водоемов изменяется с изменением гидрологического режима и в первую очередь стока и водообмена под влиянием природных и антропогенных факторов.

Условия питания гидробионтов положены в основу биологической классификации, соответственно которой водоемы делятся на три типа:

1) *олиготрофные* (малопитательные), в которых содержится мало питательных веществ, поэтому воды их бедны фитопланктоном. Отложения на дне водоема не содержат органических веществ и не требуют кислорода для окисления, вследствие чего кислород равномерно насыщает всю толщу воды в водоеме. Вода имеет большую прозрачность, синий и зеленый цвет. Это большей частью озера, расположенные среди кристаллических горных пород (Байкал, Телецкое, Иссык-Куль, озера Кавказа, Алтая, Средней Азии);

2) *евтрофные* (питательные) — воды их богаты питательными веществами, характеризуются интенсивным развитием фитопланктона и высших водорослей. Значительная часть органических остатков отлагается на дне, образуя мощные толщи илов, богатых органическим веществом. Количество кислорода резко уменьшается ко дну. Воды малопрозрачные, имеют желтоватый оттенок. Сюда относятся преимущественно небольшие, хорошо прогреваемые летом водоемы лесной и лесостепной зон;

3) *дистрофные* (непитательные) — преимущественно в заболо-

ченных водосборах. В воде их содержится много органических веществ, активная реакция среды сдвинута в кислую сторону, наблюдается значительный дефицит кислорода даже летом; рыбы в них нет, гидробионты представлены преимущественно мхами. Воды малопрозрачны, желтого, бурого или коричневого цвета. С течением времени дистрофные водоемы обычно заторфовываются и превращаются в болота.

Водоемы с течением времени могут переходить из одного типа в другой. Естественный процесс эволюции водоемов по мере интенсивного хозяйственного освоения как самих водоемов, так и их водосборов ускоряется в результате антропогенного воздействия. В последние десятилетия происходит антропогенное евтрофирование — ускорение перехода водоемов к евтрофному типу. Этот процесс связан со значительным поступлением в водоемы биогенных элементов, в первую очередь азота и фосфора, приносимых сточными водами промышленных предприятий, населенных пунктов, стоком с удобряемых сельскохозяйственных угодий. Обилие биогенных элементов приводит к бурному развитию *фитопланктона* — «цветению». Качество воды ухудшается, в большом количестве накапливается органическое вещество, возникает дефицит кислорода, замор рыбы. В качестве метода борьбы с антропогенным евтрофированием могут применяться удаление биогенных элементов из стоков за пределы водосбора, разбавление воды в водоеме из другого источника; для борьбы с возникающим дефицитом кислорода — искусственная аэрация или удаление части вод гипolimниона.

В развитии гидробионтов, их численности, видовом составе и продукции наблюдаются пространственно-временные изменения, связанные как с морфометрическими особенностями котловин, так и с сезонными и многолетними колебаниями элементов режима водоемов. Различия в видовом составе и обилии гидробионтов связаны с неоднородностью экологических условий как в разных водоемах, так и в различных их частях.

4.8. Донные отложения водоемов

Характерной особенностью водоемов является замедленный водообмен, обуславливающий накопление взвешенных влекомых наносов, растворенных веществ. Процесс накопления наиболее четко проявляется в формировании донных отложений.

По происхождению частицы, составляющие донные отложения, бывают *терригенные*, поступающие с суши со стоком, с ветровым переносом или от разрушения берегов; *хемогенные*, образующиеся при химических процессах, и *биогенные*, связанные с биологическими процессами (остатки отмерших организмов). По составу и структуре четко выделяются две основные группы: сапропели и торфянистые, или гуминовые, илы.

Сапропели (гнилостные илы) — отложения преимущественно биогенного происхождения, состоящие главным образом из тонкого

4. Озера и водохранилища

детрита — остатков планктона высшей водной растительности и минеральных частиц. Остатки макрофитов отлагаются в открытых частях водоемов, а также в мелководных, защищенных от ветра участках, где в их составе преобладает грубый детрит. Минеральная часть сапропелей формируется за счет продуктов жизнедеятельности организмов (створки диатомовых водорослей, раковины моллюсков и др.) и за счет твердого стока. С течением времени из погребенных под другими отложениями сапропелей образуются *биолиты* — горные породы органического происхождения (угли, битуминозные сланцы, нефть). Сапропели преобладают в евтрофных озерах малой или средней глубины со слабощелочной водой, расположенных в лесной зоне. Мощность их может достигать 20—40 м. В СССР выявлено 1050 сапропелевых озер с общим запасом около 42 млрд. м³. Сапропель используется в сельском хозяйстве, медицине, промышленности.

Торфянистые, или *гуминовые*, илы также образуются в лесной зоне, но преимущественно в дистрофных озерах, питающихся стоком малых рек или болот. Вода их насыщена органическими соединениями гуминовых веществ, не благоприятных для развития жизни. Данные отложения состоят из прибрежной водной растительности, деревьев. Структура их грубая, хлопьевидная, торфянистая; минеральных частиц мало.

В озерах увлажненных районов образуются и минеральные отложения: *железистые*, концентрирующиеся в районах Северо-Запада СССР, где образуют озерные железные руды, имеющие промышленное значение, и *известковые*, являющиеся результатом химической или биологической седиментации углекислого кальция (CaCO₃). В слабоминерализованных озерах они приурочены к прибрежной части котловин, где седиментации CaCO₃ способствуют высокая температура воды и наличие некоторых водных растений и представителей зообентоса, осаждающих кальций.

В накоплении донных отложений прослеживается периодичность, обусловленная сезонными и многолетними колебаниями. С этой периодичностью связана характерная для озерных отложений слоистость, выраженная достаточно четко в тех водоемах, в которых перемешивание не достигает дна. Мощность сезонных и годовых слоев отложений, их крупность, механический и химический состав, наличие остатков гидробионтов позволяют установить возраст водоема и судить о физико-географических условиях периодов формирования тех или иных отложений.

4.9. Формирование берегов и заиление водохранилищ

Берегами водохранилищ обычно являются коренные склоны долин и террас. Берега подвергаются воздействию колебания уровня воды, волнения и течений. После создания водохранилищ ветро-

вые волны, достигающие иногда высоты нескольких метров, начинают интенсивно размывать склоны речной долины, которые до этого не соприкасались с водой. Береговая зона построенного водохранилища находится в стадии преобразования. Так, в течение даже одного летнего сезона происходит обрушение берегов на расстоянии нескольких десятков метров от первоначального положения. При этом высота откосов достигает 40—60 м и более. Общая зона разрушения береговой области до момента образования устойчивых береговых очертаний может составить 2—3 км.

Специфической особенностью берегов водохранилищ является ступенчатость их поперечного профиля, которое создается за счет искусственного регулирования уровней в пределах большой амплитуды. Береговые отмели, формирующиеся при высоком стоянии уровней, подвергаются размыву при его снижении (сработке). Материал разрушения при этом откладывается на более низких отметках склона, что замедляет выработку устойчивого профиля берега и в то же время расширяет зону размыва. Роль течений в формировании ложа ограничивается переносом взвешенных частиц грунта, оседающих в глубинной области водохранилища или сбрасываемых в нижний бьеф плотины.

Наносы, попадая в водохранилище, частично или полностью выпадают в осадок, заполняя его емкость. Процесс заполнения наносами водохранилища называется *заилением*. Заиление происходит чаще всего одновременно в пределах регулирующей призмы и мертвого объема, поэтому роль водохранилища как регулятора стока уменьшается, а отдача воды потребителям снижается.

Заиление водохранилищ сказывается на их эксплуатации. Так, верхневолжские водохранилища за 25—30 лет существования заилились в среднем на 1—2 % полного объема. В горных районах этот процесс происходит более интенсивно, например в Средней Азии Тедженское водохранилище заилилось на 40 % за 10 лет, а Фархадское за такой же период на 100 %.

При расчетах заиления в качестве основных характеристик различают два понятия: срок заиления и срок службы водохранилища. Под сроком службы ($t_{сл}$) считается время, в течение которого наносами заполняется объем и обеспечивается нормальная подача воды потребителям. Первоначально допускается, что происходит заполнение мертвого объема, а затем всего полезного

$$t_{сл} = V_{мо} / W_{\rho_0}, \quad (4.20)$$

где $V_{мо}$ — мертвый объем водохранилища, м³; W_{ρ_0} — норма наносов, вносимых в водохранилище, м³/год.

Срок заиления (t_y) — полное заиление водохранилища до отметки НПУ (показатель условной заиляемости) находится из выражения

$$t_y = V_{НПУ} / W_{\rho_0}, \quad (4.21)$$

где $V_{НПУ}$ — объем водохранилища при НПУ.

4. Озера и водохранилища

Если t_y для крупных водохранилищ более 200 лет, а для прудов — 50 лет, то расчет на этом заканчивается. В противном случае необходимо прогнозировать процесс заиления водохранилищ по его интенсивности для конкретных физико-географических условий (Г. И. Шамо́в, А. В. Караушев, В. С. Лапшенков, и др.).

Для сокращения объема заиления водохранилищ рекомендуется: уменьшить и предотвратить ветровое волнение и водную эрозию на водосборе (почвозащитные севообороты, облесение и закрепление оврагов, балок, берегов водохранилищ, террасирование крутых склонов); размещать водохранилища каскадом, не допуская размыва ложа и берегов; проводить землеройные мероприятия для очистки водохранилища и др.

4.10. Экономические показатели при строительстве водоемов

Создание и эксплуатация водоемов (водохранилищ и прудов) требует значительных материальных средств, большая доля которых закладывается на противопаводочные работы, заиление, текущий ремонт и др.

Единовременные капитальные вложения по гидроузлу можно разделить на следующие показатели: капитальные вложения в строительство сооружений и устройств по регулированию расходов воды и создание подпора — K_c ; капитальные вложения по водохранилищу, необходимые для компенсации ущерба, нанесенного объективными факторами, — K_b .

Компенсационные вложения K_b состоят из:

- 1) переноса и восстановления зданий, сооружений, машин, оборудования, транспортных средств, т. е. основных фондов;
- 2) инженерной защиты от затопления и подтопления населенных пунктов, сельскохозяйственных угодий;
- 3) рыбохозяйственного и транспортного освоения водоемов;
- 4) санитарной подготовки ложа, лесосводки в зоне постоянного затопления;
- 5) охраны исторических памятников и др.

Таким образом, общие капитальные вложения представляют сумму денежных средств по сооружениям гидроузла и водоему

$$K = K_c + K_b, \quad (4.22)$$

где K — общие капитальные вложения, определяемые счетно-финансовым расчетом.

Компенсационные капитальные вложения при предварительных расчетах принимают равными 25 % общих капитальных вложений.

Прежде чем приступать к технико-экономическим расчетам необходимо рассмотреть несколько вариантов и определить ряд показателей экономической эффективности.

На стоимостные показатели и эффективность сооружения плотины и водохранилища многоцелевого назначения оказывают влияние: конструктивные решения, выбор створа плотины, возможность обеспечения водопользователей, транспортные условия и т. п. Все виды вложений в строительство и эксплуатацию должны окупаться в короткий срок. Если водохранилище не эффективно, т. е. не может окупить все вложенные в него средства за определенный срок, строить его не рентабельно.

Важным показателем являются ежегодные издержки по всем видам капитальных вложений, включающие отчисления на амортизацию, капитальный ремонт, эксплуатационные расходы. Отчисления на амортизацию планируются государством и определяют ежегодную долю возврата затраченных средств. Себестоимость 1 м³ воды, забираемой потребителями, определяют по выражению

$$C_v = (C_e / V_{от}) \cdot 100, \quad (4.23)$$

где C_v — себестоимость воды, коп/м³; C_e — ежегодные издержки, руб.; $V_{от}$ — объем отдачи за год, м³.

Стоимостные показатели должны быть увязаны с уровнями воды в водохранилище.

5. ЛЕДНИКИ И МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

5.1. Современное оледенение в СССР

Ледником называется естественное скопление фирна и льда, обладающее постоянным собственным движением, расположенное главным образом на суше и образованное путем накопления и преобразования твердых атмосферных осадков.

Ледники занимают свыше 16 млн. км², или более 10 % всей суши. Их объем составляет около 24 млн. км³. Если предположить, что этот лед растает, то уровень Мирового океана может подняться на 64 м. По данным «Каталога ледников СССР», более 78 тыс. км² территории СССР покрыто ледниками (табл. 5.1). Общий объем льда в них составляет 20 тыс. км³, или 17 тыс. км³ пресной воды. Общее число ледников превышает 28,5 тысяч. Более двух тысяч из них расположено на арктических островах, представляя собой покровный тип оледенения. Данный тип составляет

Таблица 5.1

Характеристика современного оледенения СССР

Система	Площадь, км ²	Число ледников	Объем льда, км ³	Запас воды, млрд. т
Земля Франца-Иосифа	14 740	995	2 500	2 100
Новая Земля	23 645	685	9 500	8 100
Северная Земля	18 325	285	5 500	4 700
Прочие	447	115	73	62
Всего в арктической зоне	56 157	2 080	17 573	14 962
Полярный Урал	29	143	0,8	0,7
Горы Черского	157	372	12	10
Сунтар-Хаята	201	208	14	12
Корякское нагорье	260	1 335	9	7,4
Камчатка	874	405	59	49
Прочие	25	109	1	0,8
Всего в субарктической зоне	1 546	2 572	96	80
Алтай	906	1 499	47	39
Прочие	56	188	2	1,6
Всего в умеренной зоне	962	1 687	49	41
Кавказ	1 425	2 047	92	75
Тянь-Шань	7 326	7 787	620	520
Гиссаро-Алай	2 293	3 859	160	130
Памир	7 515	7 110	810	660
Джунгарский Алатау	1 000	1 369	50	42
Прочие	17	18	0,7	0,6
Всего в субтропической зоне	19 576	22 190	1 800	1 500
Всего в СССР	78 241	28 529	20 000	17 000

целые узлы, или системы, оледенения, и подавляющее большинство запасов пресной воды (около 88 %) ледников сосредоточено здесь в арктической зоне.

На втором месте находятся ледники субтропической зоны. Общая площадь оледенения составляет около 20 тыс. км², число ледников — более 22 тысяч, запасы воды 1500 км³. Эти запасы пресной воды составляют бесценное богатство для районов Средней Азии и Кавказа. Все ледники, кроме арктической зоны, относятся к различным видам горного оледенения.

5.2. Условия и процесс образования ледников

Ледники образуются в области, где приток тепла за теплое полугодие недостаточен для таяния всей толщи сезонного снега. Нижней границей таких областей является климатическая *снеговая линия*, соответствующая уровню, где годовой приход твердых осадков равен их годовому расходу. В связи с изменением климатических условий на разных широтах высота снеговой линии изменяется в широких пределах (табл. 5.2).

Таблица 5.2

Высота снеговой линии на различных широтах

Территория	Широта	Высота снеговой линии, м	Территория	Широта	Высота снеговой линии, м
Земля Франца-Иосифа Шпицберген	82°	50—100	Альпы Кавказ Гималаи Африка Аргентина	46—47°	2700—2900
	80	460		40—44	2700—3800
Исландия Пириней	64—67	600—1300		27—34	4900—6000
	42—43	2600—2900		0—3	4400—5200
				29	6400

Высота климатической снеговой линии изменяется в разные годы в зависимости от метеорологических условий. Различают две разновидности снеговой линии: сезонную и орографическую. Сезонная снеговая линия изменяет свое положение вследствие сезонных изменений температуры воздуха. В зимние месяцы она опускается, а в летние поднимается. Такие колебания высоты сезонной снеговой линии, например на Кавказе, могут находиться в пределах 2000—550 м над уровнем моря, хотя обычно она проходит на высотах 2700—3800 м.

Орографическая снеговая линия является нижней границей снежных пятен, которые располагаются в углублениях, ущельях, на затененных склонах гор ниже климатической снеговой линии. Так, например, на Северном Урале в глубоких и затененных углублениях (карах) существуют ледники на высотах от 500 до 1000 м над уровнем моря. Разница по высоте между климатической и орографической снеговой линией может составлять сотни метров.

5. Ледники и многолетняя мерзлота

Снег, выпадающий выше снеговой линии, при наличии благоприятных для накопления его форм рельефа образует *снежники*, в которых с течением времени он подвергается значительным преобразованиям. Под воздействием тепла днем снег сверху подтаивает, а ночью замерзая образует ледяную корку, называемую *настом*. При этом происходит оседание и уплотнение снега.

Последующие снегопады способствуют накоплению снежной массы, под тяжестью которой нижние слои уплотняются, приобретая зернистое строение, и превращаются в *фирн*. *Фирн* представляет собой зернистую массу серовато-белого цвета, плотностью $0,3—0,5 \text{ г/см}^3$, залегающую в виде слоев различной толщины. Последняя может составлять от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, разделенных ледяными прослойками погребенного под снегом наста, толщина которого колеблется от 1 мм до 50 см. В областях с холодным климатом, где таяние снега почти не наблюдается, *фирн* образуется и путем *сублимации*, т. е. за счет испарения льда и обратной кристаллизации водяного пара. Благодаря давлению верхних слоев *фирна* на нижние происходит уплотнение и смерзание зерен, и спрессованная масса переходит в белый от находящихся в нем пузырьков воздуха непрозрачный *фирновый лед*, имеющий плотность $0,85 \text{ г/см}^3$. С дальнейшим возрастанием давления *фирновый лед* превращается в кристаллический, или *глетчерный* (*glacier* — англ.), лед голубого цвета плотностью $0,88—0,91 \text{ г/см}^3$.

В процессе формирования ледника важную роль играет режеляция и пластичность льда. *Режеляция* (смерзание) — свойство льда спаиваться в одну общую глыбу вследствие отвердевания жидкой пленки, находящейся между отдельными его кусками. При температуре 0°C смерзание происходит при нормальном давлении, а при низких температурах — при повышенном. Благодаря режеляции происходит слияние ледниковых потоков, заплывание в них трещин и т. д.

Пластичностью называют способность льда менять свою форму без разрыва сплошности под влиянием непрерывно действующей силы. Пластичность обуславливает способность ледника течь под действием силы тяжести.

Чем ближе температура льда к точке плавления (0°C) и чем выше давление, под которым он находится, тем пластичнее, текучее лед.

5.3. Движение ледников

Зарождение ледников происходит в области положительного снежного баланса. Образовавшийся *глетчерный лед*, придя в движение, достигает снеговой границы и, пройдя ее, попадает в область отрицательного баланса, где происходит таяние льда. Таким образом,

в каждом леднике существуют две области: область питания ледника или *фирновая область*, и область стока, или *язык ледника*. Граница между этими областями называется *фирновой линией*.

Двигается ледник медленно, но это движение напоминает движение воды в реке, поэтому ледник часто называют *ледяной рекой*. Скорость движения ледника колеблется в широких пределах. Так, ледники Кавказа движутся со скоростью 10—130 м/год, на Шпицбергене — 360 м/год, ледники Памира и Гималаев — 1200—

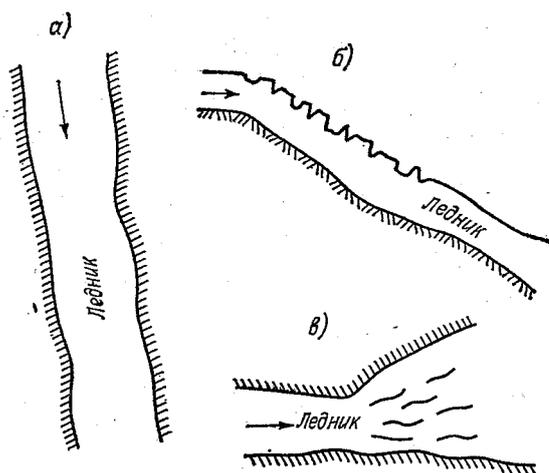


Рис. 5.1. Схемы образования трещин в леднике.

а — боковая, *б* — поперечная, *в* — продольная.

1500 м/год. Наибольшей скоростью (10—40 м/сут) обладают ледники Гренландии.

При движении ледника могут возникать боковые, продольные и поперечные трещины. Боковые трещины образуются вследствие различия скоростей в осевой и прибрежной частях ледника. Эти трещины направлены от краев ледника вверх под углом 30—45° (рис. 5.1 *а*), в дальнейшем при движении ледника направление их меняется. Продольные трещины возникают в теле ледника при выходе из суженной части долины в более широкую. Появляющиеся при этом в результате растекания льда поперечные напряжения способствуют появлению трещин, расходящихся в виде веера (рис. 5.1 *б*). Поперечные трещины образуются при наличии в ложе ледника уступа, расположенного поперек долины (рис. 5.1 *в*). Ширина, глубина и длина трещин различны. В средних частях ледника поперечные трещины могут достигать глубины 250 м, иногда трещины, суживаясь книзу, смыкаются, образуя на поверхности льда швы.

5. Ледники и многолетняя мерзлота

5.4. Типы ледников

Ледники, являясь продуктом климата и ландшафта, очень разнообразны по своим формам, происхождению и развитию.

В зависимости от морфологических и динамических признаков различают материковые и горные ледники. Главную роль в ландшафтной оболочке Земли играют материковые ледники, или ледниковые щиты, примером которых могут служить ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии. Ледниковые щиты отличаются большими размерами, плоско-выпуклой формой, не зависящей от рельефа местности, погребенной под ледниковым покровом. Накопление (аккумуляция) снега происходит в центре, расхождение (абляция) — на окраинах. В соответствии с этим и выпуклой формой щитов лед движется от центра к периферии по расходящимся линиям.

Абляция происходит в узкой полосе на окраинах ледниковых щитов. Основным источником расхождения вещества является обламывание их концов, находящихся на плаву в море. Эти обломки льда называются *айсбергами*.

Горные ледники имеют меньшие размеры, их форма определяется местностью. Движение обусловлено уклоном ложа и направлено от источников к концам языка.

Существует значительное число типов горных ледников. К простейшим из них относятся ледники горных склонов и вершин; кальдерные, расположенные в кратерах потухших вулканов; звездообразные, образующие несколько коротких языков, выходящих из одного общего фирна, расположенного на вершине горы; каровые, находящиеся в карах; висячие, расположенные на крутом горном склоне в неглубоких впадинах. Более сложные долинны ледники. Здесь различают простые, состоящие из одного потока, сложные, состоящие из нескольких сливающихся простых ледников, и древовидные, имеющие притоки. Еще более сложные ледниковые комплексы, возникающие в результате соединения нескольких самостоятельных ледников в области питания или стока.

Из всех типов горных ледников наибольшее влияние на питание и режим рек оказывают долинны ледники, особенно сложные и древовидные.

5.5. Ледниковые реки, их хозяйственное значение

Талые воды горных ледников являются основным видом питания рек. Доля ледникового питания в общем стоке большинства рек, берущих начало из ледников, может достигать 50 % годового стока и более. Наличие ледников в речном бассейне создает своеобразные особенности режима стока и уровней в течение года. В большинстве случаев реки, в питании которых принимают участие ледники, отличаются растянутым летним половодьем и относительно

небольшим колебанием уровней и расходов в этот период (см. п. 2.9.3). В начале половодья сток таких рек происходит за счет таяния сезонных снегов как на самом леднике, так и на горных склонах. Увеличение расходов воды происходит медленно, что связано с медленным потеплением в бассейне и малыми площадями таяния, а также регулирующей способностью самого ледника. По мере освобождения языка ледника от снежного покрова в питании реки начинают участвовать одновременно талые воды снега и льда. Роль ледникового питания постепенно увеличивается. В зависимости от режима таяния и размера площадей, охваченных одновременно таянием, максимальные расходы в период половодья наблюдаются в июле — начале августа. Спад заканчивается к октябрю.

Анализ водного режима рек, вытекающих из больших ледников, показывает, что в первую половину лета происходит аккумуляция воды в теле ледника и на его поверхности — в озерах, в понижениях между боковыми моренами и телом ледника, в устьях притоков. Во вторую половину лета наблюдается отдача этих вод. В соответствии с этим в первую половину лета при одной и той же температуре воздуха расходы воды в истоке ее из ледника будут меньше, чем во вторую половину лета.

Вода рек, вытекающих из ледников, отличается повышенной мутностью и малой минерализацией. Зоной формирования твердого стока таких рек является область абляции. К истоку реки вместе с талыми водами в большом количестве поступают продукты выветривания горных пород, скапливающиеся на леднике. Режим мутности поэтому тесно связан с водным режимом, т. е. максимум мутности и расходов воды совпадают. Мутность рек, вытекающих из ледников, может достигать значительных величин. Так, мутность в истоках р. Сельдары, берущей начало из ледника Федченко, и р. Матчи, вытекающей из Заравшанского ледника, составляет 7—10 кг/м³.

Малая минерализация талых вод (в среднем 30—50 мг/л) характерна для многих горных ледников. Это обеспечивает относительно небольшую минерализацию воды рек, вытекающих из них. Повышение минерализации наблюдается на контакте талых вод с моренными отложениями, где происходит выщелачивание легкорастворимых солей.

Изучение режима горных ледников и режима рек, вытекающих из них, имеет большое хозяйственное значение, особенно для тех районов, где земледелие основано на искусственном орошении.

Основными мероприятиями регулирования стока ледниковых рек могут быть:

- 1) строительство водохранилищ;
- 2) расчистка засыпанного породой языка ледника, что усиливает его таяние и увеличивает расход воды с ледника;
- 3) устройство проходов взрывами в конечных моренах в том случае, если они задерживают воду, что способствует усилению движения ледника и стока воды с него;

5. Ледники и многолетняя мерзлота

4) спуск ледниковых озер, образованных ледниковыми моренами;

5) разрушение взрывами ледяных глыб, что облегчает их движение вниз и усиливает их таяние, и др.

Отметим, что эффективность этих мероприятий достигается только при условии значительного увеличения площади таяния (несколько квадратных километров).

5.6. Многолетняя мерзлота и ее гидрологическое значение

Глубина промерзания почв зависит от температуры воздуха, а также от толщины снежного покрова, механического состава и влажности почвы, уровня грунтовых вод. Поэтому промерзание носит пятнистый характер, а толщина мерзлого слоя варьирует по площади.

Температура, при которой происходит замерзание почвы, изменяется в зависимости от концентрации почвенного раствора и составляет $-0,2 \div -0,5^\circ\text{C}$. Промерзание может быть кратковременным, сезонным и многолетним (вечным). Кратковременная мерзлота почвы составляет несколько миллиметров, сезонная обычно достигает 1—2 м, многолетняя — от 1—2 м до нескольких сотен метров. На Крайнем Севере, в Восточной Сибири и особенно на Северо-Востоке СССР широко распространены многолетнемерзлые грунты, занимающие в целом около половины территории СССР (рис. 5.2). Мощность их в самых северных районах достигает 500 м; к югу она уменьшается, становится пятнистой и постепенно исчезает.

В теплую часть года верхний так называемый *деятельный слой* мерзлого грунта оттаивает на глубину от 0,4—0,8 м в самых северных районах до 1—2 м на широте верховий бассейна р. Лены. На большей части территории многолетней мерзлоты промерзание деятельного слоя начинается в конце сентября—в октябре; в январе—феврале оно заканчивается. Весеннее протаивание начинается с конца апреля—с наступлением положительных среднесуточных значений температуры воздуха.

Среди сплошных полей многолетней мерзлоты встречаются участки талого грунта — *талики*, которые располагаются под озерами и речными долинами.

5.7. Условия питания рек подземными водами в районах многолетней мерзлоты

Подземные воды в области многолетней мерзлоты можно разделить на три вертикальные зоны: надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. *Надмерзлотные* воды находятся в пределах верх-

него деятельного слоя многолетней мерзлоты. По характеру они принадлежат к типу грунтовых, а по своей неустойчивости во времени и по залеганию относятся к верховодке. Надмерзлотные воды получают питание за счет оттаивания деятельного слоя, атмосферных осадков и поверхностного стока.

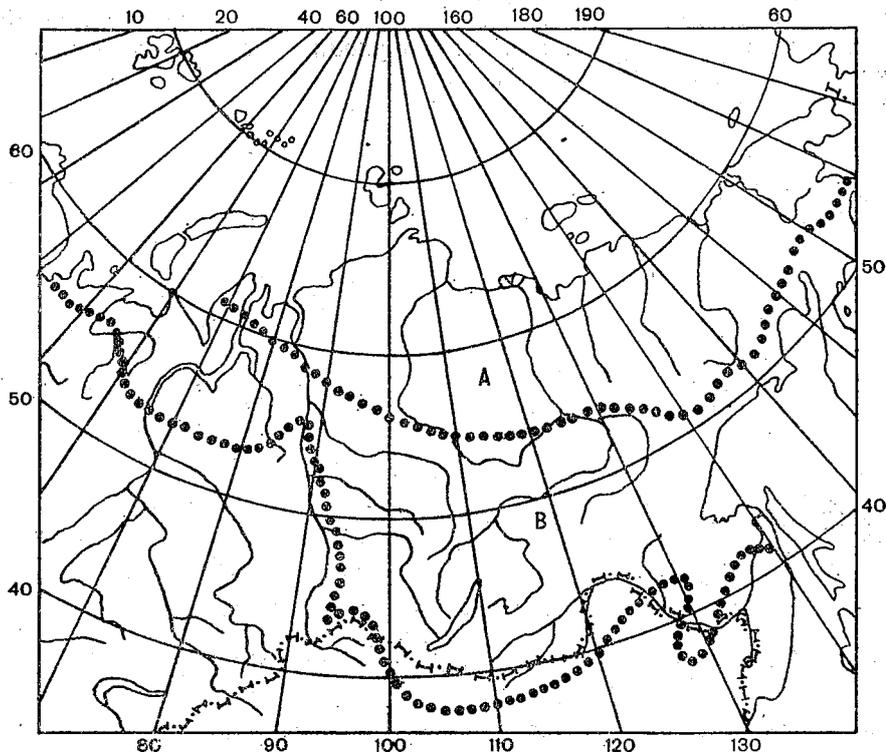


Рис. 5.2. Распространение многолетней мерзлоты (по Б. А. Аполлову).

A — район сплошной многолетней мерзлоты с температурой грунта ниже -5°C на глубине 10—15 м, *B* — район распространения островов многолетней мерзлоты.

Межмерзлотные воды приурочены к таликам. Они могут соединяться с надмерзлотными и с подмерзлотными водами. *Подмерзлотные* — залегают под слоем многолетней мерзлоты в коренных и аллювиальных породах большой мощности с постоянной положительной температурой, а поэтому находятся в жидкой фазе. В районах многолетней мерзлоты питание рек может осуществляться за счет талых, дождевых и подземных вод. Талое питание имеет место в весеннее и летнее время, когда происходит таяние снега и льда. В период весеннего половодья в реках резко подымается уровень воды. Чаще всего талые воды движутся по не растаявшему льду в реке, вырабатывая в нем свое русло, создавая большие разливы.

5. Ледники и многолетняя мерзлота

Вследствие низких температур воздуха и наличия многолетне-мерзлотных пород в бассейнах при выпадении жидких осадков наблюдаются высокие дождевые паводки.

На рис. 5.3 приведена схема питания рек в районе многолетней мерзлоты подземными водами. Частично они попадают в аллювий и направляются в реку, а частично уходят в подмерзлотные напорные воды. Таким образом, в питании рек имеет место как склоновый поверхностный, так и подземный сток.

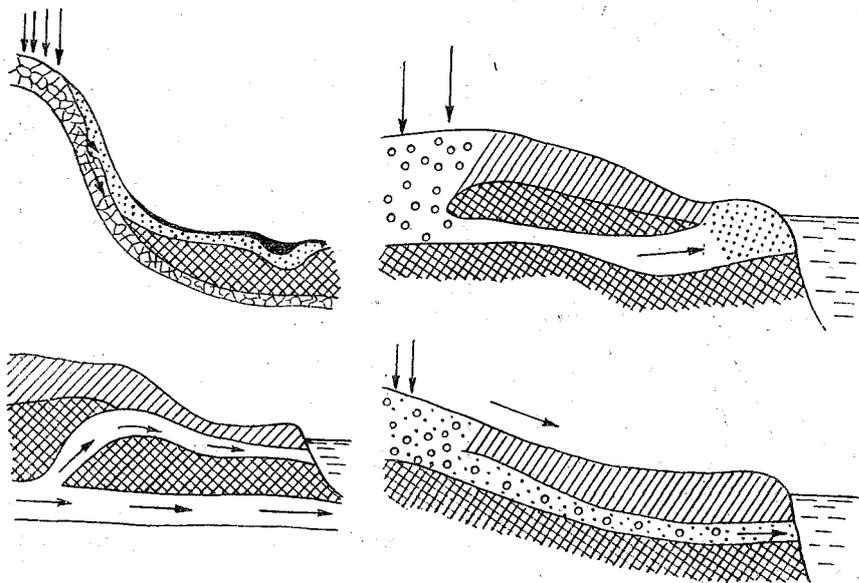


Рис. 5.3. Схемы питания рек в районах многолетней мерзлоты.

Всякое нарушение естественных условий, вызванное хозяйственной деятельностью, приводит к нарушению установившегося теплового баланса и изменяет характер многолетней мерзлоты. Это обстоятельство резко проявляется при промышленном и гражданском строительстве.

6. БОЛОТА

6.1. Образование и развитие болот

Болотом называется природное образование, представляющее собой отложения на поверхности минеральных пород органического материала, насыщенного водой, — торфа, толщина которого не менее 30 см и на котором произрастает специфическая болотная растительность, приспособленная к условиям обильного и слабопроточного увлажнения. Территории, на которых толщина торфа менее 30 см, называются *заболоченными землями*.

Часто болота и заболоченные земли расположены рядом, между ними нельзя провести точной границы, и они представляют единое ландшафтное целое (рис. 6.1).

Торф образуется в результате неполного разложения ежегодно отмирающей массы растений и обладает своеобразными физическими и химическими свойствами, резко отличающимися его от минеральных грунтов. Болотообразовательные процессы зависят от двух основных причин: общей увлажненности территории и количества поступающего тепла.

Главной причиной накопления органического материала на поверхности почвы является постоянный избыток влаги, который, вызывая недостаток кислородного обмена и затрудняя доступ воздуха в поры почво-грунтов, обуславливает неполное окисление отмирающих органических остатков растений, образование гуминовых кислот и консервацию органического материала. Последний, постепенно уплотняясь и деформируясь под действием собственного веса и капиллярного давления влаги и в порах, превращается в органическую породу — торф, отличающуюся большой водоудерживающей способностью и высоким содержанием воды.

Исследованиями установлено, что торф в естественном состоянии содержит воды от 87 до 97 % по объему, сухого вещества — от 10 до 2 % и газов от 1 до 7 %.

Участок земной поверхности, занятый болотом в пределах одного замкнутого контура, проведенного по границе залежи торфа, называется *болотным массивом*. По периферии болотный массив часто переходит в заболоченные земли.

Растительный покров болот представлен различными видами древесных, моховых, травяных и кустарничковых растений, произрастающих в различных сочетаниях. Конкретное сочетание растений, свойственное данным условиям местообитания, называется *фитоценозом*.

В растительном покрове болот встречаются как простые, так и сложные фитоценозы. Различные участки одного и того же болотного массива могут быть заняты разными типами фитоценозов, расположение которых зависит от водного режима.

6. Болота

При установлении связи между гидрологическим режимом, физическими свойствами болотных массивов и характером болотной растительности в основу кладут понятие о *болотной фаши*, или *болотном микроландшафте*. Болотный микроландшафт — часть территории болота, в пределах которой сохраняется одинаковая структура растительного покрова, его видовой состав и одинаковый мик-

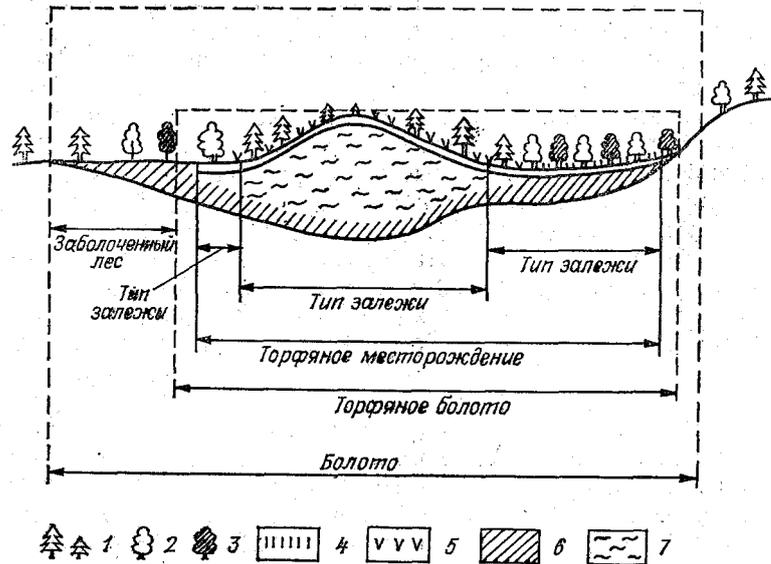


Рис. 6.1. Профиль через болото (по М. И. Нейштадту).

1 — сосна, 2 — береза, 3 — ольха, 4 — осока и тростник, 5 — сфагновые мхи, 6 — осоковый торф, сфагновый торф, 7 — вода.

рельеф поверхности болота. Растительность болотного микроландшафта может быть представлена какой-либо растительной ассоциацией или группой близких по флористическому составу и строению растительных ассоциаций или комплексов из различных ассоциаций.

Растительные ассоциации состоят из видов растений (мхи, древесная, кустарничковая, травяная и кустарниковая растительность), относящихся к различным жизненным формам. В каждой такой форме различают виды растений, требовательные к условиям водно-минерального питания и нетребовательные. Первые произрастают в условиях минерализованных вод, и образуемые ими фитоценозы называются *евтрофной* растительностью. Вторые способны расти в условиях очень малого содержания в воде растворенных солей, и образуемые ими фитоценозы называются *олиготрофной* растительностью. Фитоценозы, состоящие из видов растений, занимающих промежуточное положение к условиям питательности среды, называются *мезотрофной* растительностью.

Первичными местами заболачивания территории являются водоемы или участки суши, с которых начинается процесс отложения и накопления торфа.

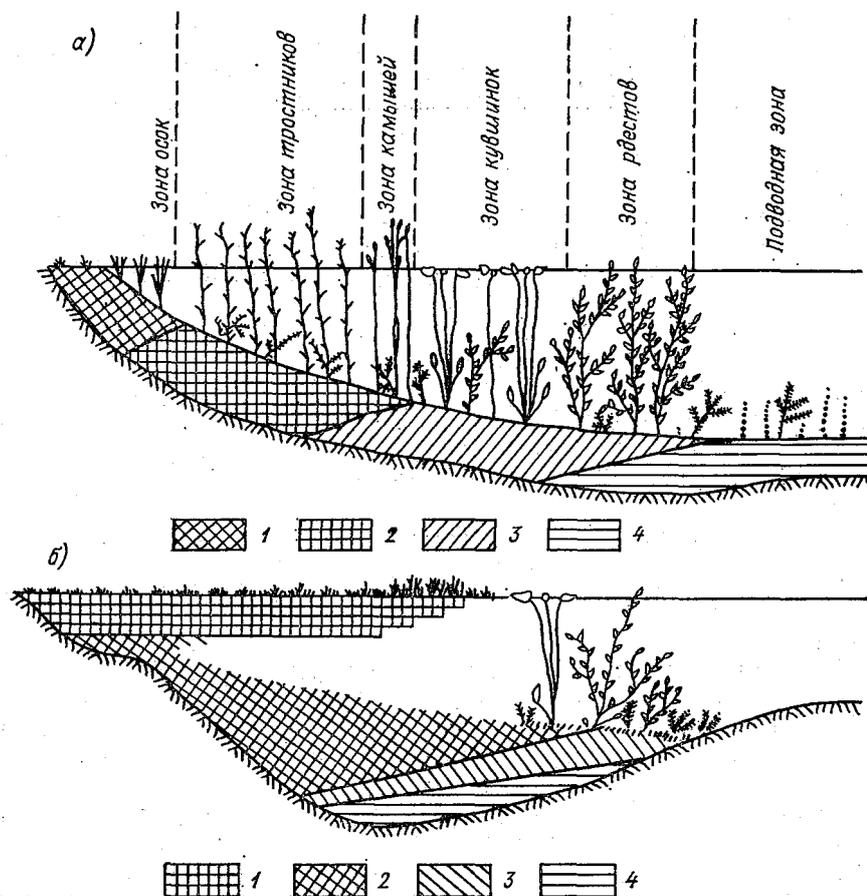


Рис. 6.2. Схема зарастания водоема.

a — с пологими берегами: 1 — осоковый торф, 2 — тростниковый и камышовый торф, 3 — сапропель, 4 — сапропелит; *б* — с крутыми берегами: 1 — торф сплавины из остатков различных растений, 2 — пелоген, 3 — сапропелевый торф, 4 — сапропелит.

Заболачивание водоемов является естественным процессом их развития и протекает в зависимости от степени проточности их вод, размеров, характера рельефа дна, крутизны склонов и климатических условий.

Озера с пологими подводными склонами и глубинами, постепенно увеличивающимися к центру, заболачиваются путем зарастания болотной растительностью, окаймляющей озеро concentрическими зонами (рис. 6.2). Каждая зона характеризуется определенным видом растительности, которая развивается в зависимости

6. Болота

от освещенности воды, глубины, температуры и т. д. На берегу и в мелководной прибрежной зоне с глубиной до 1 м появляются осоки, стрелолист, ситник, лютики, незабудки и другие растения. Они находятся в воде не постоянно, а при повышении уровня. Далее до глубины 2 м располагается зона камышей, тростников, рогоз, стебли которых могут возвышаться над водой. Следующую зону глубиной до 3 м образуют полупогруженные растения: белые кувшинки, желтые кубышки, водяная гречиха и др., листья и цветы которых плавают на поверхности воды; глубина 3—5 м — зона погруженных растений — широколистных рдестов. К центру озера на глубине 5—12 м размещаются растения, не требовательные к свету, образуя зону подводных лугов, состоящих из водяных мхов и сине-зеленых водорослей.

Отмирающая растительность, опускаясь на дно, почти не разлагается вследствие недостатка в воде кислорода и накапливаясь повышает дно котловины; озеро постепенно мелеет. При уменьшении глубин в той или иной зоне происходит перемещение растительных зон, которые, сменяя одна другую, продвигаются от берегов к центру озера, способствуя его полному зарастанию и превращению в болото.

Отмершая растительность образует на дне озера слоистые залежи различного вида торфа: осокового, камышового и т. п. Отмерший планктон образует серо-коричневый ил, называемый *гиттией*.

Озера с крутыми подводными склонами превращаются в болото путем нарастания, т. е. надвигания от берега к середине водоема растительного ковра, стелящегося по воде и называемого *зыбунном* или *сплавинной*. Основу сплавинны составляют белокрыльник и сибельник, имеющие длинные корневища, горизонтально стелющиеся по воде. На сплавине поселяются мхи, кустарники и кустарнички (багульник, голубика, клюква), отмершие остатки которых заполняют промежутки между корневищами. Сплавина нарастает в толщину, все более погружаясь в воду, и распространяется постепенно по всей поверхности водоема. Растительные остатки сплавинны, оседая на дно, заполняют котловину. Сверху сплавинны может образоваться почвенный покров, на котором поселяются деревья (сосна, береза).

Заболачивание суши происходит при определенных физико-географических условиях, способствующих замедленному стоку или даже застою вод на земной поверхности и переувлажнению почвогрунтов. Длительное переувлажнение приводит к ухудшению кислородного и минерального питания растений и развитию болотной растительности.

Образование болот на суше происходит в следующих случаях:

1. При залегании водоупора вблизи поверхности земли и наличии значительного количества атмосферных осадков происходит избыточное увлажнение верхнего слоя почвы. В этих условиях

в хвойных лесах появляются зеленые мхи, сменяемые затем белыми. Последние удерживают в себе значительное количество воды, затрудняя доступ кислорода к отмершим остаткам, в результате чего происходит накопление торфа. Насыщенный водой слой торфа и живых мхов прекращает доступ кислорода в почву, корни деревьев «задыхаются», заболевают и гибнут.

2. Интенсивное заболачивание происходит в местах лесных вырубок и пожаров, расположенных не только в низинах, но и на возвышенных местах. Лесосека покрывается злаками, образуя плотную дернину, которая способствует задержанию влаги. Через несколько лет появляется мох-сфагнум и образуется моховое болото.

3. Заболачивание происходит вследствие затрудненного стока весенних вод с речных долин в русла рек из-за малых уклонов или наличия береговых валов овражных выносов.

4. Небольшие болота формируются у подножия склонов речных долин при наличии выхода грунтовых вод и развития болотной растительности.

5. На водоразделах болота могут образоваться в мелких впадинах, в местах выноса грунтовыми водами из-под слоя глины растворимых солей или мелкопесчаного грунта.

6. Интенсивное заболачивание земель наблюдается в районах многолетней мерзлоты. Она является водоупорным слоем, над которым происходит переувлажнение грунта за счет скапливающихся почвенных вод. Сравнительно высокая температура вегетационного периода и влажный летний климат способствуют развитию травяной растительности, содействующей заболачиванию.

7. На заболачивание земель существенное влияние могут оказывать различные формы хозяйственной деятельности человека, вызывающие изменения водного режима рек и увлажненности различных территорий суши. Например, строительство плотин на реках и создание подпоров уровней воды и искусственных водохранилищ вызывает подъемы грунтовых вод на прилегающих территориях, следствием чего является ухудшение естественного дренажа земель и отвода избытка влаги из почв. Прокладка дорожных насыпей, переброска воды каналами и строительство различных коммуникаций, нарушая поверхностный и почвенный сток по склону местности, вызывают подпоры почвенных и грунтовых вод и подтопление местности, что также является причиной заболачивания.

В последние десятилетия в густо населенных районах площадь болот стала уменьшаться благодаря осушительным мелиорациям земель и использованию их под сельскохозяйственные угодья.

6.2. Морфология болот

Общий характер формы поверхности, различная степень ее расчлененности и уклоны определяют направление и интенсивность фильтрационного потока в болотах.

6. Болота

Болота могут иметь плоскую, вогнутую или выпуклую поверхность. Характерными элементами микрорельефа поверхности болота являются гряды, мочажины, кочки, межкочечные понижения и бугры.

Гряды — отдельные вытянутые в длину повышенные участки на болоте, чередующиеся с такими же вытянутыми понижениями — обводненными *мочажинами*. Чередование этих элементов микрорельефа наблюдается через каждые 3—6 м. Гряды и мочажины представляют единый комплекс в микрорельефе болотных массивов. Характерной особенностью этого комплекса является то, что гряды и мочажины вытянуты перпендикулярно направлению наибольшего уклона поверхности болота и располагаются концентрически относительно точек максимальной высоты массивов.

Бугры — наблюдаются на болотах лесотундры. Образование их связано с морозным выпучиванием, сложены торфом, под которым вечномёрзлый слой из суглинистых и глинистых грунтов, подстилающих торфяник.

Кочки — образование их связано с неравномерной плотностью и усадкой растительной дернины, обусловленных составом растений и данной растительной ассоциации и водно-тепловыми условиями их произрастания.

Для болотных массивов характерно наличие внутриболотных водных объектов: ручьев, речек, озерков и топей.

Болотные водотоки представляют собой зарастающие ручьи и речки, существовавшие до образования болотного массива либо возникшие в процессе развития массива и выработавшие собственный рельеф. Ручьи и речки часто вытекают из болотных озер и топей. Глубина их обычно не превышает 1,5—2,0 м; ширина русла не более 10 м. Иногда ручьи текут под покровом и лишь местами выходят на дневную поверхность.

Болотные озера могут достигать десятков квадратных километров, а глубины — 10 м и более. Поверхность их чистая, иногда покрыта сплавидами. Озерки встречаются на болотных массивах обычно большими группами — в местах изменения уклона поверхности болота, где приток воды со склонов не компенсируется оттоком при низких горизонтах.

Топи представляют сильно переувлажненные участки болотных массивов, характеризующиеся разжиженной торфяной залежью, непрочной дерниной и высоким стоянием уровня воды, периодически или постоянно выступающей на поверхность. Топи располагаются на плоских участках болотных массивов и могут достигать нескольких тысяч гектаров (Западная Сибирь).

6.3. Типы болот и болотных микроландшафтов

В зависимости от характера водно-минерального питания, условий залегания по отношению к рельефу и преобладающему составу

растительности болота делятся на три основных экологических типа: евтрофные (низинные), олиготрофные (верховые) и мезотрофные (переходные).

Низинные, или евтрофные, болота располагаются в пониженных частях рельефа. Поверхность болот обычно вогнутая или плоская. В питании болот, помимо атмосферных осадков и стока поверхностных вод с окружающих суходолов, значительную роль играют грунтовые воды, относительно богатые минеральными солями.

Верховые, или олиготрофные, болота питаются главным образом атмосферными осадками, в связи с этим они наименее богаты питательными минеральными солями. Сплошной мощный ковер из сфагновых мхов является характерной чертой для большей части верховых болот. Нарастание мхов и накопление торфа идут быстрее в центре болота, чем на его периферии. Поверхность болот приобретает выпуклый характер, центральные части возвышаются над периферийными до 7—8 м и более.

Переходные, или мезотрофные, болота по характеру растительности и степени минерализации питающих их вод занимают промежуточное положение между низинными и верховыми.

Исходя из геоморфологических условий залегания рельефа поверхности, болота подразделяются на: 1) болотные массивы водораздельных пространств и 2) болотные массивы речных долин и озерных котловин.

В первой группе выделяются болота плоско-водораздельного залегания, водораздельно-склонового плоского залегания и котловинного залегания.

Вторая группа подразделяется на болота террасные и притеррасные, болота пойменного залегания и речных плесов, болота староречий.

Приуроченность болотного массива к тому или иному элементу рельефа определяет водное питание, направление стекания воды с болотного массива, форму рельефа самого массива и очертания его в плане.

6.4. Содержание воды в болотных массивах

Количество воды, содержащееся в естественных болотных массивах, колеблется от 87 до 97 % по отношению к торфяной массе. Из этого количества преобладающая часть ее находится в связанном состоянии в виде внутриклеточной, адсорбированной, химически связанной и капиллярной влаги. Свободная вода заключена в крупных некапиллярных порах и пустотах торфа, а также сосредоточена в руслах болотных ручьев, речек, озерах и топях.

Влагосодержание торфяной залежи резко меняется во времени в зависимости от колебания уровней грунтовых вод на болоте. Распределение влажности по высоте слоя аэрации крайне неравномерно вследствие как уменьшения уплотненности твердого

6. Болота

скелета и увеличения общей пористости и размеров пор при переходе от торфяных горизонтов к живому растительному покрову, так и различной высоты капиллярного поднятия.

Толща торфяной залежи болот разделяется на верхний деятельный и нижний инертный горизонты, резко различающиеся по физическим и биологическим свойствам.

Деятельный, или *активный*, горизонт болота характеризуется колебанием в его пределах уровня грунтовых вод, высокой водопроницаемостью и переменным содержанием влаги.

Инертный слой отличается практически постоянным количеством содержания воды во времени и очень малой проводимостью торфа. Толщина инертного горизонта может достигать 18—20 м.

6.5. Водные свойства торфа

Наибольшее количество воды, которое может быть удержано торфом в своих порах при наличии свободного стока, называется *полной влагоемкостью* и выражается в процентах от массы сухого вещества.

Полная влагоемкость торфа является своеобразной гранью: вся влага сверх полной влагоемкости может быть легко отведена из болота по каналам и естественным руслам; влага ниже полной влагоемкости отводится путем испарения. Полная влагоемкость верхового сфагнового торфа доходит до 92—94 %, низинного травяного торфа — до 89—91 %.

Количество воды, фактически находящейся в торфе, при наличии свободного стока из образца определяет влажность торфа. Обычно различают массовую и объемную влажность торфа.

Массовой влажностью торфа δ_t называют отношение массы воды P'_v ко всей массе торфа P'_0 (твердое вещество плюс вода), заключенной в данном объеме торфа:

$$\delta_t = P'_v / P'_0,$$

δ_t выражается в долях единицы или в процентах.

Объемной влажностью торфа γ_t называют отношение объема воды V_v , заключенной в данном объеме торфа (сухое вещество плюс вода и воздух), к этому объему V_0 :

$$\gamma_t = V_v / V_0,$$

γ_t выражается в процентах.

Пересчет объемной влажности в массовую и обратно при полном заполнении пор водой производится по формулам:

$$\delta_t = \gamma_t \rho / \gamma_t \rho + (1 - \gamma_t) \rho_t, \quad (6.1)$$

$$\gamma_t = \delta_t \rho_t / \delta_t \rho_t + (1 - \delta_t) \rho, \quad (6.2)$$

где ρ — плотность воды; ρ_t — плотность органического вещества торфа, равная 1,5—1,6.

Водоотдачей торфа называется количество воды, стекающее из торфяной залежи, насыщенной до полной влагоемкости (или выше), под действием силы тяжести. Количественным выражением водоотдачи является коэффициент водоотдачи

$$\mu_t = \Delta S / \Delta h, \quad (6.3)$$

где μ_t — коэффициент водоотдачи торфа; ΔS — слой воды (мм), отдаваемый торфом при понижении уровня грунтовой воды на величину общего слоя Δh (мм). Коэффициент μ_t колеблется от 0,05 до 0,7.

Водопроницаемость торфа — способность торфа пропускать через себя воду. Водопроницаемость характеризуется коэффициентом фильтрации, зависящим от типа болотного микроландшафта, степени разложения торфа и его ботанического состава. Так, по исследованиям Л. С. Евстафьева, изменение коэффициента фильтрации определяется зависимостью

$$k_t = \alpha / I_t^\beta, \quad (6.4)$$

где k_t — коэффициент фильтрации, см/с; I_t — степень разложения торфа, %; α — ботанический параметр; β — интенсивность фильтрации.

Для низинных болотных массивов в слаборазложившемся торфе (10—15 %) $k_t = 0,005$ см/с, для среднеразложившегося низинного торфа (35—45 %) $k_t \approx 0,0008$ см/с, для верховых болот при слаборазложившемся торфе $k_t = 0,015$ см/с, для среднеразложившегося торфа $k_t = 0,0005$ см/с. Коэффициент фильтрации через нижние, сильно разложившиеся и уплотненные слои торфа близок к нулю.

6.6. Движение воды на болотных массивах

Движение воды по болотному массиву осуществляется в следующих формах:

- а) фильтрацией в толще мохового покрова, причем главным образом в его верхних слоях;
- б) сплошным потоком по всей площади микроландшафта при ровной поверхности болот;
- в) расчлененным потоком при крупнокочковатом микрорельефе;
- г) в виде болотных ручьев и речек.

Важной особенностью движения воды по болотному массиву является сохранение ламинарного режима как при фильтрации, так и при перемещении воды по поверхности, исключая движение в ручьях и речках.

Проточность q' в любой точке массива связана с уклоном поверхности i , коэффициентом фильтрации k_t и толщиной деятельного слоя h зависимостью

$$q' = k_t h i. \quad (6.5)$$

6. Болота

Величина $k_r h$ характеризует водопропускную способность деятельного слоя болотного микроландшафта на единицу длины контура при уклоне $i = 1$.

6.7. Колебания уровня грунтовых вод на болотных массивах

Грунтовые воды в болоте залегают вблизи их поверхности. Зеркало грунтовых вод практически повторяет форму этой поверхности за счет высокой водоудерживающей способности торфяной залежи.

В годовом ходе уровня верховых болот прослеживаются два максимума и два минимума. Первый весенний максимум практически совпадает с максимальной интенсивностью снеготаяния. Летом наблюдается снижение уровня за счет резкого увеличения испарения. Осенью уровень повышается вследствие сокращения испарения и увеличения осадков; зимой вновь происходит снижение уровня из-за прекращения атмосферного питания и фильтрации из деятельного слоя.

Средняя глубина зеркала грунтовых вод меняется от 5 до 40 см. Уменьшение глубины залегания грунтовых вод происходит по мере уменьшения густоты и высоты древостоя, смены кустарничковой растительности травяной, т. е. по мере уменьшения продуктивности фитомассы. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод в различных микроландшафтах болотных массивов в среднем составляет от 0,2 до 1 м.

Характерной особенностью режима грунтовых вод на болоте является то, что колебания уровня в различных точках болотного массива происходят практически синхронно, однако средний уровень и амплитуда колебания различны в отдельных микроландшафтах. Такой характер колебаний является следствием различных условий испарения с этих микроландшафтов и различной степени уплотненности сухого вещества в деятельном слое.

6.8. Испарение с болотных массивов

Испарение с болотных массивов определяется количеством тепла, поступающего к испаряющей поверхности, и количеством влаги, подводимой к испаряющей поверхности из толщи болотного массива и выпадающей в виде атмосферных осадков.

В зависимости от изменения положения уровня грунтовой воды можно выделить три стадии в процессе испарения.

Первая стадия относится к условиям полного насыщения болотного грунта водой. Испарение в данном случае определяется метеорологическими факторами. При снижении уровня грунтовой воды, когда только часть мелких пор подает воду к поверхности,

наступает вторая стадия испарения. И наконец, при снижении уровня ниже зоны капиллярного поднятия (третья стадия) капиллярный поток к поверхности отсутствует и болотная почва начинает просыхать на некоторую глубину.

Испарение с болот за вегетационный период (май—сентябрь) зависит от климатической зональности и соотношения площадей в каждом конкретном болотном массиве, занимаемых различными типами болотных микроландшафтов.

Для Восточно-Европейской равнины испарение с водораздельных олиготрофных болотных массивов изменяется от 200 мм/год на севере до 400 мм/год в южной части зоны тайги; на Западно-Сибирской равнине соответственно от 290 до 430 мм/год. На болотных массивах, представленных низинными (евтрофными) микроландшафтами, испарение в зоне избыточного увлажнения в среднем превышает испарение с олиготрофных болот на 10—15 %.

В зоне недостаточного увлажнения водораздельные болотные массивы отсутствуют вообще, испарение же с болот речных долин, озерных впадин и котловин, представленных низинными микроландшафтами, может достигать больших значений, приближаясь к испаряемости.

6.9. Термический режим, замерзание и оттаивание болот

Изменения температуры в болотных массивах, так же как и в минеральных грунтах, соответствуют изменению теплообмена в толще торфяной залежи. Амплитуда колебаний температуры, время наступления максимумов и минимумов ее на болотах и в почво-грунтах неодинаковы. Они зависят от различий водно-тепловых свойств этих сред. Тепловые свойства торфяной залежи, находящейся ниже уровня грунтовой воды, почти не меняются. В деятельном слое в связи с колебанием уровня грунтовой воды и изменением влажности торфа в этом слое теплоемкость и теплопроводность меняются во времени и в пространстве при переходе от одного микроландшафта к другому. На топях и сильно обводненных участках теплопроводность и теплоемкость больше по сравнению, например, со сфагново-кустарничковыми микроландшафтами, особенно в летний период, но меньше, чем для минеральных почво-грунтов.

Суточный ход температуры в деятельном слое отчетливо заметен до глубины 15—25 см, годовой — до глубины 3,0—3,5 м; на глубинах более 35—40 см и более 4—5 м соответственно суточные и годовые колебания температуры затухают.

Максимальные амплитуды летних температур на поверхности моховых болот достигают десятков градусов; в отдельные ясные ночи в северо-западных районах на поверхности болота возможны заморозки.

Замерзание болотных массивов начинается через 12—17 дней после устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С

6. Болота

к отрицательным значениям. Наиболее интенсивно промерзание торфяной залежи происходит до образования устойчивого снежного покрова высотой 5—10 см.

В пределах болотных массивов интенсивность нарастания мерзлого слоя и его толщины неодинаковы. Это связано с различиями растительного покрова, рельефа, влажности и температуры деятельного слоя болота, а также высоты и плотности снежного покрова. Так, средняя многолетняя толщина мерзлого слоя к концу зимы на грядах грядово-мочажинного комплекса в болотных массивах Северо-Запада ЕТС почти в 1,5 раза больше, чем в мочажинах. Наибольшая средняя многолетняя толщина мерзлого слоя характерна для крупно-бугристых торфяников (60—65 см). По сравнению с минеральными почво-грунтами толщина мерзлого слоя торфяной залежи на 25—40 % меньше. Оттаивание деятельного слоя в различных болотных микроландшафтах происходит также неодинаково и зависит от вышеперечисленных факторов.

6.10. Влияние болот на речной сток

При выяснении гидрологической роли болот следует исходить как из общих характерных гидрологических свойств, присущих болотам вообще, так и из специфических особенностей, свойственных различным типам болот. Кроме того, необходимо учитывать принадлежность болот к той или иной климатической зоне.

Общими свойствами, характерными для болот, являются: повышенное испарение по сравнению с окружающими суходолами, сравнительно малый объем воды, участвующей во внутригодовом влагообороте, и низкая водоотдача в меженные периоды. К специфическим особенностям болот различного типа, оказывающим влияние на формирование стока с них, относятся типы питания и содержание внутри болотных массивов свободных объемов воды (озера, мочажины).

На моховых участках верховых болот весной снеговые воды не стекают по поверхности мерзлого слоя болот, а фильтруются до уровня грунтовых вод и аккумулируются в верхнем деятельном слое. Поверхностный сток отсутствует и может появиться только в случае подъема зеркала грунтовых вод до уровня поверхности болота или выше него. Скорость фильтрационного потока в деятельном слое может быть велика, поэтому весеннее половодье в ручьях, вытекающих из верховых болотных массивов, характеризуется значительными подъемами уровней и большими максимальными расходами. Модули максимального стока талых вод, по данным К. Е. Иванова, для малых болотных водосборов западных областей ЕТС достигают в среднем 90—150 л/(с·км²).

Горизонтальное стекание воды с болотного массива продолжается до тех пор, пока не истощатся запасы свободной воды в дея-

тельном слое, т. е. пока уровни грунтовых вод находятся в пределах этого горизонта. При снижении уровней грунтовых вод до инертного слоя и последующем их падении сток с болотного массива практически прекращается. Болотные ручьи, реки, топи оказывают некоторое влияние на сток с болот, выравнивая его. Полное прекращение стока с верховых болот возможно как в зимний, так и в летний меженьные периоды. Дождевые осадки, выпадающие при уровнях грунтовых вод, расположенных ниже деятельного слоя, аккумулируются в болоте и не дают стока.

Воды, поступающие в низинные болота зон неустойчивого и недостаточного увлажнения, в основном расходуются на испарение. Выполняя функцию испарителей в этих районах, низинные болота при большом их распространении на водосборе способствуют существенному снижению речного стока.

В ряде случаев сток с водосборов, на которых распространены низинные болота, оказывается выше и устойчивее по сравнению с водосборами, лишенными болот. Примером может служить сток рек Полесья, где общей причиной является повышенное грунтовое питание.

Таким образом, влияние болот на сток рек неоднозначно. В зоне достаточного и избыточного увлажнения болота практически не оказывают влияния на норму годового стока; они снижают максимальный и минимальный сток. Крупные болотные массивы, в которых значительные площади заняты озерами и озерно-мочажинными комплексами, способствуют регулированию речного стока. Наличие болотных массивов в районах недостаточного увлажнения способствует снижению речного стока по сравнению с незаболоченными водосборами.

6.11. Распространение болот

Общая площадь, занимаемая болотами и заболоченными землями, составляет около 3,5 млн. км². Наибольшее количество болот находится в Азии, Европе, Северной Америке. На других континентах болота имеют ограниченное распространение.

В СССР площадь болот оценивается в 2,1 млн. км², что соответствует примерно 9,5 % всей территории. Из этого количества на европейскую часть приходится около 0,6 млн. км², или 12 % площади этой территории, на азиатскую — 1,5 млн. км², или около 9 %.

Торфяной фонд СССР насчитывает более 50 тыс. торфяных месторождений с запасом воздушно-сухого торфа 158 млрд. т (или 60,8 % мировых запасов) (рис. 6.3).

Такое обилие болот связано с геологической историей развития территории, а также современным климатом и рельефом. Наиболее благоприятные условия для болотообразования создались после отступления ледника. Поэтому болота СССР сосредоточены в основном на территории максимального оледенения. Созданный

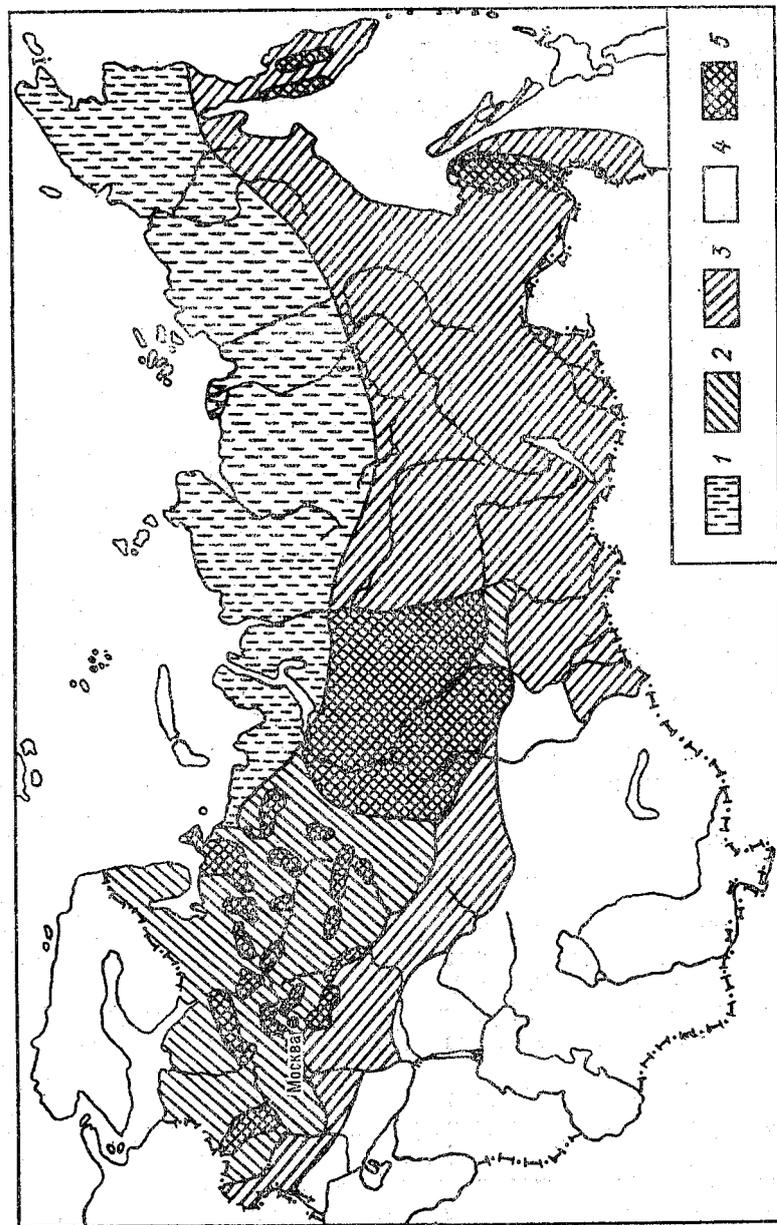


Рис. 6.3. Районирование торфяного фонда СССР (по М. Н. Никонову).

1 — полярный пояс торфонакопления, 2 — пояс слабого торфонакопления, 3 — пояс интенсивного торфонакопления, 4 — пояс малого торфонакопления, 5 — торфяные бассейны.

ледником рельеф и климатические условия определяют не только наличие болот, но и характер их залегания.

В зоне тундры заболоченность местами достигает 50 %, здесь преобладают болота с малой мощностью торфа и заболоченные земли. Характерными для этой зоны, особенно для лесотундры, являются бугристые болота. Заболоченность в зоне тундры уменьшается с запада на восток вследствие усиления континентальности климата в этом направлении и перехода к горам на северо-востоке Сибири.

В зоне тайги сосредоточено около 80 % всех торфяных болот СССР. Широкое распространение имеют верховые сфагновые болота. Большой заболоченностью в европейской части отличается Карелия, Вологодская и Ленинградская области, где она достигает 40 %.

В азиатской части этой зоны высокой заболоченностью характеризуется Западно-Сибирская равнина (около 1 млн. км²), причем местами доходит до 70 %.

В зоне смешанных лесов болота расположены крайне неравномерно. На северо-западе преобладают верховые болота, к югу и юго-востоку увеличивается количество низинных болот. Наибольшая заболоченность в этом районе свойственна юго-западу, в особенности Полесью (бассейны Припяти, Десны и Верхнего Днепра).

Высокой заболоченностью характеризуется и зона широколиственных лесов Дальнего Востока и нижнего течения Амура. Здесь болота распространены как на междуречьях, так и в выположенных долинах рек.

В зоне лесостепи болота приурочены большей частью к речным долинам и озерным котловинам. Болота этой зоны относятся к исключительно низинным.

В зонах степей, полупустынь и пустынь болота встречаются редко и приурочены к поймам и дельтам больших рек.

В горных районах болота можно встретить на пологих склонах и высокогорных плоскогорьях, в местах обильного выхода грунтовых вод. Обилием болот отличаются Рионская и Талышская низменности в субтропической зоне.

6.12. Общие сведения для расчета осушительных систем

6.12.1. Осушительные системы

Болота и заболоченные земли нуждаются в осушительных мелиорациях. Основная задача осушительных мелиораций — понижение уровня грунтовых и почвенных вод, а также отвод избыточных поверхностных вод с помощью создания искусственных или улучшения естественных водотоков. В зависимости от того, каким

6. Болота

способом отводятся избыточные воды с осушаемой территории в водоприемник, используются следующие осушительные системы:

1) самотечные, когда вода собирается осушительной сетью и сбрасывается в водоприемник самотеком;

2) с машинным водоподъемом, когда вода, поступающая из осушительной сети в магистральные каналы, перекачивается в водоприемник насосами;

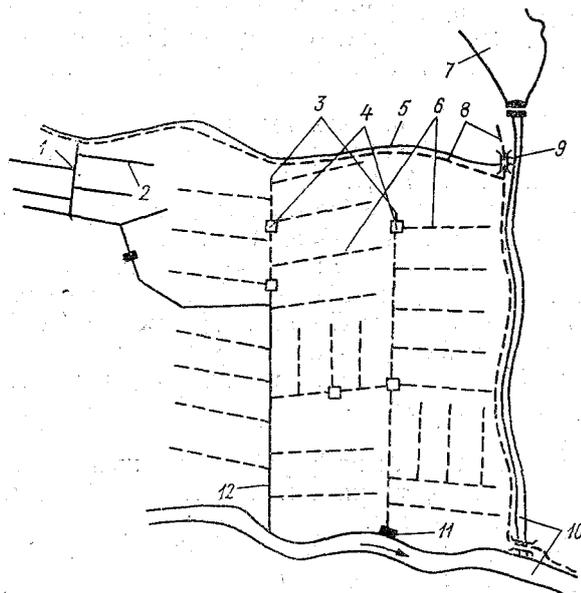


Рис. 6.4. Схема самотечной осушительной системы.

1 — открытый коллектор, 2 — открытые осушители, 3 — закрытый коллектор, 4 — смотровой колодец, 5 — нагорный канал, 6 — закрытые осушители (дрены), 7 — водохранилище, регулирующее сток, 8 — дорога, 9 — мост, 10 — водоприемник, 11 — устье, 12 — магистральный канал.

3) смешанные, когда вода с осушаемой территории в одни периоды года перекачивается в водоприемник насосами, а в другие поступает самотеком.

В составе осушительной системы выделяют: ограждающую сеть, регулирующую сеть, проводящую сеть, водоприемники и сооружения на осушительной сети (рис. 6.4).

Ограждающая сеть. Служит для ограждения осушаемой территории от поступления вод извне. Она состоит из защитных валов, нагорных и ловчих каналов.

Задача защитных валов — защитить осушаемые площади от паводочных вод. Строятся валы обычно при мелиорации пойм. Высоту их принимают равной отметке максимального летнего паводка с запасом около 0,5 м.

Нагорные каналы перехватывают поверхностные воды, притекающие на осушаемую территорию с прилегающего водосбора, и отводят их в магистральные каналы или непосредственно в водоприемник. Глубина их не более 1,0—1,2 м, длина 200—500 м (бывает 5—10 км), уклон не менее 0,0005.

Ловчие каналы служат для задержания стока грунтовых вод. Обычно они глубже нагорных и устраиваются в зоне наиболее высокого стояния грунтовых вод. Глубина ловчих каналов колеблется от 1,5 до 3,0 м.

Регулирующая сеть. Назначение регулирующей сети — создавать и регулировать водный и воздушный режимы почв непосредственно на осушаемой площади путем сбора и отвода избыточных поверхностных или грунтовых вод. Регулирующая сеть может быть представлена осушителями (открытыми или закрытыми дренами) или собирателями (открытыми или закрытыми).

Осушение открытыми каналами применяется для удаления застаивающихся на поверхности вод, а также для понижения уровня грунтовых вод.

Для быстрого отвода избыточных вод, образовавшихся на поверхности при снеготаянии и выпадении дождей, используют открытые собиратели, тальвеговые каналы, ложбины, а также различные агромероприятия.

Открытые собиратели представляют собой каналы глубиной 0,8—1,2 м, поперечное сечение — равнобокая трапеция шириной по дну 0,4—0,5 м, заложение откосов 1 : 1, минимальный уклон 0,0005, длина до 1,0—1,2 км. Тальвеговые каналы используются для отвода воды из узких лощин местности.

В ряде случаев производят осушение ложбинами, т. е. широкими и мелкими каналами с пологими откосами. Нарезают ложбины, как правило, грейдерами. Длина ложбин при ровном рельефе 400—800 м, при малых уклонах до 1500 м (минимальный уклон 0,0008—0,004).

Для отвода грунтовых вод с целью понижения их уровня устраивают каналы — открытые осушители, которые позволяют произвести сброс воды на заданную норму осушения.

Нормой осушения условно считается глубина уровня грунтовых вод на середине между двумя осушителями, при которой создаются оптимальные условия для определенной сельскохозяйственной культуры в данный период ее развития. Эта величина переменная и зависит от почвенных условий, вида и фазы развития сельскохозяйственных культур. На практике при расчете осушительных систем используются средние значения нормы осушения, полученные опытным и расчетным путем (табл. 6.1).

Исходя из потребной нормы осушения каналы (дрены) должны быть заложены на определенную глубину H с тем, чтобы депрессионная кривая грунтовых вод в наиболее высокой точке посередине между каналами была ниже поверхности земли с учетом глубины в канале h . Как видно из рис. 6.5, при одной и той же норме осушения расстояния между каналами D_1 и D_2 определя-

6. Болота

ется глубиной их заложения. Расстояния между осушителями принимаются по рекомендациям научно-исследовательских учреждений (табл. 6.2).

Устройство открытых каналов допустимо: на естественных сенокосах (без пастбы на них скота); при первоначальном осушении торфяных болот для сброса многолетних запасов болотной воды; на пойменных землях, используемых как луговые угодья;

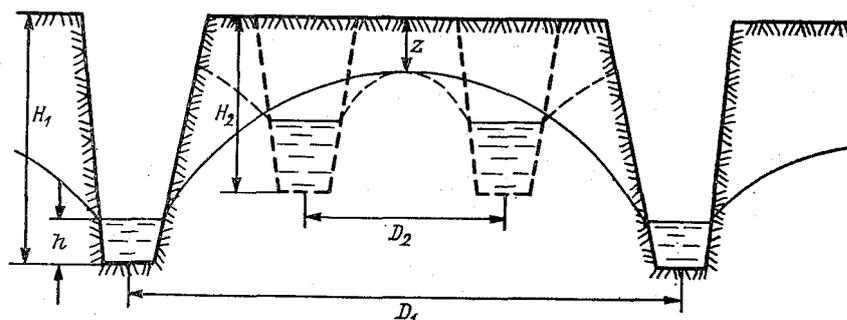


Рис. 6.5. Депрессионные кривые поверхности грунтовых вод при различных глубинах осушительных каналов и расстояниях между ними.

в лесонасаждениях. Закрытые каналы, хотя и более дорогие по сравнению с открытыми осушителями, имеют неоспоримые преимущества для сельскохозяйственного производства (не занимают территории поля, не мешают движению техники и т. д.).

Современные закрытые осушители представляют собой дренажные трубы (керамические, пластмассовые и т. п.), уложенные на некоторой глубине под поверхностью поля. Вода поступает в эти трубы (дрены диаметром 50—100 мм) через зазоры на стыках или специальных щелях, которые, когда это необходимо, защищают мхом, щебнем и другими фильтрующими материалами. Глубина

Таблица 6.1

Средние нормы осушения (см) для сельскохозяйственных культур

Культура	Песчаные и супесчаные почвы	Торф низинного болота
Плодовые деревья и кустарники	80—95	100—125
Картофель, сахарная свекла, кукуруза	55—80	80—90
Овощные культуры	50—75	75—80
Зерновые и силосные культуры	50—65	70—90
Искусственные пастбища	50—70	80—90
Лен, вико-овсяная смесь	40—60	50—70

Таблица 6.2

Расстояние между каналами на почво-грунтах
подпахотного горизонта

Почво-грунты	Расстояние, м
Торф	
низинный	60—110
переходный	50—70
верховой	30—40
Суглинки	
средние	50—60
легкие	60—70
Супеси	70—80
Пески	80—100

закладки дрен закрытых собирателей 0,7—1,4 м, расстояние между ними 10—50 м.

Закрытые собиратели закладывают под острым углом к горизонталям. В период отсутствия поверхностных вод закрытые собиратели служат вентиляторами почв. Этот способ особенно эффективен на тяжелых минеральных почвах со слабой водопроницаемостью.

Для осушения земель применяется также вертикальный дренаж, представляющий собой систему скважин, из которых вода откачивается насосами. Основным показателем применимости вертикального дренажа — проводимость водоносного горизонта $T'_в$

$$T'_в = k_f h_m, \quad (6.6)$$

где k_f — коэффициент фильтрации; h_m — мощность водоносного пласта.

Вертикальный дренаж наиболее эффективен при $T'_в \geq 300 \div 500 \text{ м}^2/\text{сут}$ и малоприменим при $T'_в < 150 \div 200 \text{ м}^2/\text{сут}$.

Скважины вертикального дренажа могут устраиваться по всей площади данной системы (систематический дренаж), в виде рядов скважин (линейный дренаж) или отдельных групп скважин (выборочный дренаж). Конструкция скважин вертикального дренажа определяется литологическим строением водоносного комплекса и эксплуатационными параметрами: дебитом и понижением уровня, технологическими условиями строительства и эксплуатации, степенью автоматизации и пр.

Проводящая сеть. Регулирующая сеть соединяется с проводящей сетью, задача которой состоит в своевременном и полном отводе в водоприемник поверхностных или грунтовых вод. В проводящей осушительной системе выделяют магистральный, или главный, канал и боковые каналы — коллекторы различных порядков,

6. Болота

которые подают воду в магистральный канал и через него в водоприемник.

Магистральный канал прокладывают по наиболее низким отметкам осушаемого массива, стремясь обеспечить двухсторонний прием воды. В глубоком торфе канал прокладывается по местам наибольшей мощности торфа. Размеры магистрального и боковых каналов определяются гидравлическим расчетом.

Расположение боковых коллекторов различных порядков, кроме полного отвода воды с осушаемой территории, должно увязываться с нарезкой полей для полевых севооборотов и представлять возможность для широкой механизации сельскохозяйственных работ. Соединение коллекторов различного порядка друг с другом и с магистральным каналом может быть произведено под прямым или острым углом. Угол их сопряжения зависит от скорости течения и расхода воды. При малых расходах допускается угол 90° . Такое расположение каналов лучше всего отвечает хозяйственным требованиям. При больших расходах воды угол должен составлять: при расходе впадающего канала $0,3—1,0 \text{ м}^3/\text{с}$ сочленение под углом 60° , при расходе более $1,0 \text{ м}^3/\text{с}$ — под углом 45° . Угол впадения магистрального канала в реку должен быть $40—60^\circ$.

При сопряжении каналов различного порядка необходимо, чтобы вода в канале высшего порядка не создавала подпор во впадающем в него канале низшего порядка. Самостоятельное движение воды осуществляется, если дно канала высшего порядка находится на $10—20 \text{ см}$ ниже дна канала низшего порядка.

Сооружения на осушительных системах. На осушительных системах возникает необходимость устраивать шлюзы-регуляторы, устья, смотровые колодцы, мосты и трубы, дорожную сеть и др.

Шлюзы-регуляторы служат для регулирования уровня воды в каналах в соответствии с потребностями осушаемых угодий. Путем опускания затворов замедляется или прекращается подача воды в канал, поднимается уровень в верхнем бьефе сооружения и повышается зеркало грунтовых вод на осушаемых землях. При поднятии затворов создаются условия для быстрого отвода избыточной воды с осушаемых земель. Шлюзы-регуляторы бывают стационарные и переносные, последние применяют при расходах воды в каналах менее $1,0 \text{ м}^3/\text{с}$.

Устья устраивают в концевой части (в устье) закрытых коллекторов при впадении в открытые каналы. Устья изготовляют из сборного железобетона или дерева, располагают выше дна канала не менее чем на $0,4 \text{ м}$ и выше бытового горизонта воды в нем на $0,1—0,2 \text{ м}$.

Смотровые колодцы располагают в местах соединения коллекторов (длиной больше $800—1000 \text{ м}$ через каждые $400—500 \text{ м}$), резких изменений уклонов коллекторов, в местах устройства шлюзов-регуляторов.

Для проезда через каналы сооружаются мосты, имеющие ширину, достаточную для проезда сельскохозяйственной техники.

Водоприемники. Вода, отводимая с осушаемого массива, сбрасывается в водоприемники, которыми могут быть реки, ручьи, балки, водохранилища, озера и моря. Однако не все водотоки и водоемы могут быть использованы в качестве водоприемников. Для этого они должны отвечать следующим требованиям:

1) бытовые горизонты воды в водоприемнике должны быть ниже горизонтов воды во впадающем в него магистральном канале;

2) пропускная способность водоприемника должна обеспечивать своевременный отвод избыточных вод с осушаемой территории;

3) русло и чаша водоприемника должны быть устойчивыми и не размываться.

Естественные водоприемники часто не удовлетворяют предъявленным к ним требованиям из-за подпора воды от искусственных сооружений, извилистости русла реки, недостаточных размеров и неравномерности поперечных сечений, зарастания растительностью, отложения наносов. Улучшение работы водоприемника достигается проведением следующих мероприятий по его упорядочению и регулированию:

— понижением горизонта воды (увеличением пропускной способности водоприемника, устройством сбросных сооружений или регулированием стока на водосборе);

— устройством водохранилищ, позволяющих перераспределять сток во времени;

— спрямлением русла реки.

Агромелиоративные мероприятия. В сочетании с открытой и закрытой осушительной сетью применяют агромелиоративные мероприятия, представляющие собой различные приемы обработки почвы для регулирования режима влажности путем отвода избыточной воды с поверхности и из пахотного слоя почвы (табл. 6.3). Это позволяет повысить урожайность возделываемых культур на 30—40 %.

6.12.2. Методы расчета расходов воды

Приемы и методы проектирования мелиоративных систем предусматривают обеспечение оптимального водного режима осушаемых земель и увязку с общим комплексом водохозяйственных мероприятий. При этом появляется обоснование гидрологического режима малых и слабо изученных рек, которые являются водоприемниками сети осушительных каналов. Для гидравлических расчетов используют среднесуточные максимальные расходы, так как продолжительность весеннего затопления и подтопления составляет не менее суток. Гидравлический расчет магистральных, нагорных и тальвеговых каналов производится на пропуск расходов воды за соответствующие периоды стока (табл. 6.4).

Характеристика агромелиоративных мероприятий

Мероприятие	Основные параметры
Узкозагонная вспашка	Ширина загонов 3—4 м; поперек разъемных борозд устраивают выводные борозды через 40—100 м (по понижениям)
Бороздование	Глубина борозд 20—25 м, расстояние между ними 8—20 м. Может быть систематическим и выборочным
Гребневание	Гребни вдоль уклона местности, высота их 13—15 см, расстояние между гребнями 0,7 м
Грядкование	Ширина гряд 0,7—1,4 м (под овощи) и 2,8—3,5 м (под кукурузу), высота гряд 30—60 см
Профилирование поверхности	Загоны шириной 15—20 м с сохранением положения свалов и разъемных борозд; обеспечивается после двух-трех вспашек
Кротование	Глубина заложения кротовин 35—45 см, расстояние между ними 1,0—1,5 м
Углубление пахотного слоя	Обеспечивается постоянным пропахиванием 30—50 см почвы
Глубокое рыхление	Глубина рыхления 60—100 см (на 20—30 см меньше минимальной глубины заложения дрен)

Расчетные расходы воды весеннего половодья и летне-осенних паводков пропускаются со средним запасом от бровки канала не менее 0,15—0,20 м, а расчетные расходы предпосевного периода — не менее 0,4—0,5 м. Отметим, что расходы предпосевного периода соответствуют времени начала весенних полевых сельскохозяйственных работ.

Таблица 6.4

Расчетные периоды стока

Намечаемое использование земель после их осушения	Расчетный период	Допускаемая продолжительность затопления, сут
Искусственные и улучшенные луга	Летне-осенние паводки, бытовой сток ¹	20—30
Луговые пастбища, овощные и полевые севообороты без озимых культур	Предпосевной, летне-осенние паводки, бытовой сток	10—15
Полевые севообороты с озимыми культурами	Весеннее половодье, предпосевной, бытовой	3—5

¹ В осушении принимается расход вод, соответствующий горизонту с наибольшей продолжительностью за вегетационный период.

Чем больше пропускная способность осушительной системы водоприемников и проводящей сети, тем быстрее происходит удаление поверхностных и понижение подземных вод, тем раньше весной и после паводков почва освобождается от избытка влаги, тем раньше будет достигнута норма осушения и тем выше урожайность.

Самое выгодное значение пропускной способности или расчетного расхода будет отвечать наименьшей сумме стоимости потерь урожайности или ущерба вследствие повышения расхода (I_Q) и стоимости ежегодных издержек (I), т. е. когда сумма

$$\Pi = I_Q + I \quad (6.7)$$

будет наименьшая, что должно отвечать условию

$$d\Pi/dp_m = 0, \quad (6.8)$$

где p_m — обеспеченность расчетных расходов.

Решение дифференциального уравнения (6.8) приводит к формулам для определения расчетной обеспеченности, если I_Q и I рассматривать как функции обеспеченности p_m .

Таковыми формулами являются:

1) для весеннего половодья

$$p_m = (\alpha\beta/u)^x, \quad (6.9)$$

где $x = 1/1 + \beta - n = 0,7 + \beta$

2) для дождевых паводков

$$p_m = (0,14\alpha/u)^{1,4}. \quad (6.10)$$

В формулах (6.9) и (6.10) α — доля от стоимости сооружения ежегодных издержек на амортизацию, ремонт, содержание штата и т. д.; u — доля ущерба, взятая по отношению к стоимости осушительной системы, например при $p_m = 10\%$; β — коэффициент, зависящий от коэффициентов вариации (C_v) и асимметрии (C_s), определяется по формуле

$$\beta = 0,15\lambda^{0,42}(1 + \lg C_v), \quad (6.11)$$

где $\lambda = C_s/C_v$.

Под ущербом следует понимать убытки, вызванные превышением расчетного расхода (например, затопление и поднятие грунтовых вод территории, подлежащей осушению).

Гидрологический расчет водоприемников и проводящих каналов производится для расчетных периодов: 1) весеннего половодья и летне-осенних паводков по модулю стока обеспеченностью 10—25%; 2) для предпосевного периода при осушении открытой сетью — обеспеченностью 25% и закрытой сетью — обеспеченностью 10—15%; 3) для бытового периода при осушении открытой сетью по модулю стока обеспеченностью 25—30% и закрытой — 15—25%. При назначении обеспеченности необходимо исходить из экономических условий проектируемого объекта.

6. Болота

При осушении отдельных мелких болот и заболоченных участков расчетная обеспеченность во всех случаях принимается равной 25 %.

При наличии данных наблюдений за стоком воды в створах рек и в осушительных системах расчетные максимальные модули устанавливаются на основании обработки материалов наблюдений и определения параметров кривых обеспеченности: среднего многолетнего максимального расхода \bar{Q} , коэффициента вариаций C_v и коэффициента асимметрии C_s , согласно рекомендациям п. 3.2.5. Расчеты максимальных модулей стока при отсутствии или недостаточности длительности наблюдений выполняются методом аналогий или по региональным формулам (см. п. 3.5.4 и 3.5.5).

6.12.3. Модули предпосевного и посевного стока

Под *модулем предпосевного стока* понимается модуль, с помощью которого производят расчет поперечных сечений каналов для осушаемых болот и заболоченных земель, намеченных для использования под полевые севообороты без озимых культур. Модуль предпосевного стока определяется для конкретного района в зависимости от начала полевых работ.

Продолжительность предпосевного периода составляет около 15 суток с тем, чтобы до начала посева весенняя вода освободила площадь от затопления и к началу посева находилась в каналах на 0,8—0,9 м ниже средней поверхности осушаемой территории.

Посевной сток соответствует времени наступления посевного периода, т. е. момента наступления оптимальных условий весеннего сева.

Оптимальные сроки сева и посадки основных культур на осушаемых землях охватывает период, в течение которого накапливается последовательно сумма среднесуточных температур воздуха от 20 до 180°C, считая от даты схода снега. Поэтому расчетную длительность посевного периода при гидрологических расчетах осушительных и осушительно-увлажнительных систем следует принимать равной 30 сут, считая от оптимальной даты сева ранних яровых зерновых.

Структура и параметры разработанных региональных формул предпосевного и посевного периодов зависят от полноты гидрометрических материалов и имеют два направления:

- 1) установление связи между модулями стока на начало предпосевного или посевного периода и физико-географическими факторами;

- 2) установление зависимостей для модулей предпосевного и посевного стока в виде доли максимального.

Необходимо иметь в виду, что модули стока, положенные в основу при выводе формул, определены в зависимости от принятого

способа установления начала посевного периода, а поэтому оба направления носят региональный характер.

Для предпосевного и посевного периода можно использовать формулу А. И. Ивицкого

$$q = (0,00224 \delta \sqrt{h_n^3} \sqrt[8]{F}) / I^{0,2}, \quad (6.12)$$

где h_n — слой стока весеннего половодья, мм; F — площадь водосбора, км²; I — уклон водотока; δ — коэффициент, учитывающий влияние заболоченности и лесистости на посевной сток, который определяется по выражению

$$\delta = \sqrt[4]{\beta + \alpha + 1}, \quad (6.13)$$

где β — заболоченность, водосбора, %; α — лесистость, %.

Расчет бытового стока производится по формуле А. Н. Костякова

$$q = 0,6 \sqrt[3,4]{F}, \quad (6.14)$$

где F — площадь водосбора, га.

После установления расчетного модуля стока для данной водосборной площади можно определить тот расход воды канала Q , на который должны быть рассчитаны его пропускная способность и размеры, т. е. $Q = q \cdot F$.

Скорость движения воды в канале во все периоды должна быть такой, чтобы не происходило его размывания и заиления.

6.13. Сушительные системы двухстороннего регулирования

Для предотвращения переосушения почв и бесперебойного снабжения водой растений в летний вегетационный период необходимо создание осушительных систем двухстороннего регулирования водного режима. Такие системы являются регуляторами естественного водного баланса территории. Поскольку осушительная система работает в условиях переменных климатических факторов (чередование влажных и сухих периодов), то оптимально запроектированная система должна быть снабжена специальными регулирующими сооружениями, позволяющими управлять уровнями грунтовых вод и стоком воды в системе в соответствии с изменением погодных условий и требованиями сельского хозяйства. Регулирующие сооружения на каналах и дренах позволяют уменьшать или исключать сток воды в регулируемую сеть и повышать уровень воды, поступающей в открытые каналы, задерживая ее на осушаемой площади.

В настоящее время существуют два способа увлажнения корнеобитаемого слоя почвы:

1) дождевание — вода в почву поступает с поверхности, подача ее осуществляется дождевальными устройствами путем разбрызгивания (см. п. 7.3.1);

6. Болота

2) подпочвенное и внутрпочвенное увлажнение обеспечивает кратковременное полное насыщение корнеобитаемого слоя почвы путем подъема уровня грунтовой воды или капиллярного подпитывания.

Увлажнение осушаемых земель с помощью дождевания применяют при использовании под овощные и кормовые севообороты, сады и культурные пастбища участков с почвами тяжелого механического состава.

Подпочвенное увлажнение путем инфильтрации воды из открытых каналов, перекрываемых шлюзами, применяют на хорошо водопроницаемых грунтах, позволяющих осуществить цикл увлажнения не более чем за шесть—десять суток.

Кроме улучшения качества и структурных свойств почв, орошение осушенных болот повышает урожай, например сена в 3,5 раза по сравнению с неорошаемым лугом; при этом повышается качество сена (злаки вытесняют осоки). На естественно заливаемых болотных сенокосах без осушения такой смены растительности не наблюдается.

При неправильном ведении мелиоративного строительства и эксплуатации мелиоративных систем возникают отрицательные последствия. Так, чрезмерное понижение уровней грунтовых вод приводит к тому, что торф быстро окисляется и минерализуется, дренажная сеть уносит питательные вещества и плодородие осушенных земель снижается. Поэтому при проектировании систем необходимо решать проблему комплексной мелиорации с созданием водохранилищ, регулированием русел рек, лесных насаждений, агротехнических мероприятий и т. п.

6.14. Взаимосвязь водного режима осушаемых почв с методами осушения

Водный режим почв в естественных условиях в значительной степени зависит от типа водного питания, который устанавливается гидрологическими, гидрогеологическими и почвенно-мелиоративными мероприятиями. В практике осушения выделяют:

1. Атмосферный тип водного питания — в приходной части положительного водного баланса абсолютное значение принадлежит атмосферным осадкам (характеризуется плоским ландшафтом с почвами тяжелого и среднего механического состава).

2. Грунтовый тип — в приходной части водного баланса преобладают грунтовые воды (характерен для ландшафтов с пологими склонами и низинами, почвы среднего и легкого механического состава).

3. Грунтово-напорный — с преобладанием в приходной части водного баланса напорных грунтовых вод.

4. Склоновый (делювиальный) — формируется за счет ливневых осадков на склонах с тяжелыми почвами (характерен для предгорных районов влажных субтропиков, моренных ландшафтов).

5. Намывной (аллювиальный) — характеризуется продолжительным затоплением паводковыми водами пойм и плавней (типичен для заболоченных пойм рек — водохранилищ).

В зависимости от типа водного питания и метода осушения земель назначают способ осушения на системах (табл. 6.5).

Таблица 6.5

Способы осушения земель

Тип водного питания	Результат осушения	Способ осушения
Атмосферный	Ускорение поверхностного стока	Открытые каналы (собиратели), искусственные ложбины, закрытые собиратели, планировка поверхности, агромелиоративные мероприятия (выборочное бороздование, профилирование, грядование и гребнение поверхности, узкозагонная вспашка вдоль склона)
	Повышение инфильтрационной способности почв	Кротовый и щелевой дренаж, агро-мелиоративные мероприятия (глубокое рыхление, глубокая вспашка, рыхление подпахотного горизонта, известкование почвы, обработка почв химмелиорантами, пескование торфа, мероприятия по уменьшению глубины промерзания и ускорение оттаивания почвы)
Грунтовый	Понижение уровня грунтовых вод	Каналы (осушители), горизонтальный и вертикальный дренаж, углубление естественных дрен (реки, ручьи), кольматаж поверхности
	Перехват потока грунтовых вод	Ловчие каналы и дрены, береговой дренаж, вертикальный дренаж
	Уменьшение притока грунтовых вод	Мероприятия по ограничению питания грунтовых вод (борьба с потерями воды в каналах и пр.), биологический дренаж
Грунтово-напорный	Понижение пьезометрических уровней	Глубокий горизонтальный (открытый и закрытый) дренаж, вертикальный дренаж
	То же за пределами объекта	Устройство водозаборов подземных вод, мероприятия по ограничению питания напорного водоносного горизонта

6. Болота

Тип водного питания	Результат осушения	Способ осушения
Склоновый	Перехват склонового стока	Нагорные каналы и ложбины, перехватывающие дрены, защитные дамбы
	Уменьшение притока поверхностных вод извне	Комплекс противоэрозионных мероприятий на склоне (создание прудов, лиманов, лесонасаждения, вспашка зяби и пахота поперек склона, лункование почвы, повышение агротехники и интенсивности использования земель, оструктуривание почв)
Намывной	Ускорение руслового стока	Регулирование рек-водоприемников (спрямление, углубление, расширение, расчистка русла)
	Защита от затопления	Обвалование рек, озер, нагорно-ловчих каналов
	Регулирование речного стока за пределами объекта	Устройство водохранилищ на реке и ее притоках, переброска части стока в бассейн другой реки, перехват притоков реки (озера) каналом со сбросом воды ниже объекта

Принципиальную схему осушения и конструкцию регулирующей сети осушительной системы определяют исходя из принятого способа и режима осушения.

Водный режим осушенных земель характеризуется влажностью почвы в зоне распространения корней сельскохозяйственных культур и продолжительностью затопления почвы поверхностными водами. Для аэрации активного слоя почвы содержание воздуха в нем при выращивании трав должно быть 15—20 % от скважности почвы, для зерновых культур 20—30 % и для корнеплодов 35—40 %.

Для осушенных земель грунтового и грунтово-напорного типов водного питания влажность почвы регулируется нормой осушения. Она зависит от свойств грунтов и климатических условий района и в связи с углублением корневой системы по мере роста растений изменяется в течение вегетационного периода.

Затопление земель весной обычно благоприятно влияет на плодородие почвы, так как воды приносят с собой некоторое количество питательных веществ и ускоряют оттаивание почвы. Однако длительное затопление задерживает начало сельскохозяйственных работ и снижает урожайность. Летнее затопление водами, притекающими со стороны, не допускается при любом сельскохозяйственном использовании земель, так как приводит к гибели посе-

вов или существенному снижению урожая. Атмосферные осадки, выпадающие непосредственно на осушаемую площадь в летне-осенний период, должны отводиться в короткие сроки — с посевов зерновых и овощных культур за 0,20—0,25 сут, с пастбищ за 0,75—0,80 сут и с сенокосов за 1,0—1,5 суток.

6.15. Характеристики плодородия осушенных почв

Плодородие почвы — сложное комплексное понятие. Из множества параметров почвенного плодородия, характеризующих ее структуру и содержание различных элементов и микроэлементов, наиболее тесно связана с урожайностью объемная масса почвы δ_n . Она является результирующей характеристикой механического состава почвы, степени ее пористости, удельной массы и количества гумуса. Вместе с тем с величиной δ_n находится в тесной связи содержание в почве азота N, фосфора P и других элементов. Последнее обстоятельство, вместе с влагозапасами почвы, характеризует не только химические и биохимические, но и микробиологические особенности почвы, что в конечном счете и определяет ее плодородие.

Если рассматривать распределение типов почв, например в пределах ЕТС с севера на юг, то можно обнаружить их закономерное чередование от дерновоподзолистых и лесных на севере, через черноземы — к каштановым и сероземам на юге.

Проведенный А. Р. Константиновым анализ связи урожайности с типами почв при их оптимальном увлажнении (рис. 6.6) показал, что относительная урожайность (как и количество гумуса C_g , азота N и фосфора P_2O_5) изменяется обратно пропорционально изменению объемной массы почвы. Объемная масса снижается, а урожайность растет по мере продвижения с севера на юг от дерново-подзолистых и серых лесных почв к оподзоленным и мощным черноземам, после чего δ_n снова возрастает, а урожайность падает. Для минерализованных почв объемная масса минимальна у типичных черноземов. Снижение объемной массы свидетельствует о наличии неразложившихся органических фракций, что характерно для органических почв, в том числе и торфа.

Значение объемной массы не однозначно определяет тип почвы, так как одинаковые δ_n могут иметь, например, дерново-подзолистые и каштановые, лесные и темно-каштановые почвы и т. д. Для большей определенности необходимо иметь сведения о степени кислотности почвы рН (солевой вытяжки). В пределах упомянутых почв, кислотность увеличивается от рН $\approx 4,5$ для подзолистых до рН $\approx 8,0$ для сероземов. Для черноземов рН = 6,0 ÷ 7,0. Поэтому слева по шкале от черноземов располагаются кислые почвы (дерново-подзолистые, серые лесные), а справа — щелочные (чернозем южный, темно-каштановые почвы и сероземы). Следовательно, для характеристики типа почвы, кроме ее объемной массы, необходимо знать степень кислотности. Только при этом объемная

6. Болота

масса почвы и влагозапасы могут достаточно полно характеризовать ее плодородие.

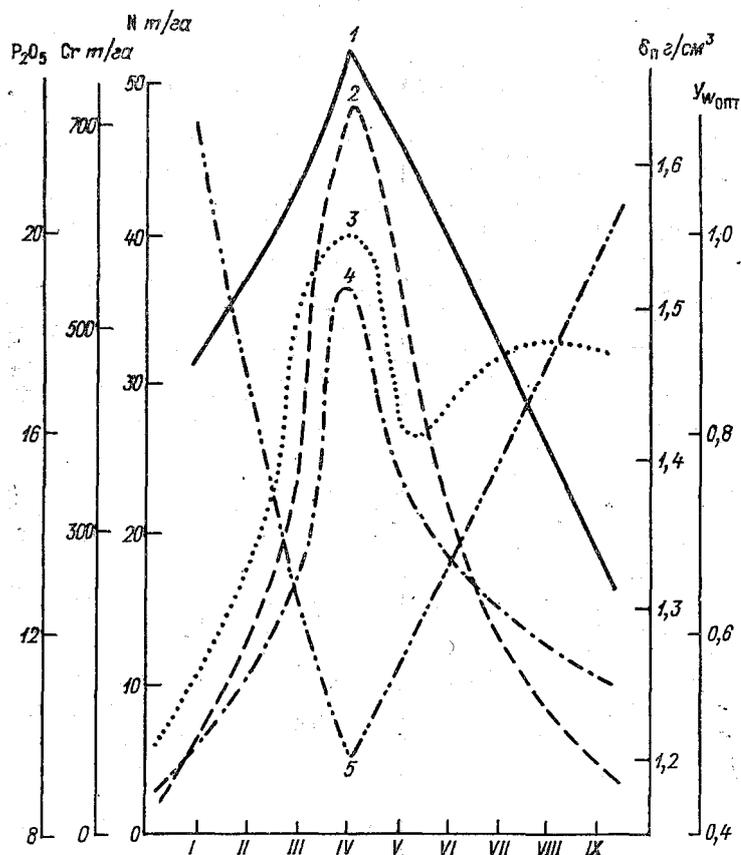


Рис. 6.6. Сопоставление объемной массы почвы δ_n (5) с ее плодородием $Y_{w_{опт}}$ при оптимальных влагозапасах (1), количеством гумуса C_t (2), азота N (3) и фосфора P_2O_5 (суперфосфат) (4) для различных типов почв.

I — дерново-подзолистые; II — серые лесные; III — черноземы оподзоленные; IV — черноземы мощные; V — черноземы обыкновенные; VI — черноземы южные; VII — темнокаштановые; VIII — каштановые, IX — сероземы.

Основное различие в условиях формирования урожайности осушенных (т. е. органогенных) почв состоит в разнице плодородия осушенных земель и торфяников, с одной стороны, и минеральных почв — с другой. Влагозапасы для осушенных почв играют ту же роль, что и для минеральных. Отметим, что осушенные почвы и торфяники имеют кислую реакцию. Поэтому сложным вопросом плодородия осушенных почв и земель является оценка использо-

вания и объемной массы. Как отмечалось выше, органогенные почвы типичны для зоны избыточного увлажнения. Здесь основным показателем является недостаток кислорода в почве, вслед-

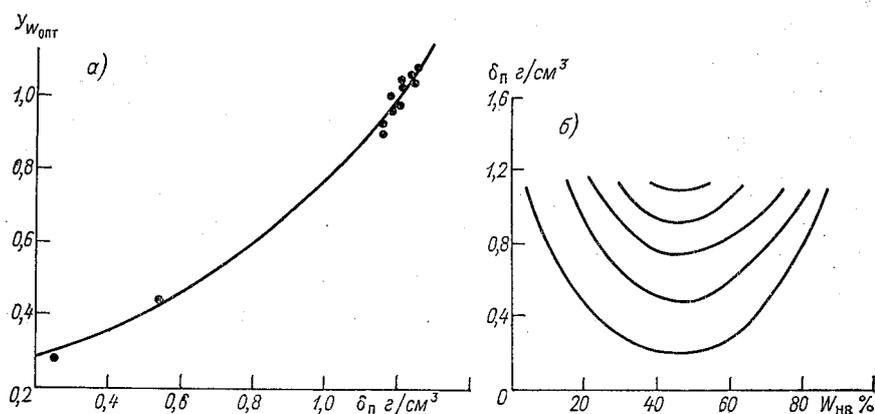


Рис. 6.7. Связь коэффициента урожайности $Y_{w_{\text{опт}}}$ кислых почв с их объемной массой (а), зависимость $Y_{w_{\text{опт}}}$ от плодородия почвы (б), характеризуемого ее продуктивными влагозапасами $W_{\text{нв}}$ и объемной массой $\delta_{\text{п}}$.

ствие чего ослабляется процесс разложения органических остатков, накопление которых ведет к постепенному образованию торфяников. Обращаясь к рис. 6.6, отметим, что величина $y_{w_{\text{опт}}}$ характе-

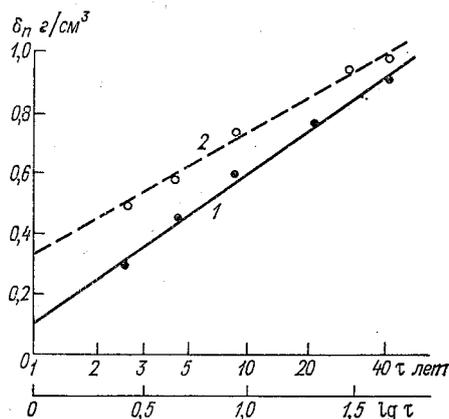


Рис. 6.8. Связь объемной массы торфа $\delta_{\text{п}}$ с периодом осушения. 1 — низинные болота, 2 — верховые болота.

ризует относительную урожайность при исключенном влиянии на нее погодных условий. Продолжение этой связи для осушенных торфяников приведено на рис. 6.7. а.

В пределах от торфяников до черноземов происходит рост плодородия, оптимум которого приходится на мощные черноземы ($\delta_{\text{п}}=1,2 \div 1,3 \text{ г/см}^3$). При уменьшении $\delta_{\text{п}}$ по сравнению

6. Болота

с оптимумом плодородие кислых почв снижается вследствие уменьшения их минерализации, обусловленного ростом неразложившихся компонентов в почве.

Плодородие органогенной почвы в зависимости от ее объемной массы и средних влагозапасов за вегетационный период (рис. 6.7б), показывает ту же тенденцию снижения плодородия по мере уменьшения δ_n ниже оптимального, что и для минеральных почв.

Изменчивость объемной массы осушаемого торфяника в зависимости от периода осушения t_t можно проследить по рис. 6.8. Возрастание объемной массы осушенных торфяников происходит наиболее интенсивно в начальный период. При этом основной причиной роста δ_n является уменьшение мощности торфа и характер увлажненности. С увеличением числа лет, прошедших после осушения, объемная масса существенно возрастает.

6.16. Влияние осушения на сток с болот

Гидрологическое значение осушения болот заключается в том, что снижение средних годовых уровней воды в торфяной залежи увеличивает толщину слоя аэрации, вызывает исчезновение деятельного горизонта болот, приводит к усадке и уплотнению торфяной залежи. Благодаря прокладке сети осушительных каналов и закрытых дренажей увеличивается фронт стекания с осушаемой территории. Все это оказывает влияние на формирование стока с болот после их осушения.

Увеличение длины фронта дренирования приводит к ускорению стекания дождевых и снеговых вод; уменьшение коэффициентов фильтрации торфа при его усадке также увеличивает стекание, однако увеличение мощности зоны аэрации, повышая аккумуляционную способность осушенного болота, замедляет сток. В результате происходит изменение внутригодового распределения стока с болотных массивов. Средние многолетние модули максимального стока весеннего половодья в осушительных системах могут увеличиться на 80 %, максимальные модули дождевых паводков в основном уменьшаются под влиянием большой аккумуляционной способности торфяных почв осушенного болота. Средний годовой объем стока не изменяется после осушения болот слабого подземного питания и увеличивается на 25 % при осушении болот обильного подземного питания. Осушение и освоение болот способствует перераспределению объемов стока, а также уменьшению стока поверхностного и увеличению подземного стока. Поверхностный сток уменьшается за счет большой аккумуляционной емкости зоны аэрации осушенных болот, а подземный увеличивается за счет интенсивного дренирования вод осушительными системами.

В первые годы после осушения в режиме рек возрастают объемы годового стока. В последующие годы в основном происходит

перераспределение фаз водного режима, а годовой сток не изменяется. По средним многолетним показателям влагообмена в почво-грунтах, влияние осушения проявляется в усилении боковой приточности подземных вод в осушительные системы. Это может привести к некоторому перераспределению подземного стока, которое со временем затухает.

В соответствии с планами развития народного хозяйства в Советском Союзе проводились и проводятся освоения болот и заболоченных территорий на Северо-Западе ЕТС, в Центральных районах РСФСР, в Сибири, на Дальнем Востоке, в Прибалтике, Белорусской и Украинской ССР.

Осушенные болота представляют большую ценность для народного хозяйства. На осушенных низинных болотах развивается высокопродуктивное сельское хозяйство: болота засевают кормовыми, зерновыми, овощными культурами и т. п. Наиболее высокие урожаи получают при создании осушительных систем двухстороннего регулирования.

Торфяные болота служат источником топлива для промышленности и электростанций. В настоящее время торф широко используется в качестве удобрения, подстилки для скота, как строительный материал и сырье для химической переработки (воск, органические кислоты, парафин, ацетон и др.).

7. ВОДНЫЙ БАЛАНС МЕЛИОРИРУЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

7.1. Общие положения

Потребность в тех или иных видах гидромелиораций и выбор способов их выполнения зависит от природных условий. Главную роль

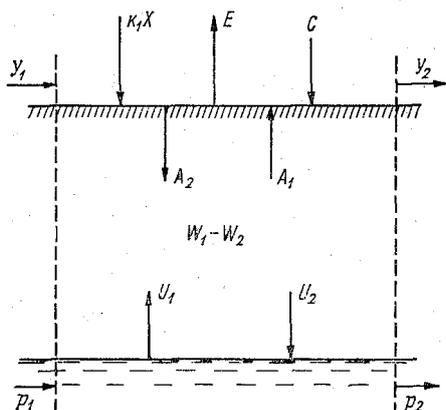


Рис. 7.1. Схема влагообмена участка суши (по В. С. Мезенцеву).

k_1X — сумма измеренных осадков, исправленных на недоучет осадкомерными приборами; C — конденсация водяных паров воздуха на переохлажденных элементах земной поверхности; E — суммарное испарение; Y_1 и Y_2 — приток и отток поверхностных вод; P_1 и P_2 — приток и отток грунтовых вод; W_1 и W_2 — изменение влагозапасов в аэрированном почвогрунте; A_1 и A_2 — влагообмен между почвой и воздухом на уровне поверхности; U_1 и U_2 — влагообмен между насыщенным грунтовой водой и аэрированным почвенно-грунтовыми слоями.

при таком выборе играют условия естественной увлажнения, поэтому первым этапом в установлении режимов гидромелиораций является определение качественных и количественных характеристик, которые создают оптимальные соотношения влаги и тепла.

Уравнение водного баланса участка суши. Водный баланс участка суши, в частности склона, за некоторый промежуток времени можно представить равенством суммы прихода и расхода этих элементов. В соответствии со схемой (рис. 7.1) можно записать следующие уравнения:

1) для поверхности

$$k_1X + Y_1 + A_1 + C = E + Y_2 + A_2; \quad (7.1)$$

2) для аэрированного слоя почво-грунта

$$A_2 + W_1 - W_2 + U_1 = A_1 + U_2; \quad (7.2)$$

3) для насыщенного водой слоя почво-грунта

$$U_2 + P_1 = U_1 + P_2. \quad (7.3)$$

Исходя из этих уравнений можно записать уравнение водного баланса слоя от поверхности до водоупора

$$k_1X + C + W_1 - W_2 + P_1 - P_2 = E + Y_2 - Y_1. \quad (7.4)$$

Если уровень грунтовой воды находится близко к поверхности, то $P_1 > P_2$. Причиной выклинивания грунтовой воды на дневную

поверхность является отсутствие достаточного дренажа (фльтрации).

Уравнение (7.4) можно записать также в другом виде, если грунтовая вода залегает глубоко и не принимает участия в процессе суммарного испарения:

$$k_1X + C + W_1 - W_2 = E + Y_2 - Y_1 + P_2 - P_1. \quad (7.5)$$

Однако при этом могут быть следующие случаи: 1) $P_1 = P_2$ — наблюдается только транзит грунтовой воды, 2) $P_1 < P_2$ — пополнение потока грунтовой воды за счет инфильтрующейся части осадков, выпадающих на поверхность.

Обозначая

$$kX = k_1X + C; Y^* = Y_2 - Y_1 \text{ и } Y = Y_2 - Y_1 + P_2 - P_1, \quad (7.6)$$

вместо (7.4) и (7.5) можно записать:

$$kX + W_1 - W_2 + P_1 - P_2 = E + Y^*, \quad (7.7)$$

$$kX + W_1 - W_2 = E + Y. \quad (7.8)$$

Записав

$$W^* = kX + W_1 - W_2 + P_1 - P_2, \quad (7.9)$$

получим уравнение

$$W^* = E + Y^*, \quad (7.10)$$

где W^* — суммарные ресурсы увлажнения; Y^* — поверхностный сток; Y — суммарный сток.

Теоретическим пределом изменения стока является $0 \leq Y \leq W^*$. Нижним пределом суммарного испарения является нуль. Верхний же предел величины E из уравнения водного баланса (7.10) не очевиден. Можно лишь отметить, что в условиях низкой влагообеспеченности, но высокой теплообеспеченности пределом суммарного испарения является количество атмосферных осадков. В условиях высокого увлажнения верхний предел изменения суммарного испарения ограничен ресурсами тепла. Все это обуславливает необходимость рассматривать задачу определения элементов водного баланса совместно с теплоэнергетическим балансом поверхности.

Уравнение теплоэнергетического баланса. Процесс теплообмена можно представить в следующем виде (рис. 7.2). Наряду с положительным радиационным балансом R^+ в формировании теплоэнергетических ресурсов может участвовать адвективное тепло, переносимое циркулирующим воздухом. Значительная часть этого тепла проносится транзитом, другая часть — в виде вертикальной составляющей, которая направлена вверх, а третья — к земной поверхности и составляет положительный турбулентный теплообмен R^+ . В данном случае говорят об адвективной инверсии температуры. Иногда могут наблюдаться приземные радиационные инверсии температуры при неподвижном воздухе, которые возникают над выхолаженной в связи с ночным эффективным излучением

7. Водный баланс мелиорируемых земель

земной поверхностью. Радиационные инверсии обычно приводят к конденсации или сублимации водяных паров приземного воздуха, к образованию тумана, росы или инея. При этом выделяемая удельная теплота частично компенсирует ночное эффективное излучение и практически не является составной частью теплоэнергетических ресурсов на уровне контакта земной поверхности с атмосферой.

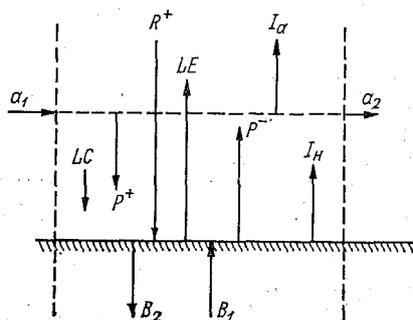


Рис. 7.2. Схема теплообмена на земной поверхности.

R^+ — радиационный баланс — разность между поглощенной коротковолновой (прямой и рассеянной) радиацией Солнца и балансом длинноволнового излучения в дневные и сумеречные часы суток; P^+ — часть адвективного тепла (переносимого в связи с циркуляцией атмосферного воздуха); a_1, a_2 — приток и отток адвективного тепла; I_a — отдача адвективного тепла в мировое пространство; I_n — эффективное излучение в ночные часы суток; LC — тепло конденсации водяных паров воздуха на земной поверхности; LE — расход тепла на испарение; P^- — расход тепла на турбулентный теплообмен — на нагревание приземного воздуха; $B_1 - B_2$ — изменение тепла в подстилающей поверхности; L — удельная теплота испарения.

Радиационное и адвективное тепло, образуя приходные статьи теплоэнергетического баланса, формируют также и расходные статьи: нагревание земной поверхности (деятельный слой) и воздуха, затраты тепла на испарение и ночное эффективное излучение.

В соответствии с рис. 7.2 запишем уравнение теплоэнергетического баланса в следующем виде:

$$R^+ + P^+ + B_1 - B_2 = LE + P^- + I_n - LC \quad (7.11)$$

или, обозначив

$$LE_{\text{макс}} = R^+ + P^+ + B_1 - B_2 \quad (7.12)$$

и

$$T = P^- + I_n - LC, \quad (7.13)$$

получим

$$LE_{\text{макс}} = LE + T. \quad (7.14)$$

Процесс конденсации следует за эффективным излучением I_n , несколько компенсируя его, поэтому величина LC находится в правой части уравнения (7.11).

Из формулы (7.12) следует

$$E_{\text{макс}} = (R^+ + P^+ + B_1 - B_2)/L. \quad (7.15)$$

Для года в целом без особой погрешности $B_1 - B_2 = 0$, поэтому

$$E_{\text{макс}} = (R_{\Gamma}^+ + P_{\Gamma}^+)/L. \quad (7.16)$$

Массовых данных наблюдений за величинами R_{Γ}^+ и P_{Γ}^+ в настоящее время очень мало (всего около 180 станций на территории СССР). Поэтому для вычисления $E_{\text{макс}}$ приходится использовать косвенные методы, связывающие величины R_{Γ}^+ и P_{Γ}^+ с различными факторами теплоэнергетических ресурсов климата, например

$$E_{\text{макс}} = [200 (\sum t_{>10^{\circ}\text{C}}/1000) + 306] d_i / \sum_{\text{год}} d_i, \quad (7.17)$$

где $E_{\text{макс}}$ — годовая величина, мм; $\sum t_{>10^{\circ}\text{C}}$ — сумма среднесуточных температур воздуха выше 10°C ; d_i — среднемесячный дефицит влажности воздуха, мбар; $\sum_{\text{год}} d_i$ — их сумма за год.

Подобных приближенных формул в настоящее время получено много [18]. Практически тот же результат можно получить по формуле

$$E_{\text{макс}} = (0,21 \sum t_{>0^{\circ}\text{C}} + 250) d_i / \sum_{\text{год}} d_i, \quad (7.18)$$

или

$$E_{\text{макс}} = 10 \sum_{\text{IV}}^{\text{XI}} t_{\text{ср. мес}} - 200.$$

Таким образом, величина $LE_{\text{макс}}$ (по В. С. Мезенцеву) представляет теплоэнергетические ресурсы климата, а $E_{\text{макс}}$ — их водный эквивалент, или верхний (потенциальный) предел испарения E . Значение T представляет собой суммарный теплообмен.

Граничными условиями элементов балансового уравнения (7.14) являются:

$$\begin{aligned} 0 &\leq E < E_{\text{макс}}, \\ 0 &< T \leq LE_{\text{макс}}. \end{aligned} \quad (7.19)$$

Теоретическими пределами изменения уравнения водного баланса в общем виде (7.10) являются

$$\begin{aligned} 1) & E \rightarrow 0 \text{ и } Y \rightarrow 0 \text{ при } W^* \rightarrow 0, \\ 2) & E \rightarrow E_{\text{макс}} \text{ и } Y \rightarrow \infty \text{ при } W^* \rightarrow \infty. \end{aligned} \quad (7.20)$$

В первом случае суммарное испарение ограничено ресурсами увлажнения деятельной поверхности, во втором — теплоэнергетическими ресурсами климата.

Итак, процесс теплообмена системы поверхность — воздух в любом случае характеризуется балансами прихода и расхода влаги и тепла, выражаемых уравнениями (7.10) и (7.14), неразрывно связанными единым элементом — суммарным испарением

7. Водный баланс мелиорируемых земель

E , обуславливающим в значительной мере биологический процесс на Земле.

Расчет суммарного испарения может быть осуществлен по «уравнению связи», предложенному В. С. Мезенцевым:

$$E = E_{\text{макс}} [1 + (W^*/E_{\text{макс}})^{-n}]^{-\frac{1}{n}}, \quad (7.21)$$

где n — параметр, характеризующий условия формирования стока и испарения ($n = 2 \div 3$).

При решении вопросов гидромелиораций уравнение водного баланса примет вид:

при расчетах на орошение

$$W^* + m_1 = E + Y, \quad (7.22)$$

при расчетах на осушение

$$W^* - m_2 = E + Y, \quad (7.23)$$

где m_1 — оросительная норма; m_2 — осушительная норма.

Таким образом, гидромелиорации являются радикальным средством изменения водного и теплового режимов почвенного покрова, оказывая благоприятное воздействие на происходящие в нем процессы, в результате чего повышается урожайность сельскохозяйственного производства. В то же время гидромелиорации перераспределяют влагу во времени и пространстве с целью наиболее рационального использования водных и земельных ресурсов в различных физико-географических зонах, особенно, где наблюдается недостаток влаги.

На территории СССР по принципу недостатка влаги можно выделить несколько зон:

1. Зона полупустынь и пустынь включает в себя территории, расположенные в пределах Центрального Казахстана, Прикаспийской низменности, низовьев Куры и дельты р. Волги, а также среднеазиатских республик. Северная граница этих территорий проходит примерно по параллели 50° , т. е. по линии Семипалатинск — Целиноград — Актюбинск. Западная граница идет от Волгограда до Махачкалы. В этих районах существуют и проектируются обширные оросительно-обводнительные системы с использованием вод Куры, Терека, Кумы, Волги, Урала, Эмбы и рек Центрального Казахстана. Орошение и обводнение этой зоны позволяет получать высокие урожаи кормовых, продовольственных и технических культур.

2. Степная зона в широтном направлении простирается более чем на четыре тысячи километров, в связи с чем климат разных ее районов наряду со сходными чертами имеет и значительные различия. Они сказываются в том, что при движении с запада на восток усиливается континентальность климата, понижаются температуры и сокращается вегетационный период. Северная граница

проходит по линии Кишинев — Харьков — Куйбышев — Омск — Новосибирск. Частые засухи, сопровождающиеся суховеями, являются причиной периодически повторяющихся неурожаев. Для получения высоких и устойчивых урожаев в этих районах необходимо орошение в сочетании с высокой агротехникой.

3. Лесостепная зона характеризуется сравнительно благоприятными условиями для сельскохозяйственных культур. В ЕТС лесостепь простирается южнее линии Киев, Горький, Казань и Уфа и охватывает Центрально-Черноземные области. При значительном количестве осадков и здесь бывают летом периоды продолжительной засухи, что приводит к резкому снижению урожаев. Особенно страдают влаголюбивые овощные, кормовые и некоторые технические культуры.

Партией и правительством СССР ставятся задачи расширения площадей под гидромелиорации для обеспечения гарантированного урожая.

Гидромелиорации обычно осуществляют по такой схеме: теоретическое обоснование расчетных характеристик, изыскание, проектирование, строительство и эксплуатация. Если исключить возможные ошибки при изысканиях, проектировании, строительстве и нарушения проектных рекомендаций при эксплуатации, то причинами неудовлетворительной работы мелиоративных систем будут недостатки режимов гидромелиораций.

Под *режимом гидромелиораций* понимают установление и распределение в течение вегетационного периода количества воды, необходимого для поддержания в почве оптимальных водно-воздушных и тепловых условий развития растений. При этом наблюдается наибольшая их продуктивность в естественных условиях снабжения питательными веществами. Соотношение между фактическими и оптимальными количествами почвенной влаги при естественных теплоресурсах показывает степень удовлетворения растений влагой и служит мерой их влагообеспеченности.

7.2. Характеристики условий естественной влагообеспеченности

Естественная влагообеспеченность деятельной поверхности — важнейший элемент комплекса природных производительных сил, активно участвующих в биологическом процессе вообще и в процессе сельскохозяйственного производства в особенности. Исключительно большая изменчивость естественной влагообеспеченности во многих районах страны создает трудности накопления данных о ее количественных характеристиках, их анализе, выявлении закономерностей.

Как известно, количество влаги в почвенном покрове определяется не только количеством выпадающих атмосферных осадков, но и их расходом на сток и испарение. Главным фактором испарения при наличии влаги служит солнечная радиация.

7. Водный баланс мелиорируемых земель

Поэтому количественные характеристики влагообеспеченности наряду с атмосферными осадками определяются количеством тепла на земной поверхности. Иначе говоря, количественные характеристики влагообеспеченности должны рассматриваться как результат процесса тепло- и влагообмена в целом. Другими важными факторами являются многообразные физико-географические условия, к которым прежде всего следует отнести почвенно-ботанические, геоморфологические, гидрологические, гидрогеологические и т. д.

Предложено множество различных методов определения характеристик влагообеспеченности земной поверхности. Так, Г. Т. Селянинов для характеристики увлажненности использовал так называемый *гидротермический коэффициент*, представляющий собой отношение суммы осадков к сумме суточных значений температуры выше 10°C за период вегетации, деленной на 10:

$$k_c = X / (0,1 \sum t_{> 10^{\circ}\text{C}}). \quad (7.24)$$

Гидротермический коэффициент, по мнению Селянинова, призван отражать степень возмещения фактическими атмосферными осадками потребного для высокопродуктивного роста и развития растений количества влаги, соответствующего теплоэнергетическим ресурсам климата. При вычислении k_c использованы заниженные значения осадков. Этот коэффициент не может использоваться для оценки влагообеспеченности внутригодовых периодов, так как он не учитывает внутригодового перераспределения влаги.

Коэффициент увлажнения Н. Н. Иванова определяется как:

$$k_n = X/E_0, \quad (7.25)$$

где E_0 — испаряемость, определяемая за месячные интервалы времени по формуле

$$E_0 = 0,0018 (25 + t)^2 (100 - a), \quad (7.26)$$

где t — средняя месячная температура воздуха; a — средняя месячная относительная влажность воздуха.

Формула (7.26) получена по данным водного баланса крупных озер и водохранилищ мира. Однако из-за различия главным образом радиационных и тепло-физических условий и свойств водной поверхности и поверхности суши испаряемость не может представлять энергетические ресурсы процесса суммарного испарения суши. К тому же принятая пропорциональность испаряемости квадрату температуры воздуха недостаточно точно отражает действительную зависимость упругости водяных паров от температуры воздуха.

Принципиально новой относительной характеристикой естественных условий тепло- и влагообеспеченности является соотношение М. И. Будыко

$$k_6 = R/(LX), \quad (7.27)$$

где R — радиационный баланс за год, кДж/см²; L — удельная теплота испарения, кДж/см³; X — осадки, см/год. Этот показатель получил название индекса сухости климата.

Оригинальность и принципиальность этого показателя состоит в сопоставлении двух физических конкретных количественных характеристик, представляющих приходящие на земную поверхность тепло и влагу. Однако индекс сухости отражает лишь средние годовые условия увлажнения и теплообеспеченности, но не может быть использован для характеристики внутригодовых периодов.

Рассмотренные выше показатели влагообеспеченности широко используются для районирования природных условий. Тем не менее все эти характеристики, а следовательно, и выполненное на их основе районирование нельзя признать совершенным.

Несколько иной вариант коэффициентов увлажнения предлагает В. С. Мезенцев [36]

$$\beta_{W*} = W^*/E_{\text{макс}} \quad \text{или} \quad \beta_E = E/E_{\text{макс}}. \quad (7.28)$$

Эти коэффициенты могут применяться к любым расчетным периодам (см. п. 7.3.2).

7.3. Методы оценки оросительных норм

7.3.1. Оросительные системы и их составные части

Оросительные системы — это комплексы из орошаемых земель, источника орошения и гидротехнических сооружений, предназначенные для коренного улучшения водного режима почв; делятся на три основных типа: открытые (открытые каналы и лотки), закрытые (напорные или безнапорные трубопроводы); комбинированные, в которых основные крупные каналы (магистральные и распределительные) делают открытыми, а мелкие заменяют трубопроводами напорного типа.

В соответствии с основным назначением оросительные системы включают следующие элементы (рис. 7.3):

1) источник орошения, предназначенный для обеспечения водой орошаемого массива в течение всего вегетационного периода в необходимом количестве и требуемого качества;

2) водозаборное (головное) сооружение, с помощью которого поливную воду забирают из источника и подают в магистральный канал;

3) магистральный канал (МК), транспортирующий воду от водозаборного сооружения до распределителей различных порядков;

4) межхозяйственные распределители, подающие воду из магистрального канала и его ветвей в хозяйственные распределители;

5) хозяйственные распределители, обеспечивающие водой хозяйства;

6) внутрихозяйственные распределители, подающие воду на севооборотные участки;

7. Водный баланс мелиорируемых земель

7) участковые распределители, подводящие воду непосредственно к полю севооборота или к поливному участку;

8) регулирующая сеть;

9) водосборно-сбросная и коллекторно-дренажная сеть, состоящая из нагорных и водосбросных каналов, концевых сбросов, дрен и коллекторов различных порядков и предназначенная для отвода

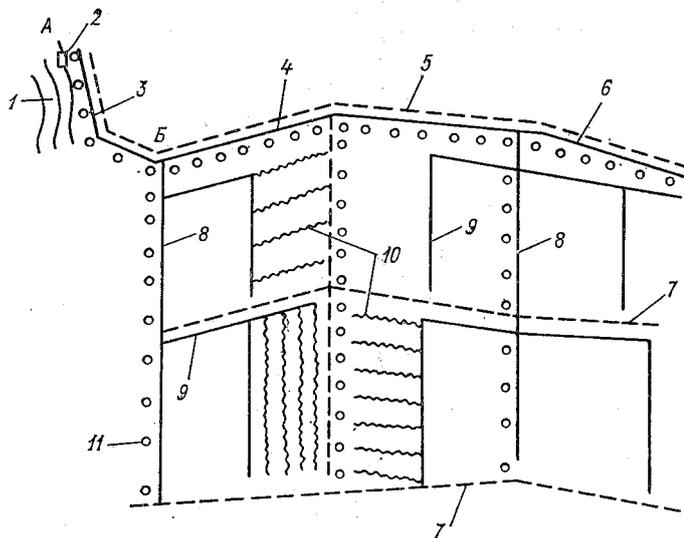


Рис. 7.3. Схема оросительной системы.

1 — водосточник, 2 — водозаборное сооружение, 3 — холостая часть магистрального канала (АВ), 4 — рабочая часть магистрального канала (ВВ), 5 — дорога, 6 — межхозяйственный распределитель, 7 — коллекторно-дренажная сеть, 8 — хозяйственный распределитель, 9 — участковый распределитель, 10 — временные оросители, 11 — лесополосы.

за пределы орошаемого массива избыточных поверхностных и грунтовых вод;

10) дорожная сеть, предназначенная для обеспечения беспрепятственного передвижения по орошаемым площадям средств механизации сельского хозяйства и транспорта при перевозке урожая;

11) гидротехнические сооружения различного типа, конструкции, размера и назначения; гидрометрические створы, гидрологические посты, скважины для наблюдения за уровнем грунтовых вод;

12) эксплуатационные постройки управления системы, электрическая сеть, средства связи;

13) полезащитные лесные полосы, предохраняющие почвы поливного участка от вредного действия ветра, затеняющие каналы и уменьшающие потери оросительной воды на испарение;

14) орошаемые земли с межхозяйственной и внутрихозяйственной организацией территории;

15) транспорт, набор необходимых механизмов, снарядов, инструментов.

Территория, на которой располагается оросительная система (валовая площадь), включает в себя: площадь, занимаемую поливной сетью; неполивную площадь (по условиям рельефа или характера почв); площадь отчуждения (дороги, межи, переходы, гидротехнические сооружения); непосредственно орошаемую площадь (орошаемая площадь нетто) и орошаемую площадь с площадью отчуждения (площадь брутто).

Отношение орошаемой площади нетто к орошаемой площади брутто называется *коэффициентом земельного использования*, который показывает эффективность использования водно-земельных ресурсов в оросительной системе.

По характеру использования орошаемых земель различают системы хлопковых, рисовых, зерновых и овощеводческих районов.

Геоморфологические условия в значительной мере определяют плановое расположение каналов оросительной системы. По этим признакам различают три типа оросительных систем: предгорный, долинный и водораздельных равнин и плато. Системы предгорного типа устраивают преимущественно в районах Средней Азии, системы долинного типа — в бассейнах крупных рек, например Волги, Днепра, Кубани, Терека и др., системы водораздельных равнин и плато — в Заволжье, в степных районах Украины и Молдавии.

Открытые оросительные системы используют оросительные каналы в земляном русле или в лотках. Для каналов в земляном русле применяют противифльтрационную защиту из бетона, асфальта, битума, синтетических пленок и других материалов. Закрытые оросительные системы состоят обычно из трубопроводов (подземных и наземных). Эти системы бывают стационарными, передвижными или полустационарными.

Закрытые оросительные системы наиболее перспективны. Они обеспечивают высокий КПД системы, дают возможность экономно использовать водные ресурсы, позволяют легко осуществлять автоматизацию распределения воды на орошаемом массиве, в том числе на участках со сложным рельефом, однако имеют высокую стоимость строительства, большие эксплуатационные затраты и более сложны в обслуживании.

Крупные комбинированные оросительные системы, в которых постепенно внедряется АСУ, состоят обычно из открытого магистрального канала и межхозяйственных распределителей, чаще с бетонированными руслами. Вся хозяйственно-оросительная сеть трубчатая, включающая иногда гибкие шланги.

Основные требования, предъявляемые к каналам оросительной системы, следующие: каналы должны занимать командное (по высоте) положение по отношению к орошаемой площади. Уклоны каналов должны ограничивать скорости течения в пределах от ниже размывающих и до больших тех, при которых имели бы место заиление и зарастание каналов.

7. Водный баланс мелиорируемых земель

Размеры каналов оросительной сети определяются максимальными расходами, пропускаемыми по каналам.

Максимальный расход в головном канале определяется из соотношения

$$Q_{бр} = Q_{нет} + Q_{пот}, \quad (7.29)$$

где $Q_{бр}$ — максимальный расход брутто, т. е. забираемый из источника орошения; $Q_{нет}$ — максимальный расход нетто, т. е. подаваемый непосредственно на орошаемое поле, при этом

$$Q_{нет} = q'_{макс} F_{нет}, \quad (7.30)$$

где $q'_{макс}$ — максимальная ордината графика гидромодуля, т. е. расхода воды, которую необходимо подавать для полива 1 га; $F_{нет}$ — площадь, непосредственно занятая орошаемой культурой; $Q_{пот}$ — суммарные потери воды в оросительной сети и с полей орошения.

Отношение расхода нетто к расходу брутто называется *коэффициентом полезного действия* оросительной системы

$$КПД_{ос} = Q_{нет}/Q_{бр}.$$

Значение $КПД_{ос}$ существующих оросительных систем изменяется от 50 до 80 % и более в зависимости от их размера и типа, при этом с ростом площади оросительной системы снижается.

7.3.2. Оросительные нормы

Количество воды, которое необходимо дать дополнительно растениям за весь вегетационный период, называется *оросительной нормой*.

Оросительная норма восполняет дефицит водного баланса, т. е. разницу между суммарным испарением растений и естественными запасами влаги в почве. Принципиальным вопросом, от решения которого зависит оценка оросительных норм, является выбор метода расчета суммарного испарения, или водопотребления. Оросительные нормы можно определять опытным путем, по коэффициентам транспирации водопотребления, с использованием зависимости водопотребления от метеозаэлемента, на основе решения уравнения водного баланса. Выполнение каждого из этих основных направлений исследования представлено в виде ряда методов расчета.

Опытный метод. В практике орошаемого земледелия нормы гидромелиораций чаще всего устанавливают обобщением результатов полевых исследований, проведенных в тех или иных местных типичных условиях или обобщением данных, полученных в производственных условиях передовых хозяйств. В этом случае используются фактически полученные величины водопотребления и оросительные или осушительные нормы, соответствующие наиболь-

шему урожаю и при наиболее высоких экономических показателях для определения выбора сельскохозяйственных культур.

Опытный метод позволил сделать вывод об определяющем влиянии метеорологических условий на валовый расход растениями при их оптимальной влагообеспеченности по сравнению с другими факторами.

Применение коэффициента транспирации и водопотребления. *Транспирационный коэффициент* — расход воды на весовую единицу сухого вещества растений. Водопотребление определяется по формуле

$$E_b = k_1 k_2 k_{тр} y, \quad (7.31)$$

где E_b — водопотребление, м³/га; y — урожай основной продукции при ее обычной влажности, т/га; k_1 — коэффициент для перевода массы полученного урожая в абсолютно сухую массу; k_2 — отношение физического испарения воды почвой к расходу на транспирацию, принимается равным 0,2—0,5; $k_{тр}$ — коэффициент транспирации, м³ на 1 т абсолютно сухой массы урожая.

Водопотребление за период вегетации какой-либо культуры, отнесенное к единице полученного урожая (основной продукции), называют *коэффициентом водопотребления*.

Суммарное водопотребление за вегетационный период определяют по формуле

$$E_b = k_b y_{пл}, \quad (7.32)$$

где k_b — коэффициент водопотребления культуры, м³/га; $y_{пл}$ — плановая урожайность культуры, т/га.

Транспирационные коэффициенты, как и коэффициенты водопотребления, зависят от вида культуры, климатических условий; урожайности, режима орошения и изменяются в больших пределах (60—1900 м³ на 1 т урожая).

Использование зависимости водопотребления от метеорологических факторов. А. М. Алпатов путем сопоставления суммы оросительной воды с метеорологическими факторами за вегетационный период пришел к выводу о достаточно устойчивом их соотношении

$$E_b = k \sum d, \quad (7.33)$$

где E_b — суммарное водопотребление за расчетный период, мм; $\sum d$ — сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха за расчетный период, гПа; k — коэффициент, характеризующий особенности культуры (биологический коэффициент), представляющий собой отношение физического водопотребления к испаряемости.

Как считает В. С. Мезенцев, биологический коэффициент не просто «отношение физического водопотребления к испаряемости», а отношение суммарного испарения при оптимально потребной для данной культуры увлажненности почвы к водному эквиваленту теплоэнергетических ресурсов (E_{\max}).

7. Водный баланс мелиорируемых земель

Из формулы (7.12) Мезенцев выводит понятие о зональном коэффициенте (k_z), определяющем максимально (потенциально) возможный расход влаги на дефицит влажности воздуха, где фактический расход составляет

$$k_z = E_{\text{макс}} / \sum d. \quad (7.34)$$

Зональный коэффициент k_z колеблется от 0,75 на Крайнем Севере до 0,25 в зоне пустынь Средней Азии.

Обозначив $\beta_E = E/E_{\text{макс}}$, получим

$$\beta_E = (1 + V_{\text{ср}}^{-rn})^{-1/n}, \quad (7.35)$$

где $V_{\text{ср}} = W_{\text{ср}}/W_{\text{нв}}$ — влажность почвы в долях ее наименьшей влагоемкости; n и r — параметры, зависящие от условий стока и водно-физических свойств почвы.

Для оптимального испарения и нетто водопотребления можно записать

$$\beta_{E_0} = E_0/E_{\text{макс}} = (1 + V_0^{-rn})^{-1/n}. \quad (7.36)$$

Значения β_E , при $r=2$ (для средних условий) следующие:

V_0	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95	1,00	1,50	2,00
β_{E_0}	0,533	0,594	0,649	0,702	0,751	0,793	0,972	0,995

При этом оптимальный биологический коэффициент k_0 (табл. 7.1) зависит от уровня оптимальности культуры V_0 , т. е.

$$k_0 = k_z/\beta_{E_0} = k_z (1 + V_0^{-rn})^{-1/n}. \quad (7.37)$$

Уровень оптимальности увлажнения для той или иной культуры может колебаться в значительных пределах в течение вегетационного периода.

Итак, транспирационные коэффициенты, как и коэффициенты водопотребления зависят от вида культуры, климатических усло-

Таблица 7.1

Значения оптимального биологического коэффициента k_0 при различном уровне оптимальности культуры $n=3, r=2$

Зона	k_z	V_0					
		1,0	0,95	0,90	0,85	0,80	0,75
Тундра и лесотундра	0,74—0,68	0,60—0,54	0,56—0,51	0,53—0,48	0,49—0,44	0,45—0,41	0,40—0,36
Лесная	0,68—0,62	0,54—0,49	0,51—0,46	0,48—0,44	0,44—0,41	0,41—0,36	0,36—0,33
Лесостепь	0,62—0,52	0,49—0,44	0,46—0,39	0,44—0,37	0,41—0,34	0,37—0,31	0,33—0,28
Степь	0,52—0,45	0,41—0,36	0,39—0,34	0,37—0,32	0,34—0,30	0,31—0,27	0,28—0,24
Полупустыня	0,45—0,28	0,36—0,23	0,34—0,21	0,32—0,20	0,30—0,18	0,27—0,18	0,24—0,15
Пустыня	0,28—0,23	0,22—0,18	0,21—0,17	0,20—0,16	0,18—0,15	0,17—0,14	0,15—0,12

вий, урожайности, режима орошения и изменяются в больших пределах (60—1900 м³ на 1 т урожая).

Использование уравнения водного баланса. Исходя из уравнения водного баланса участка суши оросительная норма определяется по формуле

$$M_{\text{нет}} = E - 10\alpha_x X - \Delta W - \Delta W_{\text{гр}}, \quad (7.38)$$

где $M_{\text{нет}}$ — оросительная норма нетто, м³/га; E — суммарное водопотребление, т³/га; X — сумма осадков за вегетационный период, мм; α_x — коэффициент использования осадков (принимается для структурных почв 0,7—0,8, для бесструктурных 0,4—0,7); ΔW — изменение запасов влаги в расчетном слое почвы в начале и конце вегетационного периода, м³/га; $W_{\text{гр}}$ — количество воды, используемое растениями из запасов грунтовых вод, м³; при залегании грунтовых вод глубже 3 м принимается $W_{\text{гр}} = 0$.

Применение метода водного баланса в гидромелиоративных расчетах отражает динамику приходных и расходных элементов во времени, а поэтому является основой как норм орошения, так и норм осушения.

7.4. Дефициты влагообеспеченности

Следующим шагом по установлению режима гидромелиораций после выяснения вопроса о размере водопотребления является определение степени несоответствия естественных условий влагообеспеченности оптимальным. Для определения дефицитов влагообеспеченности существуют различные подходы, связанные в основном с особенностями установления оптимального испарения.

В условиях недостаточного увлажнения, при которых в течение вегетационного периода или отдельных его промежутков влажность почвы ниже оптимальной, дефициты влагообеспеченности восполняются за счет орошения. Количество оросительной воды определяют по уравнению (7.38). При отсутствии данных о водопотреблении культур вместо величины E в формуле (7.38) используют испаряемость $E_{\text{в}}$.

А. М. Алпатьев предлагает определять «дефицит водного баланса» по уравнению

$$M' = k \sum d_i - \alpha X - W_{\text{гр}}, \quad (7.39)$$

где M' — дефицит испаряемости (оросительная норма), мм; k — средний коэффициент суммарного испарения для различных сельскохозяйственных культур; $\sum d_i$ — сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха за расчетный период, гПа; α — коэффициент использования осадков, равный единице на территории, покрытой каналами.

Поскольку в формуле (7.32) отсутствует величина изменения влагозапасов почвы (ΔW), то, как считает С. И. Харченко, она является, по сути, характеристикой атмосферного увлажнения

7. Водный баланс мелиорируемых земель

территории, лишь косвенно отражающей состояние увлажнения почвы. Таким образом, этот недостаток свойствен данному методу, как и биоклиматическому (7.36).

Величина «недостатка водопотребления», по С. И. Харченко, в общем виде определяется уравнением

$$\Delta E = E - E_0, \quad (7.40)$$

которое отражает физическую сущность явления.

При поддержании режима влажности в оптимальном его диапазоне величина E представляет собой суммарное испарение при верхнем уровне оптимальности, а E_0 — при нижнем его уровне, однако в этом случае необходимо также знать дефицит между нижним уровнем оптимума и естественным увлажнением (подробно см. п. 7.6).

7.5. Поливные нормы

Водоудерживающая способность активного слоя почвы значительно меньше оросительной нормы, поэтому последнюю подают на орошаемую площадь отдельными частями в периоды наибольшей потребности растений в воде.

Количество воды (м^3 на 1 га), которое необходимо подать за один полив, называется *нормой полива*. Она зависит от глубины активного слоя и водоудерживающей способности почвы. Мощность слоя почвы, где расположена основная масса корней, определяется в основном фазой развития возделываемой культуры.

Поливную норму определяют как разность между запасами воды, соответствующими верхнему ($W_{\text{нв}}$) и нижнему ($W_{\text{мин}}$) пределам увлажнения корнеобитаемого слоя почвы

$$m = W_{\text{нв}} - W_{\text{мин}} = hP_{\text{пш}}(V_{\text{нв}} - V_{\text{мин}}), \quad (7.41)$$

где m — поливная норма, $\text{м}^3/\text{га}$; $W_{\text{нв}}$ — наименьшая влагоемкость почвы; $W_{\text{мин}}$ — нижний предел увлажнения; h — глубина корнеобитаемого слоя, м; $P_{\text{пш}}$ — порозность почвы в процентах от объема; $V_{\text{нв}}$ — влажность почвы, % от $W_{\text{нв}}$; $V_{\text{мин}}$ — влажность почвы в процентах, соответствующая нижнему пределу увлажнения.

Поливные нормы зависят от способов орошения.

7.5.1. Способы орошения

В настоящее время в практике орошаемого земледелия применяются три основных способа орошения: 1) поверхностное орошение — распределение воды по поверхности почвы; 2) дождевание — распыление воды в виде дождя над орошаемой почвой;

3) подпочвенное орошение — подача воды по заложенным в земле трубам.

Выбор способа орошения зависит в основном от следующих условий:

- размеров поливных норм и принятой схемы поливов сельскохозяйственных культур,
- способов и орудий механизации сельскохозяйственных работ,
- скорости впитывания воды в почву,
- степени засоленности почвы,

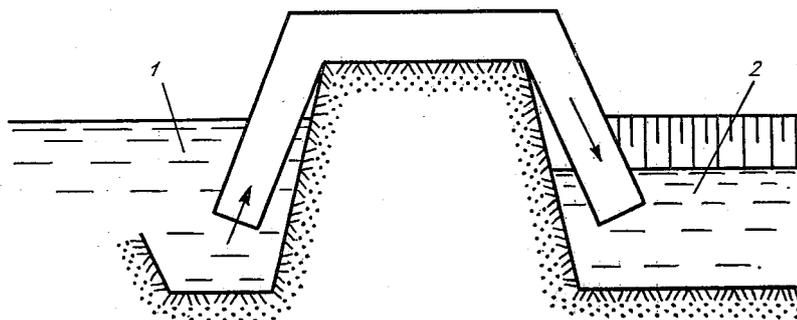


Рис. 7.4. Переносной сифон.

1 — временный ороситель, 2 — выводная борозда.

- рельефа и уклона поверхности орошаемого участка,
- экономических показателей.

При выборе способа и техники полива следует отдавать предпочтение тем из них, которые обеспечивают более высокую механизацию поливов, автоматизацию водораспределения, рост производительности труда и высокие экономические показатели.

Поверхностное орошение. В практике орошаемого земледелия наибольшее распространение получили три вида: полив по бороздам, полив напуском по полосам и полив затоплением.

При поливе по бороздам вода впитывается в почву через дно и откосы борозды. Борозды устраивают мелкие (глубиной 8—10 см), средние и глубокие (18—20 см); соответствующая им ширина борозд составляет 25—40 см. Этот вид полива является основным для технических и пропашных культур. Длина борозд определяется водопроницаемостью почвы и уклоном местности; наиболее благоприятными являются уклоны 0,002—0,001‰. Расстояние между бороздами устанавливается с расчетом междурядий, необходимой для механизированной обработки. Скорость движения воды по бороздам не должна превышать 0,1 м/с. Вода из временного оросителя или выводной борозды в поливные борозды подается с помощью переносных сифонов (рис. 7.4) или поливных трубок.

7. Водный баланс мелиорируемых земель

Расход воды, подаваемой при поливе в каждую борозду, увеличивается с ростом водопроницаемости почвы, уменьшением уклона и увеличением длины борозды. Этот расход изменяется от 0,2 до 1,2 л/с. Применяемый способ полива позволяет варьировать поливной нормой в широких пределах (400—1000 м/га), но в то

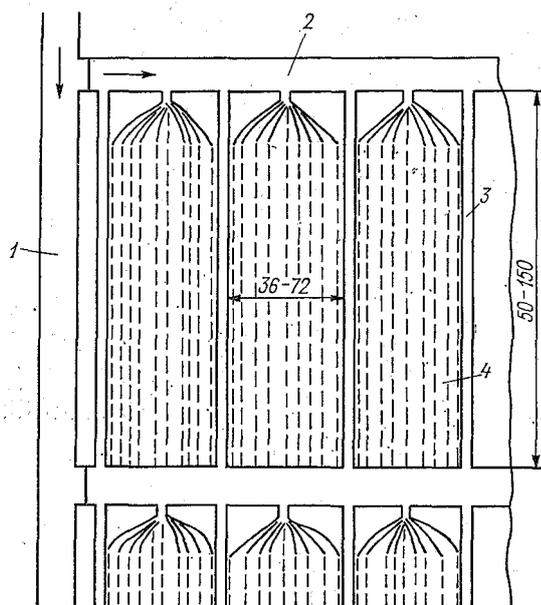


Рис. 7.5. Схема полива напуском по полосам.

1 — временный ороситель, 2 — выводящая борозда, 3 — валик, 4 — поливная полоса.

же время возникает опасность вторичного засоления почв за счет выноса солей на гребни борозд.

Полив напуском по полосам применяется в основном для культур сплошного посева. При этом площадь поля разбивается на полосы, разделенными валиками. Вода из временного оросителя подводится с помощью выводящих борозд к поливной полосе через отверстие в дамбе выводящей борозды (рис. 7.5). Растекаясь по всей ширине полосы и двигаясь незначительным слоем по ее длине, вода постепенно увлажняет всю полосу. Ширина полос назначается кратной ширине захвата сельскохозяйственной техники. Длина полос изменяется от 50 до 500 м. Поливные расходы находятся в пределах 2—8 л/с на 1 м ширины посева. К недостаткам способа следует отнести ухудшение водно-физических свойств почвы.

Полив затоплением заключается в заполнении водой участков — чеков, ограниченных земляными валиками высотой 25—30 см.

В зависимости от рельефа местности чеки могут иметь площадь 0,5—5,0 га (мелкие) и 8—50 га (крупные).

На рисовых полях расположение чеков может быть в виде сообщений или с подачей воды в каждый чек. В первом случае чеки размещаются один за другим по уклону и вода поступает последовательно из верхних чеков в нижележащие; в другом случае вода в каждый чек подается непосредственно из оросителя. К недостаткам этого способа следует отнести: 1) необходимость подачи воды в значительных размерах (около 20 000 м³/га), в результате чего возникает угроза заболачивания и засоления почв; 2) наличие земляных преград для работы сельскохозяйственной техники.

Дождевание. По сравнению с самотечными способами полива дождевание имеет ряд преимуществ: нет необходимости устройства полос или борозд; регулирования водного режима почв более частыми поливами, т. е. малыми нормами; сохранение структуры почвы при небольшой интенсивности орошения. Орошение дождеванием применимо при сложном микрорельефе, засоленных землях и на участках с близким залеганием грунтовых вод. Эффективность дождевания определяется основными характеристиками искусственного дождя: интенсивностью, крупностью капель и равномерностью распределения дождя по площади.

Интенсивность дождевания называется количество воды, подаваемой дождевальной установкой в единицу времени, она измеряется в мм/мин.

При использовании дождевальной техники необходимо, чтобы интенсивность искусственного дождя для любого момента времени была меньше скорости впитывания (просачивания) воды в почву (табл. 7.2).

В соответствии с агротехническими требованиями средний диаметр капель дождя не должен превышать 1,5 мм. Более крупные капли разрушают агрегаты почвы, уплотняют ее и оказывают неблагоприятное воздействие на растения.

Таблица 7.2

Допустимая интенсивность дождя мм/мин при поливных нормах 300—500 м³/га

Почвы	Дождевание	
	короткоструйное позиционное	машинами с вращающимися аппаратами
Черноземы легкосуглинистые	0,8—1,0	0,30—0,35
Черноземы средне- и тяжелосуглинистые	0,5—0,8	0,22—0,27
Каштановые и дерново-подзолистые почвы	0,4—0,6	0,12—0,20
Сероземы светлые среднесуглинистые	0,3—0,5	0,07—0,15

7. Водный баланс мелиорируемых земель

Равномерность дождевания характеризуется *коэффициентом равномерности*, представляющим собой отношение среднего слоя водоподачи на данной площади к максимальному слою на какой-либо ее части:

$$k_{рв} = h'_{ср} / h_{макс}.$$

Допустимым считается значение $k_{рв}$ не менее 0,7—0,8.

Оросительные системы, в которых почву увлажняют с помощью дождевальных устройств или установок, называют дождевальными.

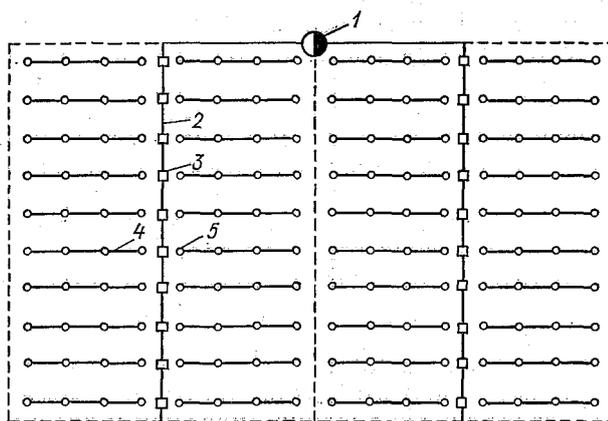


Рис. 7.6. Схема стационарной оросительной системы.

1 — насосная станция, 2 — распределительный трубопровод, 3 — распределительный колодец, 4 — полевой трубопровод, 5 — дождевальный аппарат.

Эти системы могут быть стационарными, полустационарными и передвижными.

Стационарные дождевальные системы отличаются тем, что положение всех элементов неизменно (рис. 7.6). Они состоят из насосной станции, магистрального и распределительных трубопроводов, полевых трубопроводов, распределительных колодцев, гидрантов с дождевальными аппаратами.

Наибольшее распространение получили полустационарные дождевальные системы. Для них характерно применение перемещаемых дождевальных устройств, получающих воду из постоянных распределительных трубопроводов на орошаемом массиве.

Передвижные дождевальные системы применяют при орошении небольших участков. Все элементы системы в процессе полива могут перемещаться с позиции на позицию.

Дождевальное устройство представляет собой конструкцию, создающую искусственный дождь. В зависимости от конструкции устройства принято различать: дождевальные агрегаты, машины, установки и насадки (аппараты).

Дождевальные агрегаты характеризуются наличием самоходной опоры и насосного агрегата, смонтированного в комплекте с дождевальным устройством.

Дождевальные машины имеют одну или несколько самоходных опор, на которые крепится дождевальное устройство. При этом напор создается специальными насосными станциями.

Дождевальные установки не имеют самоходных опор. Вода к ним подается по напорной оросительной сети специальными насосными станциями.

Превращение водяной струи в капли искусственного дождя происходит с помощью дождевальных насадок или аппаратов (сопл) за счет создаваемого в них напора. Дождевальный насадок в процессе полива остается неподвижным относительно трубопровода, на котором он расположен. В отличие от насадка, дождевальный аппарат изменяет в процессе полива свое положение относительно трубопровода (обычно вращается вокруг вертикальной оси), на котором он расположен.

Дождевальные устройства обычно классифицируют:

1) по дальности полета капель — на короткоструйные (до 10 м), среднеструйные (20—40 м) и дальноструйные (40—100 м);

2) по принципу проведения полива — на стационарно расположенные на одной позиции или проводящие полив в движении;

3) по типу оросительной сети — на работающие от закрытой и открытой сети;

4) по созданию необходимого напора — за счет специальных насосных станций или за счет насосов, смонтированных на одном агрегате с дождевальными устройствами;

5) по перемещению на поливном участке — на самоходные, перемещаемые по полю вручную или с помощью специальных ходовых тележек с двигателями, перекачиваемые на колесах с помощью механической тяги и др.

В настоящее время в СССР серийно выпускается двухконсольный дождевальный агрегат ДДА-100МА, дальноструйный дождевальный агрегат ДДН-100, дождевальные машины ДМ «Фрегат», ДКШ-64 «Волжанка» и ДФ-120 «Днепр», разборно-переносные установки типа К-50 «Радуга», дождевальные насадки и аппараты.

Дождевальные навесные агрегаты (ДДН-70, ДДА-100 М, ДДН-100 и др.), как правило, укрепляются на тракторах и работают позиционно или на ходу, забирая воду из временной оросительной сети насосом (рис. 7.7). В центральной части ферма имеет поворотный круг для перевода установки в транспортное положение. Для управления наклоном фермы при движении по полю агрегат оборудован гидравлическими домкратами. Агрегат ДДА-100 М работает в движении с забором воды из открытых оросителей. Интенсивность дождя 2,4 мм/мин. Средний слой дождя за один проход 7,5 мм, или 75 м³/га. Агрегат полностью механизирован. За оросительный сезон он может обслужить до 200 га.

7. Водный баланс мелиорируемых земель

Дождевальная машина ДМ «Фрегат» может работать на участках со сложным микрорельефом и уклонами до 0,05. Она представляет собой движущийся по кругу многоопорный трубопровод с установленными на нем среднеструйными дождевальными аппаратами. Трубопровод установлен на А-образных колесных опорах-тележках (рис. 7.8). Машина приводится в движение водяными двигателями, работающими под воздействием гидравлического напора в подводящем трубопроводе от гидранта (рис. 7.9). Мини-

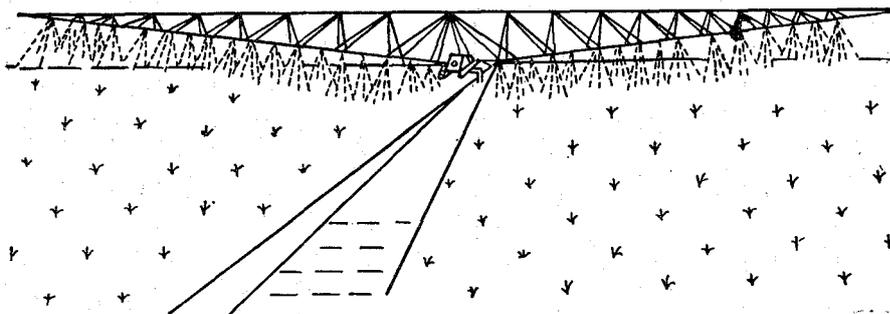


Рис. 7.7. Двухконсольный дождевальный агрегат ДДА-100 М.

мальное время полного оборота трубопровода 50 ч при поливной норме $240 \text{ м}^3/\text{га}$, а максимальное 250 часов.

Промышленностью освоен выпуск 10 модификаций машины «Фрегат» с длиной консолей от 335 до 453,5 м, количеством опор от 12 до 16, расходом воды от 50 до 100 л/с, площадью полива от 39 до 73 га. Недостатком этих машин является неполный полив поля. Так, при размещении позиций машины по квадратной схеме и расстояниях между позициями 900 м площадь, обслуживаемая ею, составляет 81 га, а поливается только 73 га. Для полива углов применяют другие дождевальные машины или установки.

Подробные сведения о дождевальных машинах, установках и аппаратах можно найти в «Справочнике мелиоратора».

Основным недостатком орошения дождеванием является неустойчивость работы и малая производительность дождевальных установок. Они не могут обеспечить существенного повышения влагозапасов, так как для этого требуется длительное пребывание дождевальных установок на одном поле.

Будущие машины должны за короткое время обеспечить такие расходы воды, которые соответствовали бы осадкам 100—200 мм. Размеры капель при дождевании необходимо уменьшить до размеров капель естественного дождя. Такое требование технически вполне осуществимо.

Подпочвенное орошение. Подпочвенное орошение заключается в подаче воды корнеобитаемому слою почвы снизу за счет

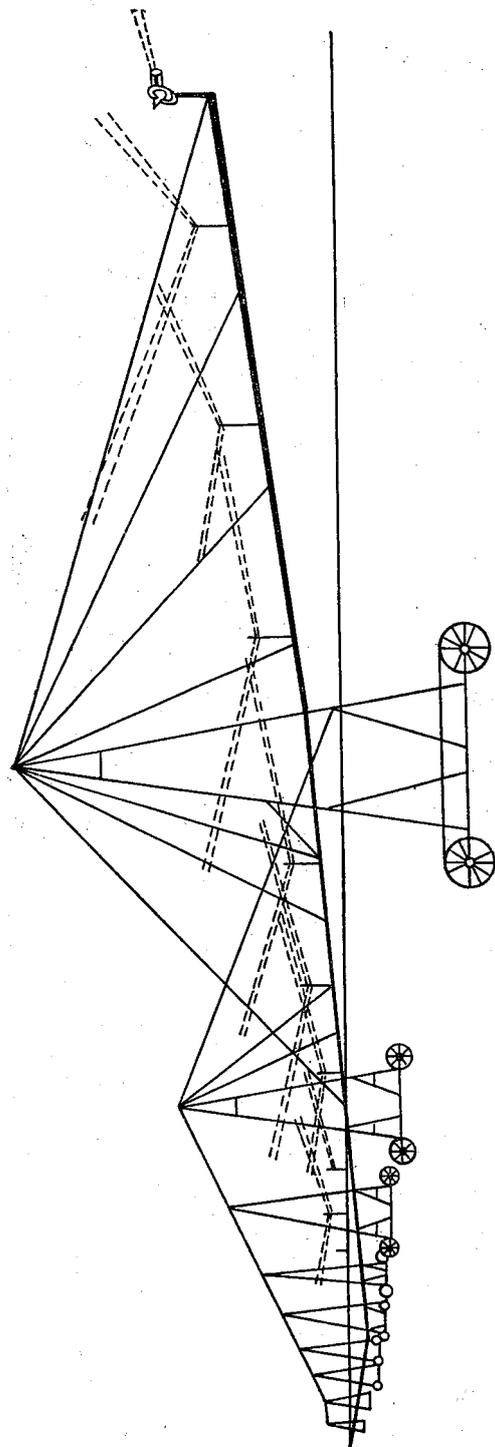


Рис. 7.8. Дождевальная машина «Фрегат».

7. Водный баланс мелиорируемых земель

капиллярного подъема от заложенных на определенную глубину и проводящих воду пористых труб или кротовин. Такое орошение может осуществляться и по траншеям с пористыми заполнителями. Применение подпочвенного орошения возможно на почвах с хорошо

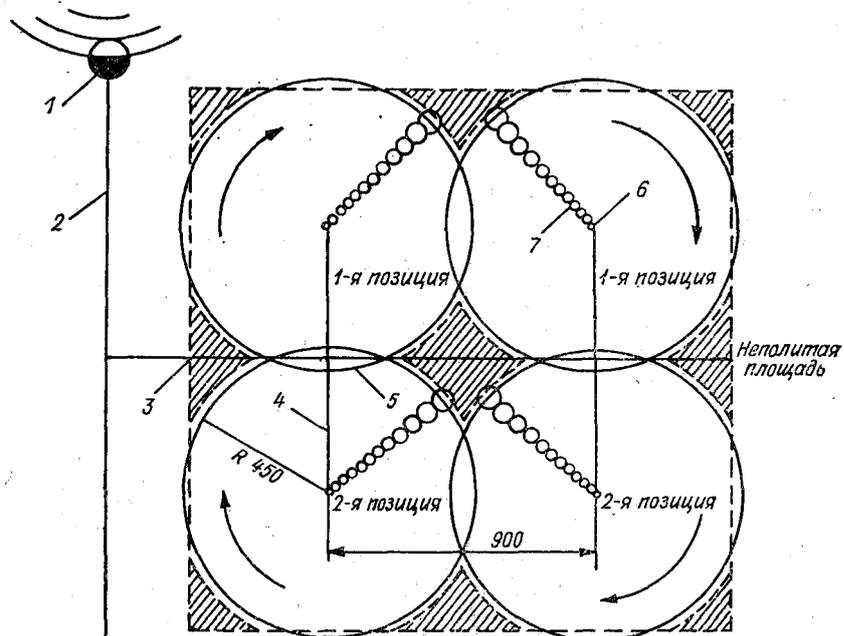


Рис. 7.9. Схема работы дождевальной машины «Фрегат».

1 — насосная станция, 2 — магистральный трубопровод, 3 — распределительный трубопровод, 4 — полевой трубопровод, 5 — распределительный колодец, 6 — гидрант, 7 — машина «Фрегат».

выраженными капиллярными свойствами. Указанный способ имеет ряд преимуществ перед другими способами орошения: не требуется устройства на поверхности оросительной сети, чем обеспечивается механизация агротехнических работ, снижается расход воды на испарение, так как верхний (10—15 см) слой почвы обычно остается сухим.

Важным преимуществом подпочвенного орошения является выполнение санитарных условий при орошении сточными водами. Такое орошение не только увлажняет, но и удобряет посевы. Прежде чем подавать сточную воду в оросительную сеть, ее необходимо предварительно пропускать через отстойники и осадочные бассейны.

Несмотря на отмеченные достоинства, подпочвенное орошение имеет в настоящее время пока еще ограниченное применение. Оно применяется главным образом на осушительно-оросительных

системах для двухстороннего регулирования водного режима подлежащих мелиорации заболоченных земель.

Лиманное орошение — наиболее простой и эффективный метод однократного (весеннего) увлажнения полей.

Искусственными лиманами называются обширные участки местности, огражденные невысокими дамбами и задерживающие весенние талые воды или же воды, подаваемые на участки из рек и водохранилищ. По способу затопления водой лиманы делятся на три

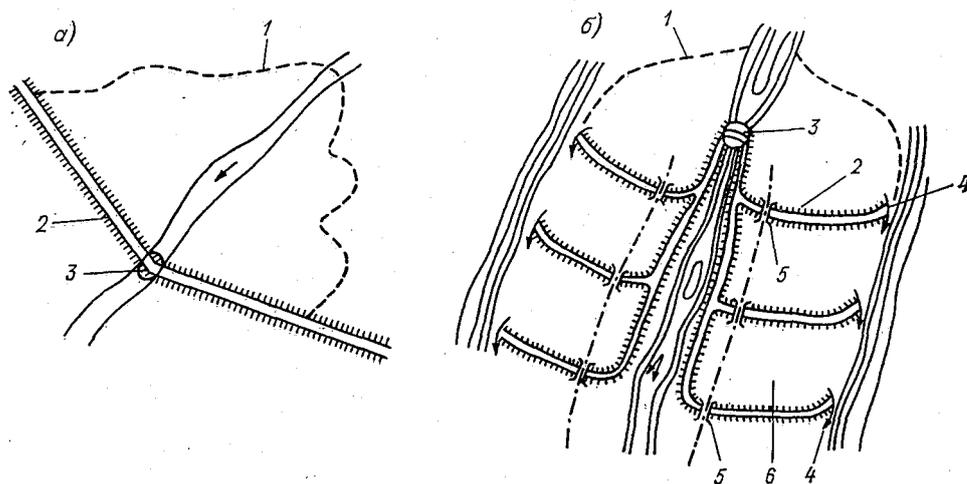


Рис. 7.10. Схемы пойменных лиманов.

a — одноярусного с плотиной и оградительными валами, *b* — трехъярусного; 1 — граница затопления, 2 — оградительный вал, 3 — плотина, 4 — водообход, 5 — водовыпуск, 6 — секция лимана.

группы: лиманы непосредственного наполнения, затопляемые талой снеговой водой; пойменные, устраиваемые в естественных незатопляемых или малозатопляемых поймах; лиманы, наполняемые водами из водохранилищ или из обводнительных каналов.

По глубине заполнения лиманы делятся на лиманы мелкого наполнения со средней глубиной 0,25—0,35 м, среднего заполнения — 0,35—0,70 м и глубоководные — более 0,70 м. Кроме того, лиманы могут быть одиночными (одноярусными) или представлять собой целую систему лиманов с передачей воды последовательно из вышерасположенных в нижерасположенные лиманы — многоярусные (рис. 7.10).

Продолжительность нахождения воды в лимане зависит от свойств почвы, срока и глубины заполнения, вида сельскохозяйственной культуры, уклона и планировки лимана. Обычно сельскохозяйственные культуры и травы более чувствительны к затоплению в первые фазы развития и лучше его переносят в более поздние фазы. С ростом температуры и влажности воздуха продолжительность затопления должна снижаться.

7. Водный баланс мелиорируемых земель

7.5.2. Назначение поливов

По своему назначению поливы подразделяются на вегетационные, влагозарядковые, освежающие, противоморозковые, подкормочные и др.

Вегетационные поливы обеспечивают необходимый водно-тепловой режим полей в вегетационный период жизни растений. Правильное определение сроков и норм таких поливов является целью мелиоративной гидрологии.

Влагозарядковые и предпосевные поливы проводят обычно осенью или весной (перед посевами) с целью увеличения запасов почвенной влаги. Тем самым сокращается число вегетационных поливов и отодвигаются сроки их проведения.

Влагозарядковые (осенние) поливы применяются при глубоком залегании грунтовых вод. При высоком стоянии грунтовых вод возможен предпосевной полив малой нормой, позволяющий избежать смыкания оросительной воды с грунтовой. Осенние влагозарядковые поливы осуществляют до вспашки или после сева. До вспашки влагозарядку производят в тех случаях, когда почва после уборки предшественника сильно иссушена и не поддается обработке, необходимой для посева озимых. Влагозарядковый полив после вспашки обеспечивает лучшее увлажнение почвы.

Влагозарядка в основном осуществляется поливом по бороздам, реже напуском и еще реже дождеванием. Поливные каналы нарезают полосообразователями, поливные борозды — орудиями или бороздоделателями — щелерезами. Последние увеличивают инфильтрационную способность почвы, что позволяет в короткие сроки увлажнить почву на глубину 1,0—1,5 м и глубже.

Освежающие поливы создают благоприятный микроклимат среды обитания растений. Такие поливы повышают содержание влаги в листьях, понижают температуру, содействуют фотосинтезу. Один освежающий полив слоем 7—9 мм способен повысить относительную влажность воздуха внутри травостоя на 15—20 % и снизить его температуру на 2—3 °С. В суховейные дни рекомендуется проводить два полива.

Разновидностью освежающих поливов являются импульсные поливы продолжительностью несколько минут по 3—4 раза в час. Такой полив осуществляется стационарными дождевальными установками по заданной программе или с дистанционным управлением.

Противозаморозковые поливы предназначены для борьбы с вредными воздействиями заморозков на растения. Предварительный или проведенный во время заморозков полив культур может предохранить их от гибели. Такие поливы повышают теплопроводность почвы, что снижает глубину инверсии температуры и повышает температуру припочвенного воздуха. При опрыскивании растений водой во время заморозков повышается температура

поверхности почвы и листы растений, возрастает влажность почвы и воздуха. Даже в тех случаях, когда поданная на листья вода замерзает, она выделяет при этом теплоту замерзания (335 Дж/г), предохраняющую лист от дальнейшего понижения температуры. Практически наиболее приемлема интенсивность дождя при противозаморозковом поливе 1,5—3,0 мм/ч.

Подкормочные поливы позволяют вместе с поливной водой внести на орошаемые поля и удобрения. Такие поливы можно проводить при любых способах орошения. Так, на дождевальных машинах устанавливают специальные аппараты—гидроподкормщики, растворенные удобрения из которых вместе с оросительной водой распределяются по полю. При поливе по бороздам или по полосам в голове временного оросителя устанавливают наполненный удобрением бак с поплавковым сифоном; в результате содержимое бака подается в оросительную воду равномерной струей.

Промывочные поливы применяются для растворения и отвода солей с верхних горизонтов почвы за пределы слоя активного влагообмена. На засоленных землях перед поливом поле глубоко распахивают, боронуют, выравнивают и разбивают на чеки с помощью земляных валиков. Промывную воду подают порциями с небольшими интервалами. С целью растворения солей первой порцией увлажняют почву до наименьшей влагоемкости, последующими порциями обеспечивают промывку почвы. Промывочные поливы обычно производят в период, когда грунтовые воды устанавливаются на минимальной отметке (осенью). Поливы осуществляют с интервалом два—четыре дня при норме 100—150 мм.

Кроме перечисленных поливов, для очистки полей от сорняков проводят «провокационные» поливы, стимулирующие дружное произрастание сорняков с последующим их уничтожением.

7.5.3. Расчеты оросительных норм и поливного режима

Расчетный режим орошения устанавливают по допустимому содержанию влаги в почве. Для этой цели строят три кривые допустимых запасов воды: максимальной—соответствующей наименьшей влагоемкости почвы $W_{нв}$, средней—влажности разрыва капилляров $W_{рк}$ (т. е. нижней границы диапазона оптимальных влагозапасов почвы) и минимальной—влажности завядания $W_з$. Каждая из этих кривых зависит от мощности расчетного слоя почвы (рис. 7.11).

Разность между этими запасами определяет максимально возможную поливную норму в любой момент вегетационного периода в зависимости от водоудерживающей способности расчетного слоя почвы. При этом интервал влагозапасов почвы между $W_{нв}$ и $W_{рк}$ обычно считают соответствующим оптимальному увлажнению почвы, что обуславливает максимальную урожайность. Расчетный интервал, допускающий снижение влагозапасов от $W_{нв}$ до $W_з$, используют при определении режима орошения в условиях

7. Водный баланс мелиорируемых земель

недостаточных водных ресурсов, когда применяются «ущемленные поливы».

Расчетные поливные нормы и сроки поливов определяются графическим построением на том же графике кривых изменения

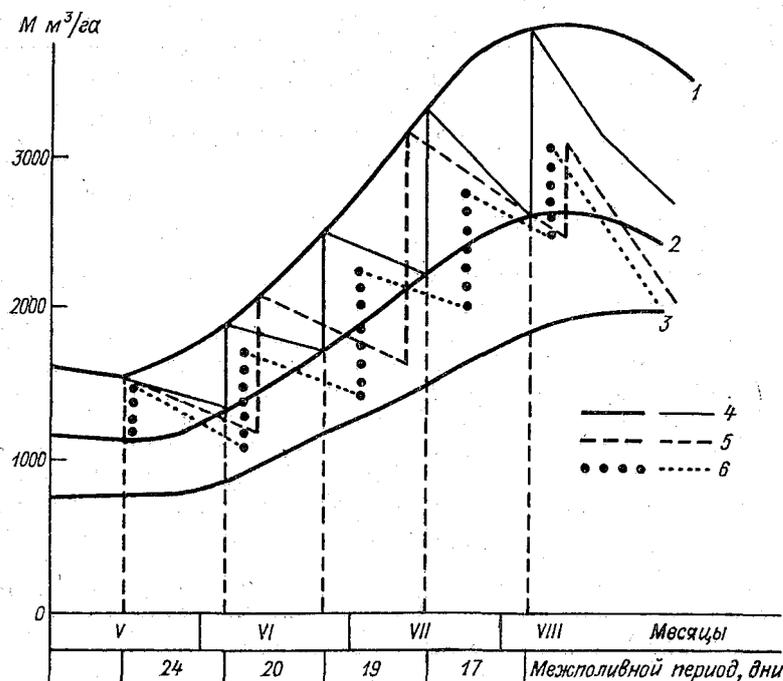


Рис. 7.11. Графический метод определения норм и сроков поливов.

1, 2, 3 — кривые верхней $W_{нв}$ и нижней $W_{рн}$ границ диапазона оптимальных влагозапасов почвы и влажности завядания W_3 ; 4 — кривая изменения влагозапасов почвы при оптимальном поливном режиме; 5, 6 — то же при ущемленном поливе соответственно редкими и малыми, но частыми дозами.

влажности в расчетном слое почвы под сельскохозяйственной культурой. Они строятся по результатам воднобалансовых расчетов.

В практике орошаемого земледелия в хозяйстве возделывается не одна, а комплекс культур, составляющих определенный севооборот. Для обеспечения водой всех входящих в севооборот культур, предъявляющих различные требования к воде, строят графики поливов. Эти графики показывают, как изменяются расходы воды, необходимые для орошения, на определенной площади в течение оросительного периода.

График поливов, построенный для площади $F=1$ га, называется *удельным графиком поливов*, или *графиком гидромодуля*.

Гидромодулем называют удельный расход воды в л/с на 1 га орошаемой площади севооборота, необходимый для полива данной культуры. Численные значения ординат гидромодуля q определяют по формуле

$$q = a_k m_i / 86,4t, \quad (7.42)$$

где a_k — доля площади, занятой культурой в севообороте; m_i — поливная норма, м³/га; t — период, в течение которого проводят полив данной культуры, сут (обычно колеблется в пределах 3—15 сут).

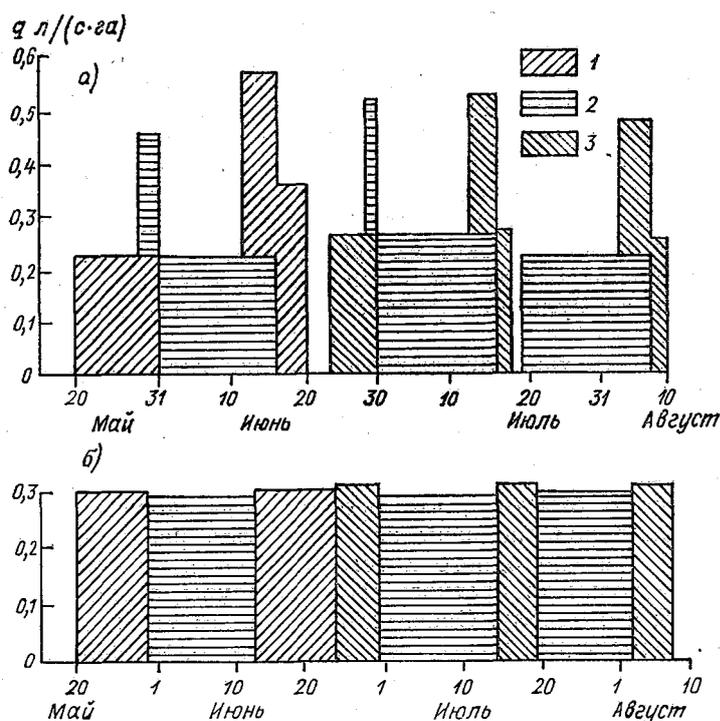


Рис. 7.12. График гидромодуля трехпольного севооборота.

a — график фактической потребности в воде, b — укомплектованный график гидромодуля; 1 — пшеница, 2 — кукуруза, 3 — люцерна.

После установления расчетного режима орошения для каждой культуры севооборота и определения ординат m_i строят график гидромодуля (рис. 7.12). Для его построения на оси ординат откладываются гидромодули, по оси абсцисс — время; в дни совпадения поливов различных культур частные гидромодули накладываются один на другой. Ординаты на этом графике соответствуют поливу той или иной культуры. Высота ординаты равна гидромодулю данного полива, абсцисса — его длительности, площадь — норме полива, отнесенной к 1 га поливаемой площади.

7. Водный баланс мелиорируемых земель

График в первом его построении обычно называют неуккомплектованным (рис. 7.12 а). Он характеризуется большими колебаниями и неравномерностью ординат во времени, а также наличием кратковременных перерывов в подаче воды для поливов. Неравномерность графика гидромодуля ведет к удорожанию строительства и эксплуатации оросительных систем. В связи с этим график гидромодуля укомплектовывают таким образом, чтобы ординаты его в течение всего оросительного периода отличались друг от друга не более чем на 50—60 %. Укомплектование гидромодуля осуществляют за счет изменения поливного периода и сроков полива в допустимых пределах по агротехническим условиям (рис. 7.12 б). При этом соблюдают следующие требования:

1) количество воды, назначенное для полива данной культуры изменять нельзя, т. е. $q_1 t_1 = q_2 t_2$, где $q_1 t_1$ и $q_2 t_2$ — ординаты гидромодуля и поливной период до и после укомплектования;

2) график укомплектовывается за счет изменения продолжительности поливов и сроков их проведения;

3) интервалы между средними датами двух соседних поливов одной и той же культуры (межполивной период) можно изменять не более чем на 3 сут.

В результате укомплектования графика гидромодуля повышается оросительная способность источника орошения, снижаются расчетные максимальные расходы воды по оросительной сети, следовательно, уменьшаются ее размеры, улучшается работа орошения во времени.

Необходимо отметить, что оросительные нормы и поливной режим крайне разнообразны не только для различных регионов орошения, но и для одного и того же участка в зависимости от погодных условий конкретного года, культуры, сроков сева, запасов влаги к его началу. Оросительный режим уточняют ежегодно, учитывая изменение почвы под влиянием орошения, улучшение приемов агротехники, количество вносимых удобрений и повышающие урожайности.

7.6. Взаимосвязь балансовых элементов с водно-физическими свойствами и влажностью почвы

Опытным путем утановлено [36], что процесс просыхания почвенного слоя в зависимости от его водно-физических свойств, увлажненности и теплоэнергетических ресурсов проходит три стадии. Если увлажненность почвы доводится до полной влагоемкости, то в течение первой стадии просыхания испарение уменьшается от теоретически максимально возможного значения до некоторого критического, мало отличающегося от первоначального. С момента, когда влажность почвы достигает указанного критического уровня, и до момента, когда в почве остается количество влаги,

соответствующее уровню завядания, испарение резко убывает. В третьей стадии испарение медленно уменьшается к нулю. Эти положения служат основой разработки аналитических выражений количественной стороны процесса просыхания почвенного покрова. Очевидно, при разработке аналитических схем зависимости интенсивности испарения от влажности почвы должны учитываться состояние и степень подвижности влаги в почве.

Как известно, с увеличением влажности почвы и при тех же теплоэнергетических ресурсах должно возрасть и суммарное испарение. Причем приращение влажности почвы зависит от степени ее насыщения. Поэтому, если выразить влажность почвы W в долях наименьшей влагоемкости $W_{\text{нв}}$, т. е. обозначить $V = W/W_{\text{нв}}$ и соответственно $V_{\text{пв}} = W_{\text{пв}}/W_{\text{нв}}$; $V_{\text{рк}} = W_{\text{рк}}/W_{\text{нв}}$; $V_{\text{мг}} = W_{\text{мг}}/W_{\text{нв}}$, а также принять, что энергетический фактор процесса испарения $\beta_E = E/E_{\text{макс}}$, обозначенный функцией

$$F = (1 - \beta_E^n)^m, \quad (7.43)$$

то дифференциальная форма рассматриваемой зависимости может быть аппроксимирована в виде уравнения

$$d\beta_E = rV^{r-1}(1 - \beta_E^n)^m dV, \quad (7.44)$$

где r — параметр, который зависит от водно-физических свойств почвы; m и n — параметры, интегрирующие влияние физико-географических условий формирования суммарного испарения и стока.

Наиболее общее решение получается при функциональной связи параметров m и n в форме

$$m = (n + 1)/n.$$

Решения уравнения (7.44) должны удовлетворять следующим граничным условиям: $\beta_E \rightarrow 0$ при $V \rightarrow 0$; $\beta_E \rightarrow 1$ при $V \rightarrow \infty$ (практически $V > 2$); $\beta_E = \beta_{E_{\text{нв}}}$ при $V = V_{\text{нв}} = 1$.

После разделения в (7.44) переменных с учетом частных значений параметра m можно получить

$$rV^{r-1} dV = \frac{d\beta_E}{(1 - \beta_E^n)^{n+1/n}}. \quad (7.45)$$

Интегрируя уравнение (7.45) в левой части от 0 до V , в правой — от 0 до β_E , найдем

$$\beta_E = (1 + V^{-rn})^{-1/n} \quad (7.46)$$

или

$$E = E_{\text{макс}} (1 + V^{-rn})^{-1/n}. \quad (7.47)$$

При средней за расчетный интервал влажности почвы W , равной наименьшей влагоемкости $W_{\text{нв}}$, т. е. при $V = V_{\text{нв}} = 1$, из (7.46) следует

$$\beta_{E_{\text{нв}}} = 2^{-1/n} \quad (7.48)$$

и

$$n = -0,301/\lg \beta_{E_{\text{нв}}}. \quad (7.49)$$

7. Водный баланс мелиорируемых земель

(вторая стадия). Эта критическая точка соответствует максимальной гигроскопичности $V_{\text{мг}}$. Координаты точки $(V_{\text{мг}}, \beta_{E_{\text{мг}}})$ определяются из условия

$$d\beta_E/dV = 0,5^{1/n}.$$

В табл. 7.4 приведены теоретические значения максимальной гигроскопичности $V_{\text{мг}}$ и величины $\beta_{E_{\text{мг}}}$ в зависимости от параметров n и r . Значения $V_{\text{мг}}$ достаточно хорошо согласуются с опытными значениями гигроскопичности различных по механическому составу почв: для легких менее 0,2, для средних 0,2—0,3, для тяжелых почв 0,3—0,5. Следовательно, параметр r имеет определенные значения: для легких почв 1,1—1,5; для средних почв 1,5—2,0; для тяжелых — 2,0—3,0 и более. Как видно из зависимостей (7.51)—(7.54), параметр связан с водно-физической характеристикой почвы $V_{\text{мг}}$ и параметром n , характеризующим формирование стока.

Таблица 7.4

Значения $V_{\text{мг}}$ и $\beta_{E_{\text{мг}}}$

Параметр n	Величина	Параметр r						
		1,10	1,25	1,50	1,75	2,0	2,5	3,0
2	$V_{\text{мг}}$	0,012	0,103	0,223	0,298	0,353	0,430	0,475
	$\beta_{E_{\text{мг}}}$	0,008	0,060	0,105	0,120	0,125	0,121	0,114
3	$V_{\text{мг}}$	0,038	0,163	0,280	0,348	0,396	0,465	0,515
	$\beta_{E_{\text{мг}}}$	0,036	0,105	0,148	0,157	0,156	0,148	0,146

7.7. Расчеты естественного режима влажности почвенного покрова по климатическим данным

Выше были приведены две формы уравнения связи элементов водного и теплоэнергетического балансов (7.10) и (7.14), которые в свою очередь приводят к связующему их уравнению

$$V^r = W^*/E_{\text{макс}} = kx + W_1 - W_2 + P_1 - P_2/E_{\text{макс}}. \quad (7.55)$$

Очевидно, решение уравнения (7.55) раскрывает балансовые соотношения и процесс теплообмена деятельной земной поверхности с приземным слоем атмосферы.

Поскольку в уравнение водного баланса (7.9) и уравнения связи (7.46) и (7.55) входят величины влажности почвы W_1, W_2

и ее среднее значение за расчетный интервал времени w_{cp} , поэтому последнюю необходимо выразить через начальное и конечное его значение. Наиболее простым выражением будет среднее арифметическое

$$V_{cp} = W_{cp}/W_{нв} = (W_1 + W_2)/2W_{нв} = (V_1 + V_2)/2. \quad (7.56)$$

Однако изменение влагосодержания почвы не всегда происходит равномерно. В начале расчетного промежутка времени почва после увлажнения просыхает быстрее, а затем интенсивность уменьшения влагосодержания затухает (рис. 7.14). Изменение

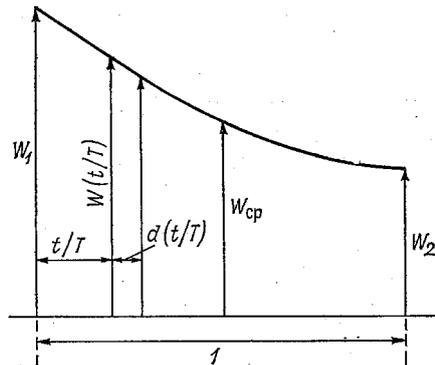


Рис. 7.14. Схема убывания влажности почвы.

влажности почвы во времени может быть приближенно представлено зависимостью

$$W = W_1 + (W_2 - W_1)(t/T)^{1/r}, \quad (7.57)$$

где W — текущая координата влажности почвы; t — время; r — параметр схематизации, зависящий от водно-физических свойств почвы.

Средняя за расчетный промежуток времени влажность почвы определяется как

$$W_{cp} = \int_0^1 W \left(\frac{t}{T}\right) d\left(\frac{t}{T}\right) = \int_0^1 W_1 d\left(\frac{t}{T}\right) + \int_0^1 (W_2 - W_1) \left(\frac{t}{T}\right)^{1/r} d\left(\frac{t}{T}\right) \quad (7.58)$$

и равняется

$$W_{cp} = (W_1 + rW_2)/r + 1. \quad (7.59)$$

Из (7.59) при $r=1$ следует выражение (7.56).

Величина W_{cp} в интервале от 0,4 до 1,2 $W_{нв}$ с достаточной точностью может быть определена по соотношению

$$W_{cp} = W_1 (W_2/W_1)^{1/r}. \quad (7.60)$$

7. Водный баланс мелиорируемых земель

С учетом выражения $V=W/W_{\text{нв}}$ и схем (7.59) и (7.60) из уравнения связи (7.55) путем исключения W_2 получаются зависимости:

$$\frac{r}{r+1} \frac{E_{\text{макс}}}{W_{\text{нв}}} V_{\text{ср}}^r + V_{\text{ср}} = \frac{r}{r+1} \frac{kX+g}{W_{\text{нв}}} + V_1, \quad (7.61)$$

$$V_{\text{ср}}^r = \left(\frac{kX+g}{W_{\text{нв}}} + V_1 \right) \left(\frac{E_{\text{макс}}}{W_{\text{нв}}} + V_1^{1-r} \right), \quad (7.62)$$

где $g=P_1 - P_2$.

В отличие от зависимости (7.61), формула (7.62) отражает искомую влажность почвы $V_{\text{ср}}$ в явном виде. Поэтому она может быть использована в расчетах балансовых элементов совместно с уравнением связи (7.43). Так, исключая $V_{\text{ср}}$ из уравнения (7.43) и зависимости (7.62), можно получить уравнение связи в форме

$$E = E_{\text{макс}} \left\{ 1 + \left[\left(\frac{E_{\text{макс}}}{W_{\text{нв}}} + V_1^{1-r} \right) \left(\frac{kX+g}{W_{\text{нв}}} + V_1 \right) \right]^n \right\}^{-1/n}. \quad (7.63)$$

Зависимость (7.61) может быть решена подбором или на ЭВМ.

По формулам (7.61) и (7.62) при наличии исходных данных $E_{\text{макс}}$, kX , g , $W_{\text{нв}}$, $W_{\text{рк}}$ и n определяется $V_{\text{ср}}$, а затем и влажность на конец расчетного промежутка времени V_2 , по формулам (7.56), (7.59) и (7.60), соответственно преобразованными в виде:

$$V_2 = 2V_{\text{ср}} - V_1, \quad (7.64)$$

$$V_2 = [(r+1)V_{\text{ср}} - V_1]/r, \quad (7.65)$$

$$V_2 = V_1 (V_{\text{ср}}/V_1)^r. \quad (7.66)$$

Наконец, по уравнениям (7.9) и (7.15), а также по балансовым уравнениям находятся значения всех искомых элементов водного и теплоэнергетического балансов.

Расчеты влажности почвы и элементов балансовых уравнений могут быть выполнены по месяцам или декадам среднего многолетнего года и целого ряда лет.

7.8. Расчеты воднобалансовых элементов и гидромелиоративных норм при избыточном увлажнении

Основной причиной переувлажнения отдельных участков суши и последующего их заболачивания является постоянное преобладание ресурсов влаги над ресурсами тепла при определенных геоморфологических условиях. Количественно это преобладание выражается неравенством

$$W_6^* > E_{\text{макс. б}}, \quad (7.67)$$

где W_6^* — ресурсы влаги на болоте, равные сумме атмосферных осадков kX ; изменению влагозапасов в активном слое почвы

7. Водный баланс мелиорируемых земель

Суммарное испарение на водосборе, согласно формуле (7.17), составит на болоте

$$E_6 = E_{\text{макс. б}} [1 + (W_6^*/E_{\text{макс. б}})^{-n}]^{-1/n}. \quad (7.73)$$

При этом средний годовой сток:
на водосборе

$$Y_c = W^* - E, \quad (7.74)$$

на болоте

$$Y_6 = W_6^* - E_6. \quad (7.75)$$

Соответственно получим относительное суммарное испарение:
на водосборе

$$\beta_E = E/E_{\text{макс.}}, \quad (7.76)$$

на болоте

$$\beta_{E6} = E_6/E_{\text{макс. б}}. \quad (7.77)$$

Если на водосборе грунтовая вода залегает близко от дневной поверхности, расчет балансовых элементов должен выполняться следующим путем.

Изменение глубины уровня грунтовой воды в пределах $0 \leq h_r < \infty$ обуславливает суммарное испарение в пределах $E_{\text{макс.}} > E_d \geq E_c$, что отражается зависимостью

$$E_d = E + E_{\text{макс.}} (1 - E_c/E_{\text{макс.}}) k_d, \quad (7.78)$$

где k_d — коэффициент, учитывающий положение уровня грунтовой воды h_r . При этом k_d отражает высоту капиллярной зоны $h_{кз}$, а также параметры r и n . Этим условиям удовлетворяет соотношение

$$k_d = 1 - [1 + (rh_r/nh_{кз})^{-nr}]^{-1/n}, \quad (7.79)$$

где $h_{кз}$ — высота капиллярного поднятия (капиллярной зоны), см.

При отсутствии данных $h_{кз}$ определяется приближенно по формуле

$$h_{кз} = 0,02 (600 - W_{нв}) \cdot 10^{-6} W_{нв}^3. \quad (7.80)$$

Все расчеты выполняются в два этапа:

1-й этап (при $g=0$ и $g_6=0$):

на водосборе

$$\begin{aligned} W^* &= kX, \\ Y &= kX - E, \\ E &= E_{\text{макс.}} [1 + (W^*/E_{\text{макс.}})^{-n}]^{-1/n}, \\ \beta_E &= E/E_{\text{макс.}}; \end{aligned} \quad (7.81)$$

на болоте

$$\begin{aligned} W_6^* &= kX + Y_c F / f_6, \\ Y_6 &= kX + Y_c F / f_6 - E_6, \\ E_6 &= E_{\text{макс. б}} \left[1 + \left(\frac{kX + Y_c F / f_6}{E_{\text{макс. б}}} \right)^{-n} \right]^{-1/n}, \end{aligned} \quad (7.82)$$

$$\beta_{E6} = E_6 / E_{\text{макс. б}};$$

2-й этап (при $g \neq 0$ и $g_6 \neq 0$)
на водосборе

$$\begin{aligned} E_d &= E + E_{\text{макс}} (1 - \beta_E) k_d, \\ W_d^* &= kX + g = E_{\text{макс}} (\beta^{-n} - 1)^{-1/n}, \\ Y_d &= W_d^* - E_d, \\ \beta_{Ed} &= E_d / E_{\text{макс}}, \\ g &= W_d^* - W^*; \end{aligned} \quad (7.83)$$

на болоте

$$\begin{aligned} E_{дб} &= E_6 + E_{\text{макс. б}} (1 - \beta_{E6}) k_{дб}, \\ W_{дб}^* &= kX + g_6 + Y_6 F / f_6 = E_{\text{макс}} (\beta_{E6}^{-n} - 1)^{-1/n}, \\ Y_{дб} &= W_{дб}^* - E_{дб}, \\ \beta_{Eдб} &= E_{дб} / E_{\text{макс. б}}, \\ g_6 &= W_{дб}^* - W_d. \end{aligned} \quad (7.84)$$

Практическое применение данной схемы значительно упрощается при использовании ЭВМ.

7.9. Определение необходимой глубины понижения уровня грунтовых вод

Необходимую глубину понижения уровня грунтовых вод можно определить следующим образом.

В качестве расчетной схемы увлажнения почво-грунта принимают эпюру влажности почвы, представленную на рис. 7.16.

Среднюю влажность $V_{ср} h_p$ слоя почвы находят как

$$V_{ср} h_p = V_{кв} h_{кз} + 0,5 (h_p - h_{кз}) (V_{нв} + V_d), \quad (7.85)$$

откуда получают соотношение

$$h_p = \frac{V_{нв} - 0,5 (V_{нв} + V_d)}{V_{ср} h_p - 0,5 (V_{нв} + V_d)} h_{кз}, \quad (7.86)$$

позволяющее рассчитать необходимую глубину понижения уровня грунтовой воды h_p по высоте капиллярной зоны $h_{кз}$, наименьшей влагоемкости $W_{нв}$ и капиллярной влагоемкости, минимальной

7. Водный баланс мелиорируемых земель

влажности у дневной поверхности V_d и необходимой средней влажности V_{cp} слоя почвы h_p .

Поскольку наименьшая влагоемкость $V_{нв}=1$, а в качестве V_d можно принять влажность разрыва капиллярных связей данной почвы $V_{рк}$, формула (7.86) приобретает вид

$$h_p = \frac{V_{кв} - 0,5(1 + V_{рк})}{V_{ср} h_p - 0,5(1 + V_{рк})} h_{кз} = C h_{кз}. \quad (7.87)$$

Значения величины $C = h_p / h_{кз}$ для различных почв и заданных значений величины $V_{ср} h_p$ приведены в табл. 7.5. При наличии данных о высоте капиллярной зоны $h_{кз}$ легко определяется и необходимая глубина понижения уровня грунтовых вод h_p .

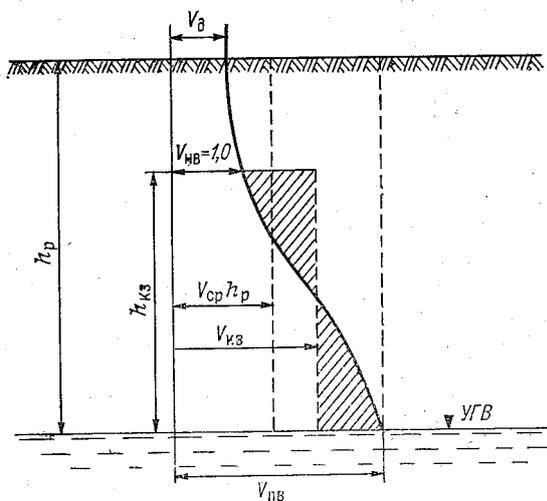


Рис. 7.16. Схема увлажнения слоя почвы над уровнем грунтовой воды.

Значение величины C для различных почв

Таблица 7.5

Показатель	Параметр r						
	1,10	1,25	1,50	1,75	2,00	2,50	3,0
$V_{кв}$	1,75	1,61	1,47	1,38	1,31	1,24	1,19
$V_{рк}$	0,30	0,46	0,59	0,67	0,72	0,79	0,84
$V_{ср} h_p$	1,05	2,75	2,70	2,62	2,56	2,37	2,08
	1,10	2,45	2,38	2,20	2,08	1,88	1,50
	1,15	2,20	2,10	1,89	1,74	1,55	1,17
	1,20	2,00	1,87	1,66	1,50	1,33	1,00
	1,25	1,83	1,69	1,48	1,32	1,16	1,00

8. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

8.1. Потребности в воде отдельных отраслей народного хозяйства в настоящее время и в перспективе

В современном обществе без воды не может развиваться ни одна отрасль народного хозяйства. Чтобы добыть 1 т нефти, необходимо 10 м³ воды, для производства 1 т стали требуется 200 м³, 1 т бумаги — 200 м³ воды; 1 т шерстяной ткани — 600 м³ и т. д. Особенно быстро растет потребность в воде с развитием современной химической промышленности: для выработки 1 т ацетатного шелка необходимо 2660 м³, капронового волокна — 5600 м³ воды.

Для современной тепловой станции на 1 млн. кВт мощности необходимо 1,2—1,6 км³ воды в год. Примерно в 1,5—2,0 раза больше воды требуется для выработки электроэнергии на атомных станциях, которые в настоящее время интенсивно строятся во многих странах мира. Для обеспечения потребности в воде современного города с миллионным населением требуется около 500 тыс. м³ воды в сутки. Чтобы получить 1 кг сухого пшеничного зерна, надо израсходовать 0,75 м³ воды.

В настоящее время обеспечение человечества чистой водой — основная проблема, так как имеющиеся пресные водные ресурсы оказываются недостаточными для удовлетворения нужд быстро растущего населения Земли, бурно развивающейся промышленности и сельского хозяйства.

Для рационального использования водных ресурсов необходимо прежде всего знать, какое количество воды требуется для удовлетворения всех ее потребителей не только на сегодняшний день, но и на перспективу.

Коммунально-бытовое водопотребление. Суммарный объем воды, используемый на нужды населения, определяется удельным водопотреблением и численностью населения. Удельное водопотребление рассчитывается как суточный объем воды в литрах, приходящийся на одного жителя города или поселка; оно меняется в широких пределах: в городах 200—600 л/сут, в сельской местности 100—120 л/сут, а при отсутствии водопровода 30—50 л/сут на одного человека (табл. 8.1).

В крупных благоустроенных городах удельное водопотребление на одного жителя составляет: в Москве и Нью-Йорке — 600 л/сут, Ленинграде и Париже — 500 л/сут, в Лондоне — 260 л/сут. Так, если с 1900 до 1950 г. водопотребление населением возросло в 3 раза, то с 1950 до 2000 г. оно увеличится более чем в 7 раз.

Для количественной характеристики использования водных ресурсов имеют значение не только суммарные объемы забора воды, но и безвозвратное водопотребление. Безвозвратное водопотребление рассчитывается обычно в % от объема используемой воды

8. Использование и преобразование водных ресурсов

Таблица 8.1

Нормы хозяйственно-питьевого водопотребления в населенных пунктах СССР

Степень благоустройства зданий	Норма водопотребления на одного жителя, л/сут	
	средняя	максимальная
Водопровод, канализация, горячее водоснабжение	275—400	300—420
Водопровод, канализация, наличие ванн с газовыми колонками	180—230	200—250
Водопровод, канализация (без ванн)	125—150	140—170
Без водопровода и канализации	30—50	40—60

и зависит от характера водопотребления, объема водоподачи и физико-географических условий.

При коммунально-бытовом водопотреблении большая часть воды после ее использования возвращается в гидрографическую сеть в виде сточных вод, остальная часть расходуется на испарение (безвозвратные потери). Безвозвратное водопотребление населением составляет обычно 10—20 % от водозабора.

Промышленное водопотребление. Его объемы колеблются в широких пределах не только для различных отраслей промышленности, но даже при выпуске одной и той же продукции в зависимости от применяемой технологии, системы водоснабжения (прямоточной или оборотной), климатических условий и т. д.

Для оценки объемов промышленного водопотребления используется понятие «водоемкости» производства, которая характеризуется расходом воды в м³, необходимым для производства 1 т готовой продукции (табл. 8.2).

Однако одним из основных потребителей в промышленности является теплоэнергетика и АЭС, которые требуют огромного количества воды для охлаждения агрегатов.

В 1900 г. во всем мире для нужд промышленности использовалось 30 км³ воды, в 1950 г. уже 190 км³, в 1970 г. — 510 км³, а к 2000 г. ожидается водопотребление 1900 км³.

Таблица 8.2

Водоемкость (м³/т) основных отраслей промышленности

Добыча и обогащение руды	2—4
Производство проката	10—15
чугуна	40—400
целлюлозы	400—500
вискозного шелка	1000—1100
химического волокна	2000—3000

Безвозвратное водопотребление в промышленности составляет 5—10 % от водозабора, а в теплоэнергетике — до 2 %.

Сельскохозяйственное водопотребление. Сельское хозяйство является одним из основных потребителей воды и это связано в первую очередь с развитием орошаемого земледелия. Суммарные затраты воды на орошение зависят от вида культур, климатических условий, размеров площади орошаемых земель и пр., определяющих удельное водопотребление (табл. 8.3).

Таблица 8.3

Удельное водопотребление (тыс. м³/га) основных сельскохозяйственных культур

Хлопчатник	5—8
Сахарная свекла	2,5—6
Зерновые	1,5—3,5
Многолетние травы	2—8
Рис	8—15

Безвозвратные потери воды при орошении (за счет испарения) колеблются в пределах 20—60 % от водозабора.

Водопотребление сельским хозяйством в мире постоянно растет, так, составляя в начале века 350 км³/год, к 1970 г. оно достигло 1900 км³/год, а к 2000 г. будет составлять 3400 км³/год.

Суммарное водопотребление. Основным источником для водобеспечения являются поверхностные воды, главным образом возобновляемые водные ресурсы, т. е. сток рек.

Суммарное водопотребление в нашей стране оценивается в 340 км³/год и к 2000 г. достигнет 800 км³/год. Сопоставление имеющихся ресурсов и объемов водопотребления показывает, что расход ежегодного стока рек в 1980 г. составлял примерно 7 %, к 2000 г. будет расходоваться 17 %. Примерно таков же порядок этих величин во всем мире (табл. 8.4).

Таблица 8.4

Суммарный годовой сток рек и водопотребление

Континент	Суммарный годовой сток рек, км ³	Водопотребление, в % от стока			
		1970 г.		2000 г.	
		полное	безвозв- ратное	полное	безвозв- ратное
Европа	3 210	10,0	3,1	23,0	7,5
Азия	14 410	10,4	7,6	22,7	13,9
Африка	4 570	2,8	2,2	8,3	5,5
Сев. Америка	8 200	6,6	2,0	15,8	3,4
Юж. Америка	11 760	0,6	0,4	2,6	1,1
Австралия и Океания	2 390	1,0	0,5	2,5	1,2
Вся Земля	44 540	5,8	3,4	13,0	6,7

8. Использование и преобразование водных ресурсов

8.2. Водообеспеченность СССР в целом и по отдельным районам

Основными водными ресурсами в нашей стране являются пресные поверхностные и подземные воды, доступные для эксплуатации. В большинстве районов основная часть водных ресурсов обеспечивается поверхностными водами. Воды морей, океанов, пресные воды глубоких горизонтов, а также солоноватые и соленые воды, ледники и снежники являются ресурсами будущего.

Советский Союз — одна из наиболее богатых водой стран мира. Ежегодно возобновляемые водные ресурсы СССР, представленные суммарным стоком рек, составляют 4740 км³, что в полтора раза превышает среднюю водообеспеченность населения всего земного шара. В целом по стране объем речных вод мало меняется от года к году и вполне достаточен для развития хозяйства даже в самой отдаленной перспективе.

О том, как распределяются водные ресурсы по территории СССР, дают представление табл. 8.5 и 8.6. Как видно, распределение водных ресурсов страны крайне неравномерно и не согласуется с размещением населения, промышленности и сельскохозяйственного производства. Наиболее многоводные реки, сток которых

Таблица 8.5

Водные ресурсы и водообеспеченность союзных республик

Союзная республика	Площадь, тыс. км ²	Население ¹ , тыс. человек	Водные ресурсы, км ³ /год	Водообеспеченность, тыс. м ³ /год	
				на км ²	на одного человека
РСФСР	17 075	140 017	4 270	251	30,4
Украинская ССР	604	50 307	210	348	4,17
Белорусская ССР	208	9 744	55,8	268	5,73
Узбекская ССР	447	16 591	108	24	6,50
Казахская ССР	2 717	15 253	125	46	8,20
Грузинская ССР	69,7	5 100	61,2	879	12,0
Азербайджанская ССР	86,6	6 300	28,0	324	4,44
Литовская ССР	65,2	3 474	23,2	356	6,70
Молдавская ССР	33,7	4 025	12,7	378	3,16
Латвийская ССР	63,7	2 552	31,9	501	12,5
Киргизская ССР	198	3 724	48,7	245	13,1
Таджикская ССР	143	4 119	95,3	665	23,1
Армянская ССР	29,8	3 169	8,26	277	2,60
Туркменская ССР	488	2 970	70,0	143	23,6
Эстонская ССР	45,1	1 496	15,6	345	10,4
СССР	22 275	268 844	4 740	212	17,6

¹ Население на 1.01 1982 г. по данным справочника „Население СССР“, М., 1983.

Водные ресурсы экономических районов СССР

Таблица 8.6

Экономический район	Площадь, тыс. км ²	Местный сток, км ³	Приток, км ³	Общие ресурсы, км ³
Прибалтика и Белоруссия	397	83	26,6	110
Европейский Север	1926	601	134	735
Центральный юго-запад ЕТС	634	50,2	157	207
Северный Кавказ	355	43,7	26,7	70,4
Закавказье	186	67,8	12,1	79,9
Урал	680	102	12,9	115
Поволжье	680	68,3	224	292
Казахстан	2717	53,5	59,5	113
Средняя Азия	1277	113	18,1	131
Западная Сибирь	2427	482	72,2	554
Восточная Сибирь	4123	1070	37,5	1109
Дальний Восток	6216	1539	282	1820

составляет 84 % суммарных водных ресурсов, находятся в северных и восточных слабо освоенных районах (бассейны Северного Ледовитого и Тихого океанов). В пределах же экономических наиболее развитых и удобных для жизни и деятельности человека районов — южной части ЕТС, Кавказа, Казахстана, Средней Азии, где сосредоточено основное население страны, промышленности и сельского хозяйства, водные ресурсы составляют всего 12 % их суммарной величины, или 530—550 км³ в год. В эту величину входит сток таких рек, как Волга, Дон, Урал, Терек, Кура, Амударья, Сырдарья, Или. Крайне низкой естественной обеспеченностью отличается юг ЕТС, Казахстан и Средняя Азия. Водообеспеченность Украинской и Узбекской ССР в 15 раз, а Туркменской ССР в 30 раз ниже средней по Советскому Союзу. Между тем эти районы наиболее богаты тепловыми ресурсами, являющимися вместе с водой необходимым условием для эффективного сельскохозяйственного производства.

Зональная неравномерность распределения влаги и тепла может быть представлена следующим образом (табл. 8.7). В северных

Таблица 8.7

Зональное распределение тепла и влаги по О. Л. Марковой, И. А. Шикломанову

Зона	Доля, %		
	по занимаемой площади	по ресурсам влаги	по ресурсам тепла
Избытка и недостатка тепла	40	82	15
Оптимального соотноше- ния тепла и влаги	12	8	20
Избытка тепла и недо- статка влаги	48	10	65

8. Использование и преобразование водных ресурсов

арктических, субарктических и таежных районах страны, занимающих 40 % территории, сосредоточено более 80 % ресурсов речных вод и только 15 % ресурсов солнечного тепла. На южную половину страны (48 % территории) приходится 65 % поступающего солнечного тепла и только 10 % ресурсов влаги.

Неравномерность распределения водных и тепловых ресурсов по зонам усиливается неравномерным их распределением во времени. Южная, наиболее благоприятная для сельского хозяйства часть территории СССР, отличается не только общим недостатком влаги при обилии тепла, но и большими колебаниями влаги от года к году. В результате этого сельскохозяйственное производство здесь носит неустойчивый характер, страдает от периодических засух и связанных с ними неурожаев.

В последние годы естественная неравномерность распределения водных ресурсов по территории Советского Союза все более усугубляется хозяйственной деятельностью человека.

Так, если до 1940 г. режим стока всех больших рек страны был близок к естественному, то к 1975 г. за счет антропогенных факторов годовой сток Днепра, Дона, Кубани, Днестра, Урала, Терека, Сулака, Или, Сырдарьи, Амударьи снизился по сравнению с естественным на 17—30 %. Еще более значительное уменьшение стока южных рек следует ожидать в перспективе.

8.3. Влияние хозяйственной деятельности на истощение и загрязнение природных вод

В последние годы влияние человеческой деятельности на водные ресурсы усилилось. Многие другие виды человеческой деятельности так или иначе связаны либо с потреблением воды для различного рода технологических процессов и изъятием ее из естественных водоисточников (рек, озер, подземных вод), либо с необходимостью изменить естественное состояние и режим вод суши, для того чтобы обеспечить условия существования и материального производства общества.

Основными видами хозяйственной деятельности, оказывающими наибольшее влияние на качественные и количественные изменения ресурсов, являются водопотребление на промышленные и коммунальные нужды, сбросы в водоемы отработанных сточных вод, урбанизация, создание водохранилищ и пр. В связи с этим при водохозяйственном планировании и регулировании качества воды необходимо учитывать влияние каждого из этих видов в отдельности и всех вместе.

Под качеством воды понимают ее свойства и химический состав в естественном водном объекте, удовлетворяющие потребностям определенных водопользователей. В результате антропогенного воздействия происходит загрязнение природных вод, т. е. изменение

их состава и свойств, приводящих к ухудшению воды для водопользования.

При загрязнении природных вод происходит изменение физических свойств (прозрачность, окраска, запах) и химического состава (изменение содержания растворенных и вредных веществ), сокращение количества кислорода, появление болезнетворных бактерий, изменение температуры и т. д.

Промышленность. Большая часть воды после использования в процессе производства возвращается в водоемы в виде сточных вод. Безвозвратное водопотребление составляет незначительную часть от водозабора (5—10 %) и не может существенно сказаться на количественном изменении водных ресурсов крупных районов. Качество же воды в водном источнике резко изменяется, т. е. сброс отработанных сточных вод приводит к загрязнению водоемов.

Наиболее интенсивно загрязняют поверхностные воды такие отрасли промышленности, как металлургическая, химическая, целлюлозно-бумажная, нефтеперерабатывающая. Основными загрязняющими веществами являются: нефть, фенолы, цветные металлы, сложные химические соединения. Особым видом промышленного загрязнения водоемов является тепловое, обусловленное выпуском теплых вод от различных энергетических установок, которые изменяют термический и биологический режим водоемов.

Коммунальное хозяйство. Коммунально-бытовые сточные воды составляют примерно 20 % всего объема стоков, поступающих в поверхностные водоемы (70—80 % приходится на долю промышленных сточных вод). Если объемы промышленных стоков и количество загрязняющих веществ в них могут быть уменьшены (за счет внедрения оборотного водоснабжения, изменения технологии производства и т. д.), то для хозяйственно-бытовых стоков характерно их накопление, обусловленное ростом численности населения, увеличением водопотребления, улучшением санитарно-гигиенических условий жизни в городах и населенных пунктах.

Для количества загрязняющих веществ характерна относительная стабильность (объем загрязнений, приходящихся на одного человека), позволяющая рассчитывать объемы сбрасываемых загрязнений на одного жителя (табл. 8.8).

Таблица 8.8

**Состав и количество (г/сут) на одного жителя
загрязнений бытовых сточных вод по В. В. Куприянову**

Взвешенные вещества	65
БПК ₅ в осветленной жидкости	35
БПК _п в осветленной жидкости	40
Азот аммонийных солей (N)	8
Фосфаты (P ₂ O ₅)	3,3
Хлориды	9
Окисляемость (по Кубелю)	5—7

Примечание: БПК₅ — биохимическое потребление кислорода в течение 5 сут, мг O₂/л; БПК_п — биохимическое потребление кислорода полное, мг O₂/л.

8. Использование и преобразование водных ресурсов

Влияние орошения на внутригодовое распределение стока и его экстремальные значения сказывается следующим образом: снижается сток в вегетационный период (за счет потерь воды на транспирацию) и увеличивается сток осенью и зимой, когда происходит приток воды с орошаемых массивов в гидрографическую сеть.

Количество солей, поступающих в реки, составляет десятки, а в условиях сильно засоленных почв и сотни тонн с 1 га. Степень увеличения минерализации зависит от соотношения расходов воды рек и расходов возвратных вод, от соотношения их минерализации, доли орошаемых земель в общей площади водосбора реки и т. д. Влияние осушения на водный режим рассмотрено выше (см. п. 6.16).

Влияние полезащитных лесных насаждений. Современные исследования показывают, что полезащитные лесные полосы задерживают сдувание снега в овраги и балки; замедляют сток талых вод и переводят их в грунтовые воды, увеличивая запасы последних; препятствуют водной и ветровой эрозии, сохраняя почву на крутых склонах; повышают водность почвы и способствуют образованию родников; уменьшают размеры наводнений и выносы наносов в реки; увеличивают атмосферные осадки, влажность воздуха, конденсацию; уменьшают испарения, скорость ветра, защищая от суховеев и пыльных бурь.

Основное увеличение осадков в районах лесных полос происходит за счет зимнего периода. Накопления снега при полезащитных полосах в степи с изрезанным рельефом может составить 100 %, с умеренно изрезанным рельефом — 80 %, а с неизрезанным — 25 %.

Полезащитные полосы называют ветроломными. Они уменьшают скорость ветра, расходуя его энергию на колебания листвы. В лиственном лесу средней густоты высотой 6—8 м скорость ветра уменьшается на 0,3—0,5 м/с на каждые 10 м. При ширине полос 60 м скорость ветра уменьшается на 2—3 м/с. Дальность действия полезащитных полос равна 25—30-кратной высоте лесонасаждений.

Действие лесных полос на ветер находится в прямой зависимости от расстояния между лесными полосами, их типов, высоты и состава деревьев. По данным Мариупольского лесничества, ширина защитного пространства лесной полосы $B_{л}$ пропорциональна квадрату высоты лесонасаждения $H_{л}$

$$B_{л} = 2,5H_{л}^2 \quad (8.1)$$

На основании этой зависимости можно получить следующие характеристики защитного влияния лесной полосы:

Высота лесонасаждений $H_{л}$	3	6	9
Ширина защитного влияния $B_{л}$	22	90	202

Испарение почвой между лесными полосами будет меньше, так как почва защищена от прямой солнечной радиации обильной растительностью, скорость ветра уменьшается и, следовательно,

возрастают запасы влаги. Между лесными полосами создаются структурные почвы, которые способствуют просачиванию воды через слой 20—30 см и уменьшают поверхностный сток. Кроме того, структурная комковатая почва затрудняет капиллярный подъем просочившейся влаги. По некоторым опытам, покрытые слабой луговой растительностью почвы полей испаряют 80—100 мм в год. Залесение же и комковатая структура почвы уменьшают это испарение на 20—30 %.

Важная роль в проектировании полевых защитных лесных полос отводится расчету ширины лесных полос и расстояний между ними. В расчетах необходимо стремиться к тому, чтобы склоновый сток не достигал значительных размеров, поверхностный смыв был бы по возможности мал и полученные результаты оправданы экономически. Широкие или близко расположенные полосы могут значительно уменьшить полезную площадь, что экономически невыгодно.

Процессы, вызывающие склоновый сток, могут быть связаны с таянием снега весной и ливнями, выпадающими в летне-осенний период.

Интенсивное таяние снега дает слой воды не более 24 мм/сут, что в среднем за 12 дневных часов таяния составит 2 мм/ч, или 0,03 мм/мин. В то же время ливневые осадки могут иметь интенсивность 1—2 мм/мин, а смыв почвы за один ливень может во много раз превышать смыв за весеннее половодье. Отсюда следует, что расчеты для лесных полос необходимо выполнять по ливневым водам, а на талые делать только проверку.

Так, если ливень продолжителен, то вода может пройти весь склон длиной $l_{ск}$. Пути струи на поле имеют извилистые очертания, а поэтому проекции на прямые линии будут меньше; коэффициент приведения составит 0,5—0,8. Для приближенного расчета для ливневой струей 30 мм интенсивностью i порядка 1,0 мм/мин, скорость склонового стока $v_{ск}$ м/с (по Б. А. Аполлову) можно принять

$$v_{ск} = \sqrt{I_{ск}}, \quad (8.2)$$

где $I_{ск}$ — уклон склона.

Продолжительность склонового стока

$$T_{ск} = T_{л} - T_{н}, \quad (8.3)$$

где $T_{л}$ — продолжительность ливня, мин; $T_{н}$ — время начала склонового стока, мин.

Таким образом, длина пути струи

$$l_{п} = v_{ск} T_{ск} \text{ или } l_{п} = \sqrt{I_{ск}} T_{ск}. \quad (8.4)$$

Наибольший расход на 1 м погонной длины в м³/мин равен

$$Q_{ск} = T_{ск} (i - v_{ф}) \sqrt{I_{ск}}, \quad (8.5)$$

где $v_{ф}$ — скорость инфильтрации, мм/мин.

Если $T_{л} = 30$ мин, $T_{н} = 10$ мин, $i = 1,0$ мм/мин, $v_{ф} = 0,6$ мм/мин, $I_{ск} = 0,04$, то $Q_{ск} = 0,0016$ м³/мин.

8. Использование и преобразование водных ресурсов

Наблюдения показывают, что при слое осадков 30 мм смыв почвы со склона составляет 30 кг/га. Поверхностный смыв почвы имеет место только при ливне слоем более 10 мм и интенсивности $i > 0,08$ мм/мин.

При продолжительности склонового стока $T_{ск} = 10$ мин и скорости стекания $v_{ск} = 0,2$ м/с длина пути струи составит $l_{п} = 120$ м. Это меньше принимаемых расстояний между лесными полосами. Для того чтобы лесная полоса перехватила расход склонового стока $Q_{ск}$, должно соблюдаться условие

$$iB = v_{ф}B + Q_{ск}/B \quad (8.6)$$

и инфильтрация в лесу $v_{ф}$ (в подстилку и в почву) должна быть на единицу ширины лесной полосы B равна

$$i = v_{ф} + Q_{ск}/B^2. \quad (8.7)$$

Отметим, что инфильтрация в лесу примерно в 2 раза более интенсивна, чем в поле на тех же почвах.

Ширина лесной полосы из (8.7) составит

$$B = \sqrt{Q_{ск}(i - v_{ф})}. \quad (8.8)$$

Предлагаемая схема расчета требует проведения полевых наблюдений за: атмосферными осадками, при которых начинается склоновый сток; скоростью склонового стекания; задержанием атмосферных осадков; микрорельефом почвы; инфильтрационной способностью леса и полей; смывом с полей твердого стока.

При отсутствии натуральных наблюдений ориентировочно оптимальное расстояние между лесными полосами берется из табл. 8.9.

Таблица 8.9

Оптимальные расстояния между полосами при разных уклонах местности (по Н. П. Чеботареву)

Уклон, °	Ширина лесной полосы, м	Расстояние между полосами, м
1	20,0	85,4
2	28,3	121
3	34,6	148
4	40,0	170
5	44,7	192

Коэффициент полезного действия лесных полос равен отношению части поля, находящейся под их мелиоративным влиянием, к общей площади поля, окаймленного ими; изменяется в зависимости от высоты (возраста) полос и выражается в процентах. Так, на обыкновенных черноземах Молдавской ССР коэффициент по-

лезного действия лесных полос равен: к 5 годам 30—35 %, к 10 годам — 50—60 %, к 20 годам — 70—85 % и к 25 годам — 75—90 %.

Подбор пород для полезащитных лесных полос производится с учетом конкретных природных условий и местного опыта. Особое внимание должно уделяться быстрорастущим породам, обеспечивающим эффективность действия с самого раннего возраста (4—5 лет). К ним относятся береза, тополь, лиственница, ясень, сосна, орех грецкий, акация белая и др.

В лесостепной зоне, северных районах целинных и залежных земель Западной Сибири и Северного Казахстана целесообразно создавать лесные полосы продуваемой конструкции, способствующие наиболее равномерному отложению снежного покрова.

В степной зоне следует проектировать полезащитные лесные полосы ажурной конструкции, которые благоприятно действуют на снижение скорости ветра, уменьшают опасность суховеев и образование пыльных (черных) бурь.

Эрозия почв и меры борьбы с ней. Под термином «эрозия почв» понимается смыв и размыв почвы поверхностным стоком временных водных потоков. Эрозия делится на временную и ускоренную. Первая наблюдается в случае, когда снос почвы не превышает темпа почвообразования, вторая — когда снос почвы превышает темп почвообразовательного процесса. В северных районах страны причиной водной эрозии являются снеговые воды, в южных — ливневые.

Вода со склонов, как правило, стекает не сплошным потоком, а струями. Вследствие этого на распаханых склонах после стока талых вод или выпадения ливней можно видеть струйчатые размывы различных размеров. После вспашки или обработки почвы культиватором струйчатые размывы заравниваются. Многократное образование струйчатых размывов и систематическое их заравнивание постепенно приводит к уменьшению мощности почвы.

Интенсивность эрозионных процессов обуславливается следующими факторами: рельефом местности, свойствами почв, климатическими условиями, растительностью, хозяйственной деятельностью. Первые четыре фактора характеризуют природные условия, которые только создают предпосылки для возникновения эрозии. Непосредственной причиной ее возникновения является хозяйственная деятельность человека, связанная с неправильным использованием земель на склонах.

В районах Северного Кавказа, Бурятской, Тувинской и Башкирской АССР, Кулиндинской степи и др. почвы часто подвергаются ветровой эрозии. При этом выдуваются и высекаются посевы сельскохозяйственных культур, оголяется узел кущения зерновых культур, что приводит к гибели растений. Наиболее вредное воздействие ветровой эрозии проявляется в том, что ветром сносится верхний, самый плодородный слой почвы. Исследованиями установлено, что эрозионно опасными являются частицы почв диаметром менее 1 мм. Частицы почвы большего диаметра остаются

8. Использование и преобразование водных ресурсов

неподвижными даже при сильных ветрах. Эти частицы называют почвоохранными.

Борьба с эрозией почв осуществляется проведением организационно-хозяйственных, агротехнических, лесомелиоративных и гидротехнических мероприятий.

Организационно-хозяйственные мероприятия заключаются в правильном размещении различных угодий, населенных пунктов, исключающем развитие эрозии. Они охватывают не только территории, где развита эрозия, но и водосборные площади, где формируется поверхностный сток.

Агротехнические меры борьбы с эрозией направлены на задержание поверхностного стока, увеличение скорости впитывания воды в почву и увеличение сопротивляемости ее смыву. Это достигается в результате применения различных приемов противоэрозионной обработки почв. Простейшей мерой является пахота поперек склона. Соблюдение этого правила уменьшает поверхностный сток, увеличивает содержание воды в почве и способствует повышению урожайности. Из других приемов следует отметить применение прерывистого бороздования, лункования, кротования, щелевания, безотвальной вспашки и др.

Лесомелиоративные меры борьбы с эрозией включают проектирование и создание системы лесных насаждений наряду с другими противоэрозионными мероприятиями. Чтобы прекратить рост и закрепить уже существующие овраги, создают приовражные лесные полосы. Эти полосы задерживают снег, способствуют медленному таянию накопленных сугробов снега и переводу поверхностного стока в грунтовый.

Гидротехнические мероприятия направлены на устройство гидротехнических сооружений на водосборах и оврагах. К ним относятся: лиманы, террасы, водоотводные каналы, плотины, перепады, быстротоки и др.

Мелиорация песков. В СССР имеется около 267 млн. га песков, песчаных и супесчаных почв. Наиболее крупные песчаные массивы находятся в Средней Азии и Казахстане (Каракумы, Кызылкум, Приаральские Каракумы, Муюнкум, Барсуки и др.). Крупные массивы песков можно встретить в долинах рек, например Волги, Дона, Днепра. На песчаных почвах быстро развивается ветровая эрозия, для предотвращения которой необходимы соответствующие мероприятия.

Для борьбы с подвижностью песков применяют биологические, механические или химические меры защиты. Создание биологической защиты достигается использованием семян трав, деревьев и кустарников, черенков, хлыстов ив и тополей. На участках с близким залеганием грунтовых вод хорошие результаты дает посев семян. Действие механических защит основано на сплошной или частичной изоляции рыхлой подвижной поверхности песка от ветра. Для этого поверхность песка покрывают рядами или сплошь

пучками травы (тростника) или пучки стоймя закапывают в канавки, образуя ряды, направленные перпендикулярно господствующим ветрам. Хороший эффект дает применение многокомпонентных фиксаторов, получаемых из горячих смесей битума и мазута с нефтью. При этом пленки, образующиеся в результате покрытия поверхности песка фиксаторами, защищают его от выдувания, сохраняют влагу, уменьшают колебания температуры на поверхности песка и дают высокую приживаемость растений.

8.5. Строительство гидротехнических сооружений и реконструкция гидрографической сети

Наиболее значительные изменения в водный режим рек вносит гидротехническое строительство.

Начав со строительства в 1926 г. небольшой гидроэлектростанции на р. Волхов мощностью 60 тыс. квт, Советский Союз в настоящее время сооружает гидроэнергетические гиганты на крупнейших реках Ангаре, Енисее мощностью 4—6 млн. квт, осуществляя мероприятия по орошению и обводнению засушливых территорий в Средней Азии, Казахстане, Заволжье и других районах страны.

Общее число водохранилищ и прудов в СССР в настоящее время превышает 10 000, из них около 1000 водохранилищ имеет объем более 1 млн. м³ каждое.

Во всем мире происходит закономерный процесс все более интенсивного использования водных ресурсов. Только за последние 30 лет на нашей планете сооружено более 10 000 крупных водохранилищ общей емкостью 5000 км³, что более чем в 2 раза превышает емкость речных русел в их естественном состоянии. Однако постройка плотин гидроэлектростанций, создание крупных водохранилищ сопровождается также затоплением обширных территорий в равнинных районах, что часто приводит из-за подъема грунтовых вод к заболачиванию прилегающих территорий. В горных районах, где на реках создаются водохранилища для высоконапорных гидроэлектростанций, искусственные подъемы воды в реках достигают 200 м и более. Это вызывает значительные подъемы подземных вод в берегах водохранилищ и может оказывать влияние на состояние горных пород, их устойчивость и химизм вод из-за заполнения пустот в породах, которые до того не были насыщены водой. При попадании в зону подтопления растворимых пород в берегах могут возникать просадки грунта и другие отрицательные явления.

Строительство гидротехнических сооружений на реках, несущих большое количество наносов, сопровождается нарушением их естественной транспортирующей способности. В местах выше плотин, где скорости потока резко падают по сравнению с естественными, наносы постепенно заполняют часть водохранилищ, уменьшают глубины выше плотин. Ниже сооружений поток оказывает

8. Использование и преобразование водных ресурсов

усиленное размывающее действие на дно и берега русел рек, что необходимо принимать во внимание при проектировании и строительстве плотин для обеспечения их надежности.

Возведение гидроэлектростанций существенно влияет также на зимний режим рек. Ниже сооружений резко изменяются расходы воды, ледяной покров неустойчив, возникают зажорно-заторные явления.

Многие крупные реки, энергия которых полностью используется гидроэлектростанциями, превращены в каскады водохранилищ, режим которых резко отличается от естественного режима этих рек. Колебания уровней воды в создаваемых водохранилищах регулируются искусственно в интересах максимальной выработки энергии при минимальных холостых оборотах. При этом принимаются во внимание потребности в воде других отраслей народного хозяйства: заборы воды на орошение, поддержание минимальных расходов и уровней для судоходства и рыбного хозяйства, необходимость санитарных попусков воды и т. д. К крупным рекам, которые в настоящее время полностью преобразованы в каскады водохранилищ и расходы воды в которых регулируются искусственно, относятся Волга и Днепр.

Водоохранилища оказывают влияние на внутригодовое распределение стока, выравнивая его, а также снижают максимальные расходы воды и увеличивают водность рек в межень.

Степень влияния водохранилищ на годовой сток определяется разностью испарения с водной поверхности (E_B) и с поверхности суши (E_C) и площади водосбора, занятой водохранилищем f_0 , выраженной в %. Чем больше разность $E_B - E_C$ и степень зарегулированности, тем больше влияние водохранилищ на сток.

А. А. Соколовым предложена формула для оценки снижения годового стока рек озерами и водохранилищами в различных географических условиях

$$\Delta Y = (X - E_B - Y_B/Y) f_0, \quad (8.9)$$

где ΔY — снижение годового стока реки под влиянием озер и водохранилищ (в долях или процентах к стоку до создания водохранилища в ее бассейне); Y , Y_B — средний годовой сток реки до и после создания водохранилища, мм; X — годовые осадки на зеркало водохранилища, мм.

Созданные водохранилища вызывают изменение сроков вскрытия и замерзания рек, а следовательно, и продолжительности навигации. Изменения эти тем значительнее, чем больше площадь зеркала и объем водохранилища.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Роль гидрологии в экономическом и социальном развитии общества в последние годы неизмеримо возросла, а задачи ее многократно расширились в связи с решением острых проблем современности — защиты окружающей среды от загрязнения и истощения.

Основные предложения, которые широко обсуждаются в современных исследованиях по охране природных вод, сводятся к следующему:

1. Всемерная экономия воды, забираемой из источников и используемой в промышленности и теплоэнергетике, с переводом ряда отраслей производства на безводную технологию и на замкнутое оборотное водоснабжение там, где безводная технология не может применяться.

2. Повторное использование очищенных, содержащих большое количество удобрений сточных вод городов для орошения в сельском хозяйстве и на таких производствах, которые не нуждаются в использовании вполне чистой воды.

3. В городском водном хозяйстве крупных городов, а также в животноводческих комплексах очищенные сточные воды повторно использовать для санитарных целей: в бытовой канализации, промывке помещений, поливке улиц и зеленых насаждений, пожарного водоснабжения и т. д., не расходуя для этих целей чистые воды, забираемые из естественных водоисточников.

4. Аккумуляция в прудах-отстойниках загрязненных снеговых и дождевых сточных вод, стекающих с территорий городов, промышленных предприятий, и бытовых отходов, а также животноводческих комплексов. В необходимых случаях — очистка этих вод перед сбросом в водоемы.

5. Применение минимального количества ядохимикатов на сельскохозяйственных угодьях и усовершенствование агротехнических мер по предупреждению смыва ядохимикатов и минеральных удобрений снеговыми и дождевыми водами в гидрографическую сеть.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексин О. А. Основы гидрохимии.—Л.: Гидрометеоздат, 1970.—444 с.
2. Алпатов А. М. Влагообороты в природе и их преобразование.—Л.: Гидрометеоздат, 1969.—259 с.
3. Аношко В. С. Географические основы мелиорации.—Минск: Высшая школа, 1974.—176 с.
4. Аполлов Б. А. Учение о реках.—М.: изд. МГУ, 1963.—423 с.
5. Бефани А. Н. Основы теории ливневого стока.—Тр. ОГМИ, 1958, вып. 14.—304 с.
6. Бефани А. Н. Теоретическое обоснование методов исследования и расчета паводочного стока рек Дальнего Востока.—Тр. ДВНИГМИ, 1966, вып. 22, с. 124—215.
7. Бесценная М. А., Орлов В. Г. Использование, преобразование и охрана водных ресурсов.—Л.: изд. ЛПИ, 1979.—60 с.
8. Богословский Б. Б., Самохин А. А., Иванов К. Е., Соколов Д. П. Общая гидрология.—Л.: Гидрометеоздат, 1984.—422 с.
9. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем.—Л.: Гидрометеоздат, 1980.—352 с.
10. Булдей В. Р. Гидромелиоративное строительство и охрана окружающей среды.—Киев: Будивельник, 1980.—200 с.
11. Быков В. Д., Васильев А. В. Гидрометрия.—Л.: Гидрометеоздат, 1977.—448 с.
12. Важнов А. Н. Гидрология рек.—М.: изд. МГУ, 1976.—340 с.
13. Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем СССР. Изд. 2-е.—Л.: Гидрометеоздат, 1979.—207 с.
14. Вентцель Е. С. Теория вероятностей.—М.: Наука, 1969.—576 с.
15. Владимиров А. М. Минимальный сток рек СССР.—Л.: Гидрометеоздат, 1970.—212 с.
16. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза.—Л.: Гидрометеоздат, 1962.—546 с.
17. Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты.—Л.: Гидрометеоздат, 1979.—432 с.
18. Гушля А. В., Мезенцев В. С. Воднобалансовые исследования.—Киев: Выща школа, 1982.—229 с.
19. Давыдов Л. К., Дмитриева А. А., Конкина Н. Г. Общая гидрология.—Л.: Гидрометеоздат, 1973.—462 с.
20. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии.—Л.: Гидрометеоздат, 1968.—375 с.
21. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса.—Л.: Гидрометеоздат, 1982.—272 с.
22. Константинов А. Р. Испарение в природе.—Л.: Гидрометеоздат, 1968.—532 с.
23. Константинов А. Р. Погода, почва и урожай озимой пшеницы.—Л.: Гидрометеоздат, 1978.—248 с.
24. Константинов А. Р., Субботин А. С. Водный и тепловой режим орошаемых полей.—Л.: Изд. ЛПИ, 1979.—80 с.
25. Константинов А. Р., Субботин А. С. Методы нормирования орошения.—Л.: Изд. ЛПИ, 1981.—76 с.
26. Константинов А. Р. Пути оптимизации нормирования орошения и осушения.—Л.: Изд. ЛПИ, 1981.—78 с.

27. Костяков А. Н. Основы мелиорации.—М.: Сельхозиздат, 1960.— 622 с.
28. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы управления водохозяйственными системами.—М.: Наука, 1982.— 271 с.
29. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод.—М.: изд. МГУ, 1960.— 343 с.
30. Кузин П. С., Бабкин В. Т. Географические закономерности гидрологического режима рек.—Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 200 с.
31. Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее.—М.: Мысль, 1974.— 446 с.
32. Левченко Г. П. Гидрология и сельскохозяйственная мелиорация.—Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 247 с.
33. Ляхин Ю. И. Окружающая среда и ее охрана.—Л.: изд. ЛПИ, 1978.— 72 с.
34. Маслов Б. С., Минаев И. В. Мелиорация и охрана природы.—М.: Россельхозиздат, 1985.— 270 с.
35. Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины.—Л.: Гидрометеоздат, 1969.— 168 с.
36. Мезенцев В. С. Гидрологические расчеты в мелиоративных целях.—Омск: изд. ОСХИ, 1980.— 80 с.
37. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.—Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 638 с.
38. Определение расчетных гидрологических характеристик. СНиП 2.01.14—83.—М.: 1985.— 36 с.
39. Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство.—Л.: Гидрометеоздат, 1969.— 302 с.
40. Попов О. В. Подземное питание рек.—Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 292 с.
41. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 448 с.
42. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.—Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 424 с.
43. Самохин А. А., Соловьев Н. Н., Догановский А. М. Практикум по гидрологии.—Л.: Гидрометеоздат, 1980.— 296 с.
44. Соколов А. А., Чеботарев А. И. Очерки развития гидрологии в СССР.—Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 312 с.
45. Соколовский Д. Л. Речной сток.—Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 540 с.
46. Справочник мелиоратора.—М.: Изд. Россельхозиздат, 1980.— 255 с.
47. Соломенцев Н. А., Львов А. М., Симиренко С. Л., Чеботарев В. А. Гидрология суши.—Л.: Гидрометеоздат, 1976.— 432 с.
48. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.—Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 371 с.
49. Чеботарев А. И. Общая гидрология.—Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 544 с.
50. Чеботарев Н. П. Гидрология суши.—Киев: Изд. КГУ, 1960.— 380 с.
51. Шебеко В. Ф. Гидрологический режим осушаемых территорий.—Минск: Урожай, 1970.— 299 с.
52. Шелутко В. А. Техника статистических вычислений в гидрологии.—Л.: Изд. ЛПИ, 1977.— 174 с.
53. Шикломанов А. И. Антропогенные изменения водности рек.—Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 302 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Бассейн реки 34
Болота 209—223
 низинные (евтрофные) 215
 верховые (олиготрофные) 215
 переходные (мезотрофные) 215
- Водный баланс 25, 112, 175, 242—247
Водный режим 71, 72, 73
Водоотдача торфа 217
Водопользователи 7
Водопотребители 7
Водопотребление 281—284
Водораздел 34
Водосбор 34
Водохранилища 169
- Гидрологическая сеть 59
Гидрограф 74—79
 типовой 74
 расчленение 75
Гидрографическая сеть 28
Гидромодуль 269—270
- Дельта 31
Дождевание 259
 интенсивность 259
Долина речная 38, 39
- Живое сечение русла 45
- Исток 30
- Канал магистральный 224, 249
Коэффициент 33, 35, 71, 248, 251, 252, 253
 водопотребления 253
 гидротермический 248
 густоты речной сети 33
 земельного использования 251
 полезного действия оросительной системы 252
 развития водораздельной линии 35
 транспирации 253
 стока 71
- Лахары 103
Ледники 200—206
Ледоход 91, 189
Лиман 31
Ложбина 28
Ложе озерное 170—171
Лощина 28
- Массив болотный 209
Межень 73—74
Мелиорация 7, 247
Мероприятия агромелиоративные 289—296
Модуль стока 70
Мутность 94, 95
- Норма 95, 134—145, 226—227, 252—253
 стока воды 134—145
 — наносов 95
 осушения 225—227
 полива 252—253
- Объем водохранилища 173
 стока 71
Озера 169
Орошение 256, 257, 262, 265
 поверхностное 257
 подпочвенное 262
 лиманное 265
- Паводок 73
Питание рек 72
 — дождевое 72
 — ледниковое 72
 — подземное 72
 — снеговое 72
 — смешанное 72
Плес 42
Поливы 266
 вегетационные 266
 влагозарядковые 266
Половодье 73
Поперечное сечение русла 45
Посты гидрологические 60—62
Профиль реки продольный 46
- Распределение стока 145—147
 — внутригодовое 146
 — типовое 146—147
Расход 64, 70
 воды 64, 70
 наносов 94
Режим реки 28—110
 — тепловой 83—88
 — ледовый 88—92
Реки 28
Русло реки 39
 — коренное 39

— меженное 39
— пойменное 39
Русловой процесс 104—110

Сезон 147, 148
лимитирующий 147
нелимитирующий 148

Слой стока 70

Сток 70, 134, 141—145

воды максимальный 151—166
— минимальный 166—168
наносов (твердый сток) 100—101
растворенных веществ 108—110

Суходол 28

Торф, водные свойства 216—217

Устья 30
Устьевое взморье 30

Фазы водного режима 73—92

ледового режима 88—92

Фирновая линия 202—203

Характеристики бассейна 34

— морфометрические 34—37

— физико-географические 37—38

Элементы речных долин 39—40

Энергия потока 92—93

Эстуарий 31

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
1. Введение	5
1.1. Гидрология, ее задачи и связь с другими науками	—
1.2. Краткие сведения о водном хозяйстве	6
1.3. История развития гидрологии и мелиорации	7
1.4. Методы изучения водных объектов	12
1.5. Основные физические и химические свойства воды	—
1.6. Водные ресурсы земного шара	17
1.7. Общий и внутриматериковый круговорот воды	21
1.8. Мировой водный баланс	25
2. Реки и их режим	28
2.1. Формирование гидрографической сети	—
2.2. Речной бассейн	34
2.3. Речные долины	38
2.4. Речное русло	40
2.5. Продольный профиль реки	46
2.6. Поперечный уклон реки. Поперечная циркуляция	48
2.7. Механизм движения воды в реках	51
2.8. Гидрометрические наблюдения	59
2.9. Водный режим	71
2.10. Тепловой и ледовый режим рек	83
2.11. Речные наносы	92
2.12. Русловые процессы	104
2.13. Сток растворенных веществ	108
3. Расчеты речного стока	111
3.1. Уравнение водного баланса речного водосбора	—
3.2. Статистические методы исследования стока	114
3.3. Норма и изменчивость годового стока	134
3.4. Внутригодовое распределение стока	145
3.5. Максимальный сток дождевых паводков и весенних половодий	151
3.6. Минимальный сток	166
4. Озера и водохранилища	169
4.1. Общие понятия, происхождение и строение котловин	—
4.2. Морфометрические характеристики водоемов	172
4.3. Водный баланс и уровенный режим водоемов	175
4.4. Динамика водоемов	179
4.5. Термический режим водоемов	183
4.6. Ледовый режим водоемов	187
4.7. Гидрохимические, оптические и биологические особенности водоемов	190
4.8. Донные отложения водоемов	195
4.9. Формирование берегов и заиление водохранилищ	196
4.10. Экономические показатели при строительстве водоемов	198
5. Ледники и многолетняя мерзлота	200
5.1. Современное оледенение в СССР	—
5.2. Условия и процесс образования ледников	201
5.3. Движение ледников	202

Оглавление

5.4. Типы ледников	204
5.5. Ледниковые реки, их хозяйственное значение	—
5.6. Многолетняя мерзлота и ее гидрологическое значение	206
5.7. Условия питания рек подземными водами в районах многолетней мерзлоты	—
6. Болота	209
6.1. Образование и развитие болот	—
6.2. Морфология болот	213
6.3. Типы болот и болотных микроландшафтов	214
6.4. Содержание воды в болотных массивах	215
6.5. Водные свойства торфа	216
6.6. Движение воды на болотных массивах	217
6.7. Колебания уровня грунтовых вод на болотных массивах	218
6.8. Испарение с болотных массивов	—
6.9. Термический режим, замерзание и оттаивание болот	219
6.10. Влияние болот на речной сток	220
6.11. Распространение болот	221
6.12. Общие сведения для расчета осушительных систем	223
6.13. Осушительные системы двухстороннего регулирования	233
6.14. Взаимосвязь водного режима осушаемых почв с методами осушения	234
6.15. Характеристики плодородия осушенных почв	237
6.16. Влияние осушения на сток с болот	240
7. Водный баланс мелиорируемых земель	242
7.1. Общие положения	—
7.2. Характеристики условий естественной влагообеспеченности	247
7.3. Методы оценки оросительных норм	249
7.4. Дефициты влагообеспеченности	255
7.5. Поливные нормы	256
7.6. Взаимосвязь балансовых элементов с водно-физическими свойствами и влажностью почвы	270
7.7. Расчеты естественного режима влажности почвенного покрова по климатическим данным	274
7.8. Расчеты воднобалансовых элементов и гидромелиоративных норм при избыточном увлажнении	276
7.9. Определение необходимой глубины понижения уровня грунтовых вод	279
8. Использование и преобразование водных ресурсов	281
8.1. Потребности в воде отдельных отраслей народного хозяйства в настоящее время и в перспективе	—
8.2. Водобеспеченность СССР в целом и по отдельным районам	284
8.3. Влияние хозяйственной деятельности на истощение и загрязнение природных вод	286
8.4. Агроресомелиоративные мероприятия и их влияние на сток	289
8.5. Строительство гидротехнических сооружений и реконструкция гидрографической сети	295
Список литературы	298
Предметный указатель	300

Учебник

ЕВГЕНИЙ ДМИТРИЕВИЧ ГОПЧЕНКО,
АЛЕКСАНДР ВАСИЛЬЕВИЧ ГУШЛЯ

**ГИДРОЛОГИЯ
С ОСНОВАМИ
МЕЛИОРАЦИИ**

Редактор Л. А. Чепелкина. Художник И. Г. Архипов. Художественный редактор
В. В. Быков. Технический редактор М. И. Брайнина. Корректор Л. Б. Лаврова.
ИБ № 1926. Сдано в набор 05.12.88. Подписано в печать 05.04.89. М-17571. Формат 60×90/16.
Бумага типографская № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 19. Кр.-отг. 19.
Уч.-изд. л. 20,72. Тираж 4100 экз. Индекс ГЛ-41. Заказ № 643. Цена 1 р. 10 к.
Гидрометеиздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, д. 38.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского
объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Госу-
дарственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.